



HORST DO CAPARAÓ: INFLUÊNCIAS MORFOESTRUTURAIS E MORFOTECTÔNICAS NA DINÂMICA E EVOLUÇÃO DO RELEVO

HORST CAPARAÓ: MORPHOSTRUCTURAL AND MORPHOTECTONIC INFLUENCES IN THE DYNAMICS AND RELIEF EVOLUTION

Roberto Marques Neto

Universidade Federal de Juiz de Fora
Professor Adjunto do Departamento de Geociências

Juliana Alves Moreira

Universidade Federal de Juiz de Fora
Discente do curso de Geografia

Angélica de Paula Andrade

Universidade Federal de Juiz de Fora
Discente do curso de Geografia

Thaiane Campos Moura

Universidade Federal de Juiz de Fora
Mestranda do Programa de Pós-Graduação em Geografia

RESUMO

A Serra do Caparaó figura como um proeminente alinhamento estrutural no sentido N-S e, juntamente à Serra do Brigadeiro a oeste, constitui um sistema de horsts limitados pelo gráben dissecado pelo rio Carangola e pela rede de drenagem que coleta. O presente trabalho se encarregou de investigar os efeitos diastróficos neotectônicos vigentes no maciço do Caparaó e região, acionando procedimentos de análise estrutural associados a técnicas de detecção de tectônica ativa, pautada fundamentalmente na interpretação do relevo e da drenagem, procedimentos de grande valia para os estudos neotectônicos em domínios de margem passiva. Os procedimentos metodológicos aplicados na presente investigação foram capazes de identificar uma série de feições morfotectônicas, tanto no relevo como na rede de drenagem, sobrepostas a controles estruturais preexistentes, revelando que a dinâmica neotectônica intraplaca vem afetando, entre outros contextos, regiões geomorfológicas de gênese tectônica do Brasil Sudeste, reafeiçãoando as vertentes, interferindo na hierarquização da rede hidrográfica e influenciando na organização erosiva superficial.

Palavras chave: *horst* do Caparaó; neotectônica; anomalias de drenagem.

ABSTRACT

Caparaó ridge figure as a prominent structural alignment in the N-S way and together with Brigadeiro ridge in the west constitutes a system of horsts limited by the graben dissected by the Carangola river and by the collecting drainage network. The present work took charge on investigating the neotectonic diastrophic effects present in the Caparaó massive and region operating procedures of structural analysis to techniques of active tectonic detection guided fundamentally by the interpretation of the relief and of the drainage, procedures of great value for the neotectonic studies in passive border domains. The methodological procedures applied in the present investigation were capable to identify a series of morphotectonic features both in the relief in the drainage network superimposed to preexisting structural controls revealing that the intraplate neotectonic dynamics has been affecting, between other contexts, geomorphological regions of tectonic genesis in the Southeast Brazil reshaping the slope interfering in the tiering of the hydrographic network and influencing the superficial erosive organization.

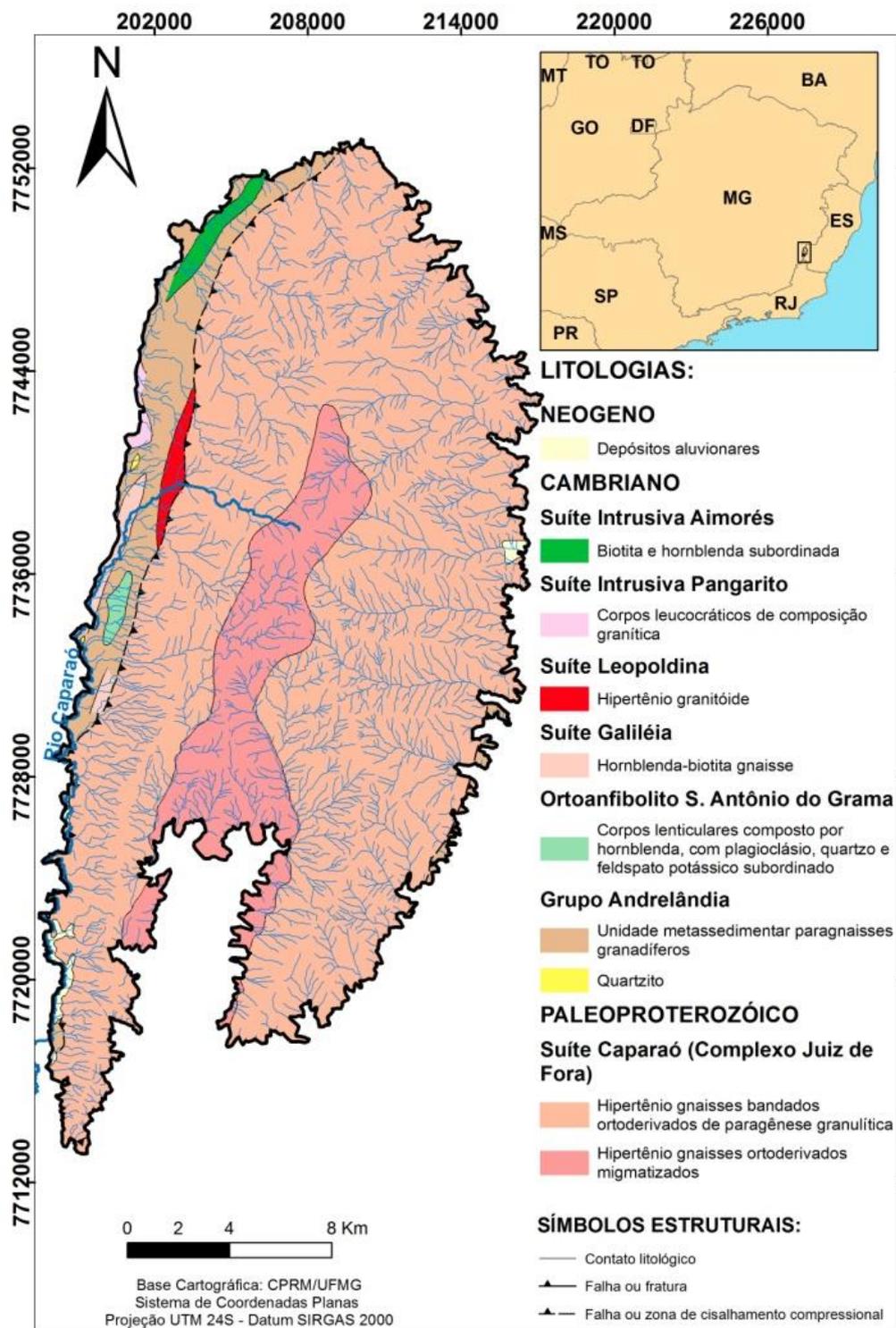
Keywords: *horst* Caparaó; neotectonic; drainage anomalies.

1 - Introdução

A Serra do Caparaó figura como um dos compartimentos geomorfológicos mais elevados do território brasileiro, com cimeiras que chegam a 2892 metros de altitude no Pico da Bandeira, ponto culminante de todo setor oriental da Placa Sul-Americana. Localizado na Zona da Mata Mineira e perfazendo parte do marco divisório entre os estados de Minas Gerais e Espírito Santo, este imponente maciço montanhoso compõe uma das unidades de maior destaque na região geomorfológica da Mantiqueira Setentrional (sensu RADAMBRASIL, 1983), tendo sua gênese ligada à reativação tectônica que acometeu grande parte da porção oriental da Plataforma Brasileira durante a evolução do rift que engendrou a separação entre as placas Sul-americana e Africana entre o Cretáceo e o início do Paleógeno. A partir de suas vertentes orientadas para leste é ladeado por patamares escalonados emoldurados em litologias granítico-gnáissico-migmatíticas, e a oeste por morfologias mamelonizadas em dissecação homogênea que se rebaixam altimetricamente em direção à passagem do rio Carangola, que diseca bloco que sofreu rebaixamento e que se encontra confinado entre os horsts do Caparaó, a leste, e da Serra do Brigadeiro, a oeste.

O sistema *horst/gráben* que se formata no contexto geomorfológico regional define paisagens distintas, contrastantes em seus controles erosivos e tectônicos, bem como nos estilos fluviais presentes, nos sistemas de transformação pedológica, na cobertura vegetal e nas modalidades de uso da terra instauradas segundo as lógicas econômicas e ritmos sociais da região. A Serra do Caparaó em específico constitui uma imponente crista de direção geral N-S vinculada à falha normal que estabelece amplitudes altimétricas de quase 2000 metros com os compartimentos de morros convexos adjacentes. De acordo com Novo et al. (2011), a base geológica é dada pelos gnaisses granulíticos e migmatitos ortoderivados da Suíte Caparaó, de idade paleoproterozoica (riaciana), encravada junto a focos graníticos deformados e não deformados entre os metassedimentos neoproterozoicos que dominam no gráben de Carangola (Figura 1).

Figura 1 - Localização e geologia do horst do Caparaó (MG/ES).



Fonte: Autores

A decomposição das litologias granitoides que balizam o maciço do Caparaó engendra coberturas superficiais argilosas, ricas em caulinita, ainda que nos setores altimontanos o

intemperismo físico seja mais contundente, com formação de tratos deposicionais locais com consideráveis quantidades de material clástico. Nesses geoambientes os solos são imaturos, predominando Neossolo Litólico associado ou não a Cambissolos. Nos patamares escalonados em escarpas e degraus predominam os Cambissolos em associação a Latossolos, além de alguma ocorrência de material com organização estrutural argilúvica, sendo que grande parte destes materiais se encontram associados a depósitos de tálus e configuram colúvios pedogeneizados em um sistema geomorfológico de intenso retrabalhamento.

As amplitudes vertiginosas estabelecem, portanto, topossequências da base ao topo do maciço, bem como sucessões altitudinais da vegetação a partir de cinturões florestais com Floresta Ombrófila Densa Montana e Alto-montana até a emergência dos campos de altitude, portadores de fitofisionomias herbáceas a herbáceo-arbustivas que dominam nos patamares de cimeira sobre solos rasos e afloramentos, onde o clima tropical de altitude rebaixa consideravelmente as temperaturas médias regionais. Como a maior parte da área está contida em uma unidade de conservação de proteção integral (Parque Nacional do Caparaó), estas fisionomias encontram-se preservadas. No entanto, transposto o perímetro da reserva, o cultivo do café se dá de forma maciça, intercalado a áreas de pastagem e práticas silviculturais.

As regiões de relevos montanhosos de gênese tectônica do sudeste brasileiro configuram zonas e cinturões de cisalhamento regionais formados durante o processo de cratonização da Plataforma Brasileira encerrado ao final do Proterozoico e início do Paleozoico (Evento Brasileiro/Pan-africano). Tais sistemas geomorfológicos têm se comportado como áreas preferenciais de reativações posteriores, entre elas aquelas referentes ao período neotectônico, que segundo Hasui (1990) tem no contexto brasileiro seu marco inicial a partir de soerguimento crustal processado no Mioceno Médio, que teria encerrado a elaboração da Superfície Sul-americana (KING, 1956) e deflagrado a deposição do Grupo Barreiras ao longo da fachada atlântica brasileira. Doravante, campos de tensão instaurados durante o Pleistoceno e o Holoceno também tem sido verificados para o Brasil Sudeste.

A dinâmica morfotectônica de áreas cratonizadas em muito se distancia de uma situação de quiescência, porém não se transfigura em abalos sísmicos de monta, sendo que os

sismos perceptíveis à sensibilidade humana são pontuais e dificilmente desencadeiam prejuízos materiais e humanos. Dessa forma, as feições tectonicamente geradas encontram-se sobrepostas a controles erosivos operados em estruturas cuja gênese, embora tectônica, pertence a um regime tectônico não mais ativo, havendo assim uma distribuição ampla de evidências de controles neotectônicos sobrepostos a geformas de controle estrutural. É precípua, portanto, interpretar e diferenciar as feições passivas oriundas de controle morfoestrutural daquelas tectonicamente controladas para um entendimento aceitavelmente integrado da evolução do relevo, e, nessa empresa científica, os métodos geomorfológicos pautados na análise estrutural e interpretação do relevo e da drenagem tem fornecido resultados auspiciosos. Pretende-se assim, a partir desse preâmbulo, discutir as interferências mútuas dos aspectos morfoestruturais e morfotectônicos na evolução morfológica do *horst* do Caparaó, lançando mão de procedimentos metodológicos adequados aos estudos tectônicos em ambientes de margem passiva.

2 - Procedimentos metodológicos

Reiterando o que fora anteriormente anunciado, o presente trabalho se orientou metodologicamente a partir de procedimentos voltados para a interpretação do relevo e da drenagem em seus aspectos morfoestruturais e morfotectônicos, a saber: extração de lineamentos estruturais do relevo e da drenagem; interpretação e mapeamento dos padrões de drenagem e identificação das anomalias; mensuração e espacialização do Índice Declividade x Extensão do Canal (RDE) para os principais cursos d'água; mensuração do Índice Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf); interpretação de feições morfotectônicas no relevo e na drenagem e espacialização de tais feições em documento cartográfico representativo. A integridade escalar de representação cartográfica foi de 1/50.000, voltando-se também para a escala de campo pela qual uma série de evidências morfológicas de tectônica ativa foi objeto de interpretação. Complementaram o conjunto de procedimentos supramencionados, portanto, incursões em campo para identificação de evidências impressas na paisagem.

Os lineamentos estruturais foram interpretados em imagem de radar da missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) em relevo sombreado, sendo que a extração se deu em quatro ângulos de orientação de iluminação azimutal (45°, 90°, 315° e 360°), uma vez

que cada uma dessas angulações realça de forma mais contundente algumas orientações de lineamentos em detrimento de outras, permitindo assim uma interpretação mais acurada do *trend* vigente. Os lineamentos foram interpretados separadamente para o relevo e para a drenagem, gerando-se, para ambos, rosetas representativas das direções e das extensões acumuladas a partir de intervalos angulares de 10°, e os respectivos documentos cartográficos foram editados no software ArcGIS, ambiente no qual também foi gerado um mapa único de densidade de lineamentos a partir de procedimentos de interpolação, coadunando os traços do relevo e da drenagem. Pelos mesmos procedimentos foram interpretados e representados os lineamentos referentes aos canais de 1° ordem na escala trabalhada no intuito de se averiguar a distribuição da frente mais recente de expansão remontante da drenagem e sua influência na evolução do relevo.

A rede hidrográfica foi extraída a partir das folhas topográficas em escala de 1/50.000 (Íúna, SF-24-V-A-I-4; Manhumirim, SF-24-V-A-I-3; Espera Feliz, SF-24-V-A-IV-1; Divino de São Lourenço, SF-24-V-A-IV-2), também gerada em ambiente digital ArcGIS, tendo sido interpretada em seus padrões básicos e modificados a partir das formalizações de Summerfield (1991); a leitura das anomalias se deu com base em Howard (1967). Foi gerado um mapa para a representação dos padrões de drenagem, também editado através do software ArcGIS. Subsequentemente foi levado a efeito procedimento de interpolação para geração do mapa de densidade de drenagem, a ser correlacionado ao mapa de densidade de lineamentos.

Os procedimentos voltados para a extração e interpretação dos lineamentos e da rede de drenagem foram complementados por um trato morfométrico que foi acionado, fundamentalmente, devido à sua eficácia em fornecer fortes indícios acerca de uma tectônica ativa mediante procedimentos operacionais relativamente simples e de baixo custo. Subsequentemente à geração da rede de drenagem, foi calculado o Índice Declividade x Extensão do Canal, ou Índice de Hack (1973), técnica esta que teve sua aplicação fomentada por Etchebehere (2000, 2004), conhecendo grande difusão nas pesquisas levadas a efeito por geomorfólogos brasileiros desde então. O procedimento de mensuração do referido índice se dá mediante a aplicação da seguinte fórmula:

$$RDE = (\Delta H / \Delta L) \cdot L$$

Onde

ΔH = diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso d'água;

ΔL = projeção horizontal da extensão do referido segmento;

L = comprimento total do curso d'água a montante do ponto para o qual o RDE foi mensurado.

A relação $\Delta H/\Delta L$ corresponde ao gradiente da drenagem no ponto em questão (RDE trecho). Os valores mensurados para cada trecho foram relacionados com o RDE total, obtido mediante relação direta entre a amplitude altimétrica absoluta e o logaritmo do comprimento total do vale:

$$\text{RDE total} = \Delta H/\log L$$

Os valores derivados de tal relação foram qualificados em consonância a proposição de Seeber & Gornitz (1983), segundo a qual os resultados compreendidos entre 0 e 2 não representam anomalia, aqueles entre 2 e 10 são representativos anomalias de segunda ordem e os acima de 10, anomalias de primeira ordem. Os valores obtidos foram inseridos em software Excel para execução dos cálculos, ambiente no qual foi gerada uma planilha onde foram marcados os trechos anômalos, que ficaram em destaque na célula para facilitar a visualização numérica dos pontos de ruptura pela forma do perfil longitudinal dos rios.

As técnicas morfométricas se encerraram com a mensuração do índice *Sinuosidade da Escarpa Montanhosa* (*Smf*). Definido por Bull e Wallace (1985), reflete o balanço entre as forças erosivas e tectônicas, prevendo que as frentes montanhosas submetidas a soerguimento tectônico são relativamente retilíneas, assumindo assim valores baixos; uma vez reduzido ou cessado o movimento epirogenético, os processos erosivos que incidirão sobre a frente montanhosa em questão haverão de torná-la irregular, elevando os valores de *Smf* (FERREIRA, 2001), que podem ser obtidos com o emprego da seguinte fórmula:

$$Smf = Lmf/Ls$$

Onde

Lmf: comprimento da escarpa montanhosa ao longo do sopé da montanha, na zona de ruptura de declive;

Ls: comprimento da linha retilínea da escarpa montanhosa.

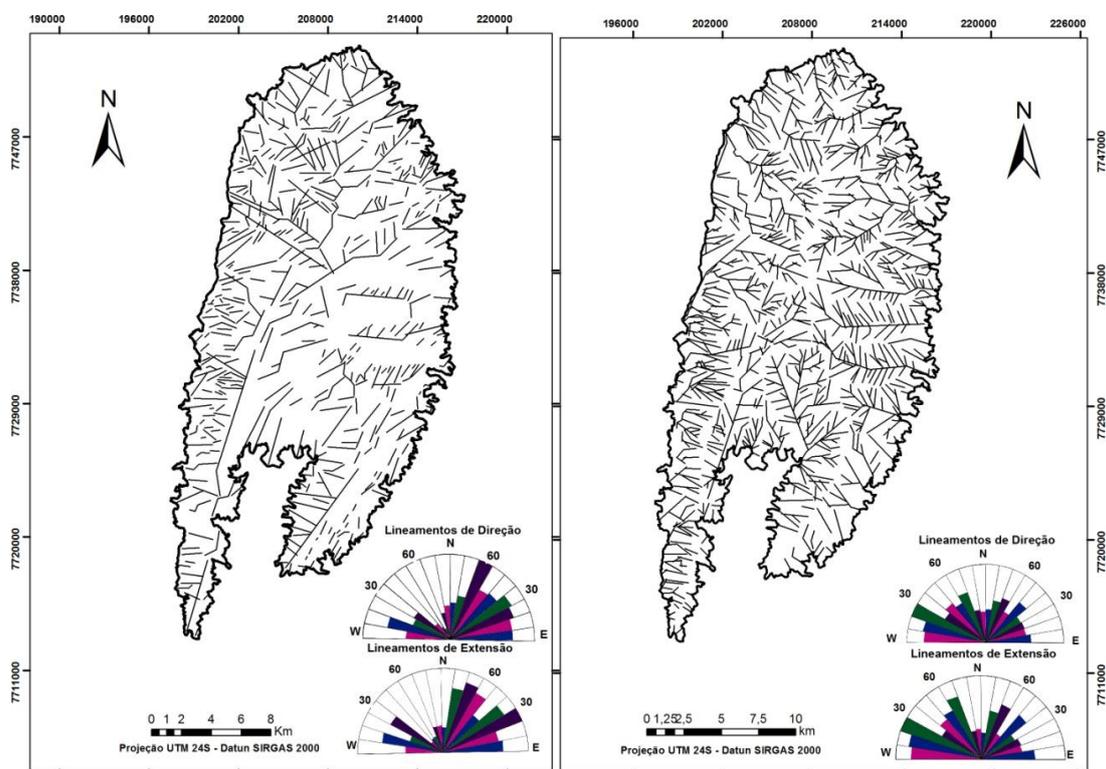
Finalmente, foi gerado um mapa síntese a partir da interpretação geral das feições morfotectônicas investigadas em campo e por meio das bases planialtimétricas e produtos de sensoriamento remoto, representando os seguintes aspectos: capturas fluviais e prelúdios de captura; segmentos de drenagem anormalmente retilíneos; deflexão de canais associadas a falhas transcorrentes aferidas ou inferidas; rupturas de declive abruptas associadas a entalhe vertical e encachoeiramentos; escarpas retilíneas; facetas triangulares e trapezoidais. Para a representação de tais feições foram criados símbolos próprios, que foram plotados em um modelo sombreado com a rede de drenagem para visualização de aspectos estruturais básicos de fundo, sobre os quais a simbologia foi inserida na forma de elementos pontuais e lineares. O desenvolvimento dos recursos gráficos e a edição do documento cartográfico correspondente foram procedimentos também levados a efeito com software ArcGIS.

3 - Estruturas antigas e tectônica recente no horst do Caparaó

O arranjo fundamental dos lineamentos no contexto do Caparaó se define por orientação N-S bem marcada pela direção geral da linha interfluvial para onde culminam as vertentes escarpadas voltadas tanto para leste como para oeste. Os interflúvios secundários adstritos ao interior do maciço representam o maior número de alinhamentos positivos, e se concentram predominantemente no sentido NE-SW, dominando as direções no sentido N130E; quanto aos comprimentos, a maior concentração foi verificada na direção N15E. Em geral, as direções se aninham entre os intervalos angulares de 120° e 160° (Figura 2), com destaque para uma concentração de orientações N80W, bem marcada também pelos comprimentos acumulados. A orientação da drenagem, embora bem distribuída, indica uma tendência mais geral de orientação no sentido NW-SE e também no sentido E-W, endossado pela dominância do padrão paralelo a subparalelo que se consubstancia na medida em que os canais se dispersam a partir dos somitais do maciço e se adaptam às discontinuidades crustais. Recorrentes rupturas no paralelismo marcadas por desvios abruptos de orientação sinalizam esforços deformacionais ativos afetando tais arranjos

estruturais. Ainda, a significância dos lineamentos E-W estabelece congruência com o que é apontado no mapa mundial de tensões tectônicas (ZOBACK et al. 1989), que marca explicitamente a referida direção no sudeste brasileiro. O referido quadro de tensão vigente na região também é pontuado por Heidbach e Höhne (2007) e Morales et al. (2014), bem como por Marent e Valadão (2015), que também reconhecem a participação de uma tectônica recente (cenozoica) na evolução do relevo regional.

Figura 2 - Lineamentos do relevo (lado esquerdo) e da drenagem (lado direito) interpretados para o horst do Caparaó.

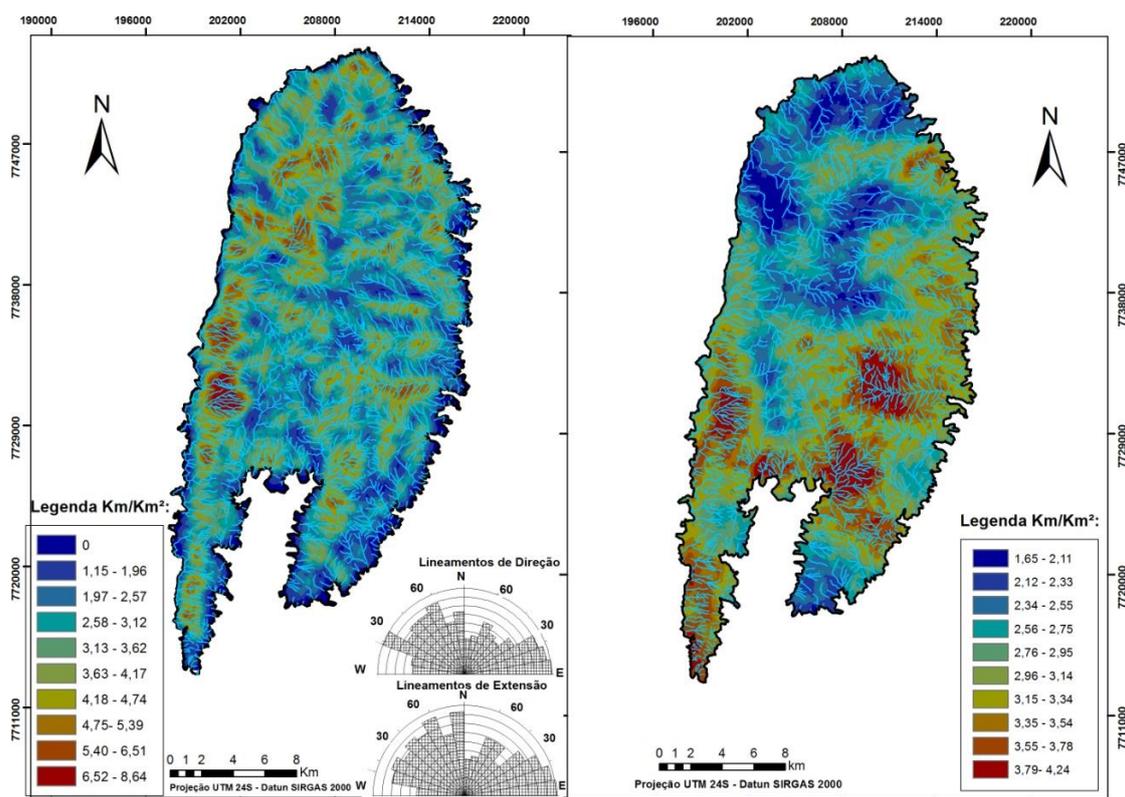


Fonte: Autores

As juntas e falhas encontram-se consideravelmente exploradas para a manutenção de drenagem ativa, havendo assim uma forte correlação entre a densidade de lineamentos e a densidade de drenagem (Figura 3), tanto em extensões relativamente contínuas ao longo das vertentes voltadas para oeste, como em bolsões no setor centro-sul, zonas de maior sobreposição entre as altas densidades de lineamentos e as mais expressivas densidades de drenagem. Em contraste, densidades mais baixas se verificam em setores dos somitais, revelando alguma preservação das superfícies de cimeira, sobre as quais foram encontrados, a propósito, processos de bauxitização, que embora não formem bancadas endurecidas contínuas podem estar contribuindo na manutenção dos altos interflúvios

nesse antiformal detentor da maior volumetria topográfica na paisagem regional. Na porção sul, Mateus et al. (2016) correlacionaram as couraças aluminosas à ocorrência de depressões fechadas em alguns setores de vertente. A aglutinação dos lineamentos do relevo e da drenagem, ainda, faz aumentar a concentração das direções E-W e NW-SE em função destas serem as orientações preferenciais dos canais que dissecam o maciço.

Figura 3 - Densidade de lineamentos (lado esquerdo) e de drenagem (lado direito) mensurados para o *horst* do Caparaó.

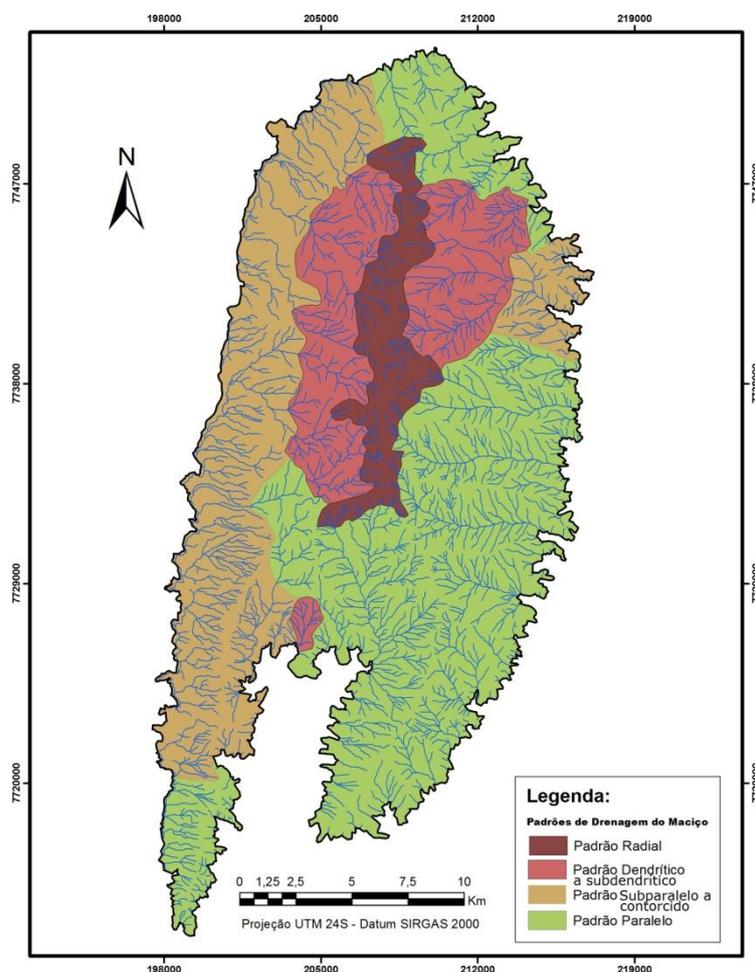


Fonte: Autores

O comportamento da drenagem descrito também pode ser interpretado pelo mapa de padrões de drenagem (Figura 4), que admite algumas correlações diretas com os lineamentos e suas direções. Nesse sentido, as cimeiras da Serra do Caparaó, ainda que estruturadas em linhas interfluviais estreitas, são capazes de dispersar uma drenagem em padrão radial que ao transpor os patamares mais elevados se organiza em famílias de falhas e juntas de orientação E-W que definem um padrão paralelo bem marcado. Tal paralelismo está impresso de forma mais veemente nas vertentes orientadas para leste, sendo que este padrão básico se encontra modificado mais contundentemente nas encostas orientadas para oeste, onde se formata uma tipicidade subparalela

provavelmente engendrada por esforços neotectônicos que favorecem a deflagração de algumas capturas e o estabelecimento de contorções localizadas, bem marcadas nas proximidades das confluências com o rio Caparaó, tronco coletor das águas provenientes dos flancos oeste do maciço, e que recebe seus tributários mediante ângulos de afluência distintamente agudos para uma série de canais. O desenvolvimento de padrões acessórios contorcidos coincide com uma faixa de aumento da densidade de drenagem que se organiza espacialmente em disposição linear, francamente visível no mapa, alinhada à passagem de uma falha transpressional de orientação N-S (Figura 1), sendo que a contorção verificada se define quando a drenagem intercepta essa zona de cisalhamento, sinalizando a provável movimentação da falha.

Figura 4 - Padrões de drenagem no *horst* do Caparaó.



Fonte: Autores

As frentes escarpadas do Caparaó, facetadas e escalonadas em patamares, engendram assim as áreas de maior densidade de drenagem, definidas nos contextos de padrão geral

paralelo a subparalelo que a malha hidrográfica assume ao dissecar as vertentes do anticlinal, com diferenças na intensidade de retrabalhamento influenciadas pelos níveis de base locais. O padrão radial, em outro extremo, define o bolsão de densidade de drenagem mais baixa localizado na superfície somital ainda preservada. As tipicidades dendríticas a subdendríticas constituem situações intermediárias em termos de densidade de drenagem e se manifestam envolvendo os padrões radiais na medida em que os canais se organizam a jusante das áreas emissoras.

A observância dos padrões de drenagem em sobreposição à leitura dos lineamentos estruturais permite a identificação de algumas feições morfotectônicas encavaladas às estruturas preexistentes, o que se revela nas referidas modificações dos padrões básicos, bem como através de capturas, incisões verticais pronunciadas, segmentos anormalmente retilíneos e deflexões controladas por falhas transcorrentes que engendram os padrões contorcidos localizados responsáveis pelo esfacelamento do pleno paralelismo, fundamentalmente na vertente oeste do Caparaó. Nesse encaminhamento, a aplicação de índices geomórficos se presta como valioso recurso complementar na detecção de indícios de esforços deformacionais neotectônicos, uma vez que tal prática admite uma relação dialógica com os demais procedimentos de interpretação geomorfológica e estrutural.

No contexto da tipicidade fluvial do Caparaó, com estilos dados predominantemente por canais fortemente encaixados e vales confinados a semiconfinados, o índice Relação Declividade x Extensão do Canal (RDE) elucida aspectos importantes do comportamento da drenagem em discussão. O forte encaixamento de canais fluviais e o entalhe profundo são os principais definidores das chamadas “anomalias”, a princípio dadas pelo aumento da energia da corrente, dinâmica comum em relevos tectônicos. Comportamentos taxados como anômalos também se consubstanciam em anfiteatros sobrelevados e desnivelados dos níveis de base locais em função de controle morfotectônico na evolução das vertentes e canais. Para o rio Claro, 42 anomalias de 2º ordem foram mensuradas; para o rio Pedra Roxa, foram encontradas 29 anomalias, também todas de 2º ordem; cerca de três anomalias de 1º ordem foram mensuradas para o rio José Pedro, que também apresentou o elevado valor de 45 anomalias de 2º ordem. O número significativo de anomalias de drenagem computadas nos cálculos para os principais canais que dissecam o Caparaó reflete piamente os estilos fluviais presentes representados por vales confinados e canais

encaixados caracterizados por saltos e corredeiras, com elevada energia da corrente em praticamente toda a extensão, comportamento dinâmico que também pode ser inferido pelas rupturas de declive que marcam os degraus escalonados, mantendo-se o padrão de forte incisão mesmo nas ombreiras de declives menos opressivos.

É válido frisar, no entanto, que é natural a emergência de altos valores de RDE em função da própria configuração geomorfológica que caracteriza as superfícies de cimeira dispersoras, o que não deixa de revelar, nesse sentido, uma influência de ordem estrutural na explicação dos valores elevados que foram encontrados. A despeito de um controle passivo, fica notório que esforços epirogenéticos positivos vêm favorecendo o entalhe vertical a engendrar um sistema geomorfológico de energia elevada, com declives acentuados e escarpas preservadas, amplificando estes valores. Isso se verifica, a título de exemplo, no ribeirão São Domingos, que flui em franca turbulência com seu talvegue desnivelado a aproximadamente 3 metros de uma turfeira que no passado provavelmente constituía uma bacia de inundação, enquanto a atividade geomórfica atual procede na abrasão dos sedimentos outrora depositados pelo próprio canal, que erosiona com veemência a borda da paleodepressão turfosa.

Aportado com elevada energia, no sistema geomorfológico que compreende o *horst* do Caparaó os regatos e remansos se formam apenas nos patamares de cimeira, de onde se jogam em quedas vertiginosas na medida em que a rede de drenagem passa a dissecar as escarpas íngremes mediante consideráveis gradientes. Tais escarpas, malgrado a dissecação intensa, apresentam considerável retilinidade em função do forte controle morfotectônico que caracteriza o sistema geomorfológico em tela, conforme sinalizado no índice Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf) (Quadro 1).

Quadro 1 - Valores de Smf encontrados para as escarpas do *horst* do Caparaó.

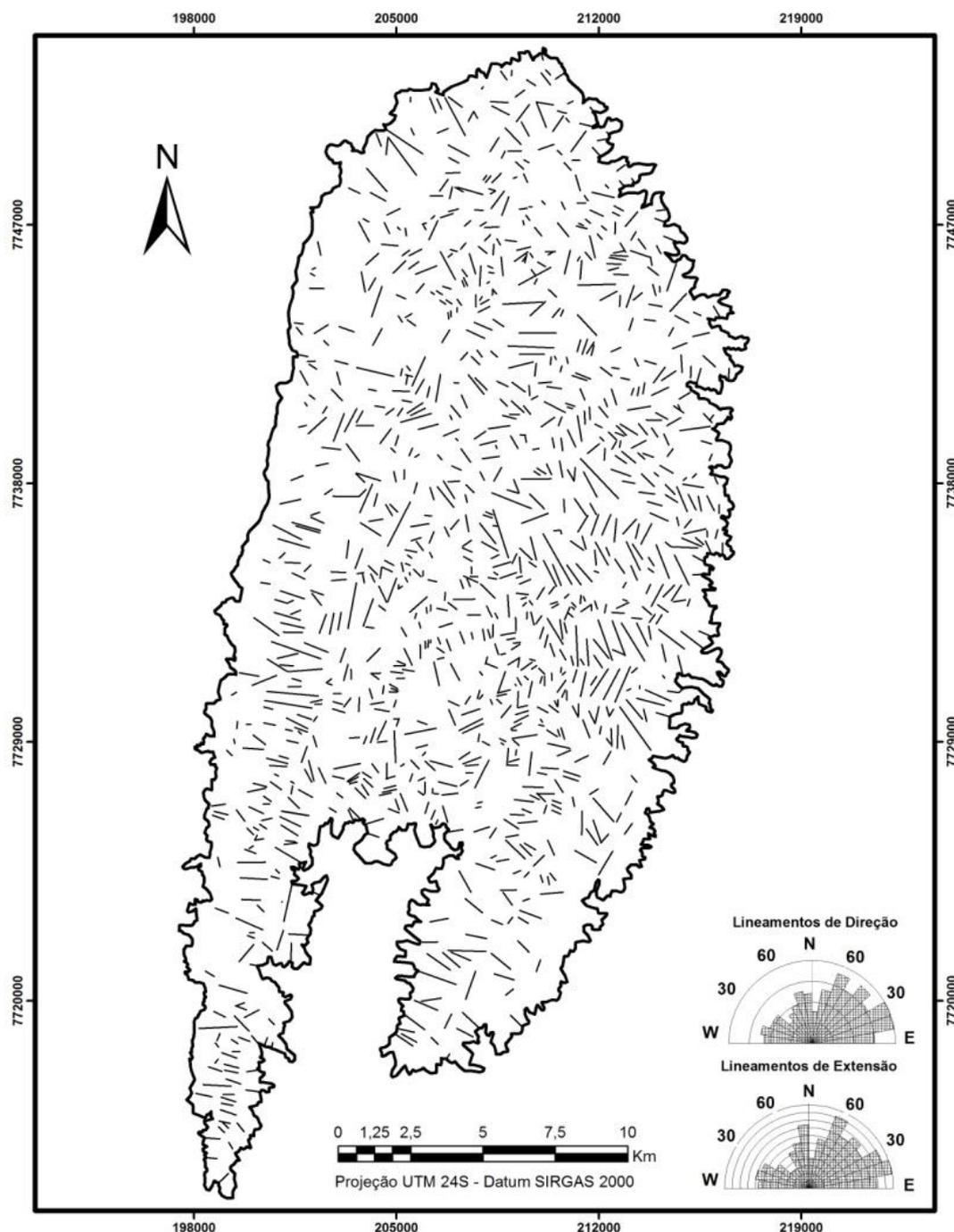
ORIENTAÇÃO DA ESCARPA	Lmf	Ls	Smf	QUALIFICAÇÃO
N (ES)	30750	12500	2,46	Sinuosidade moderada
E (ES)	33500	17110	2,12	Sinuosidade moderada
E (vale do rio Preto)	17650	9000	1,96	Sinuosidade moderada
W (MG)	33100	26000	1,27	Sinuosidade baixa

Fonte: Autores

Pelo que revela o Smf, o lado oeste do *horst* apresenta um controle mais efetivo que condiciona a passagem do rio Caparaó, que embora esteja adaptado a falha normal apresenta diversas evidências de influência morfotectônica. Ao longo da extensão compreendida na área de influência da Serra do Caparaó, a dinâmica fluvial revela migração lateral pela margem oposta ao grande antiforme, apresentando faixas de meandros abandonados na margem esquerda ao longo de terraços fluviais que em alguns segmentos chegam a formar dois níveis acima da planície fluvial ativa, gerados em função do significativo entalhe vertical, processos estes provavelmente vinculados a soerguimento diferenciado no Caparaó. A presença de afloramentos rochosos nestes terraços e a ocorrência à montante de paleocanais desconectados da drenagem atualmente ativa reforçam as evidências acerca de uma significativa influência tectônica na evolução do relevo, perante a qual o rio Caparaó se presta como importante nível de base local escalonado entre 1000 e 800 metros, controlando a atividade erosiva remontante com implicações na manutenção das escarpas, que mesmo em sua base encontram-se consideravelmente retilíneas.

Pelo lado leste, na vertente capixaba, a erosão é mais agressiva, o que se faz notório pelo número consideravelmente superior de canais de 1ª ordem (Figura 5). Embora os lineamentos tenham sido interpretados na escala de 1/50.000 e muitos deles não correspondam propriamente a um canal de 1ª ordem, ainda assim são capazes de indicar com veemência uma ampla rehierarquização da malha hidrográfica diretamente associada ao retrabalhamento mais intenso no sopé e degraus inferiores do *horst*, o que vem se processando ao longo da falha inversa disposta em sua borda leste. As altitudes dos níveis de base são mais uniformes e se nivelam em torno de 800 metros com a passagem dos rios Santa Clara e Braço Norte Direito, cujo traçado também sinaliza efeitos deformacionais neotectônicos na forma de angulações pronunciadas e *shutter ridges* em vale distintamente encaixado até a afluência no rio Itapemirim a 160 metros de altitude.

Figura 5 - Orientação dos lineamentos de canais de 1ª ordem (para a escala 1/50.000) no horst do Caparaó.

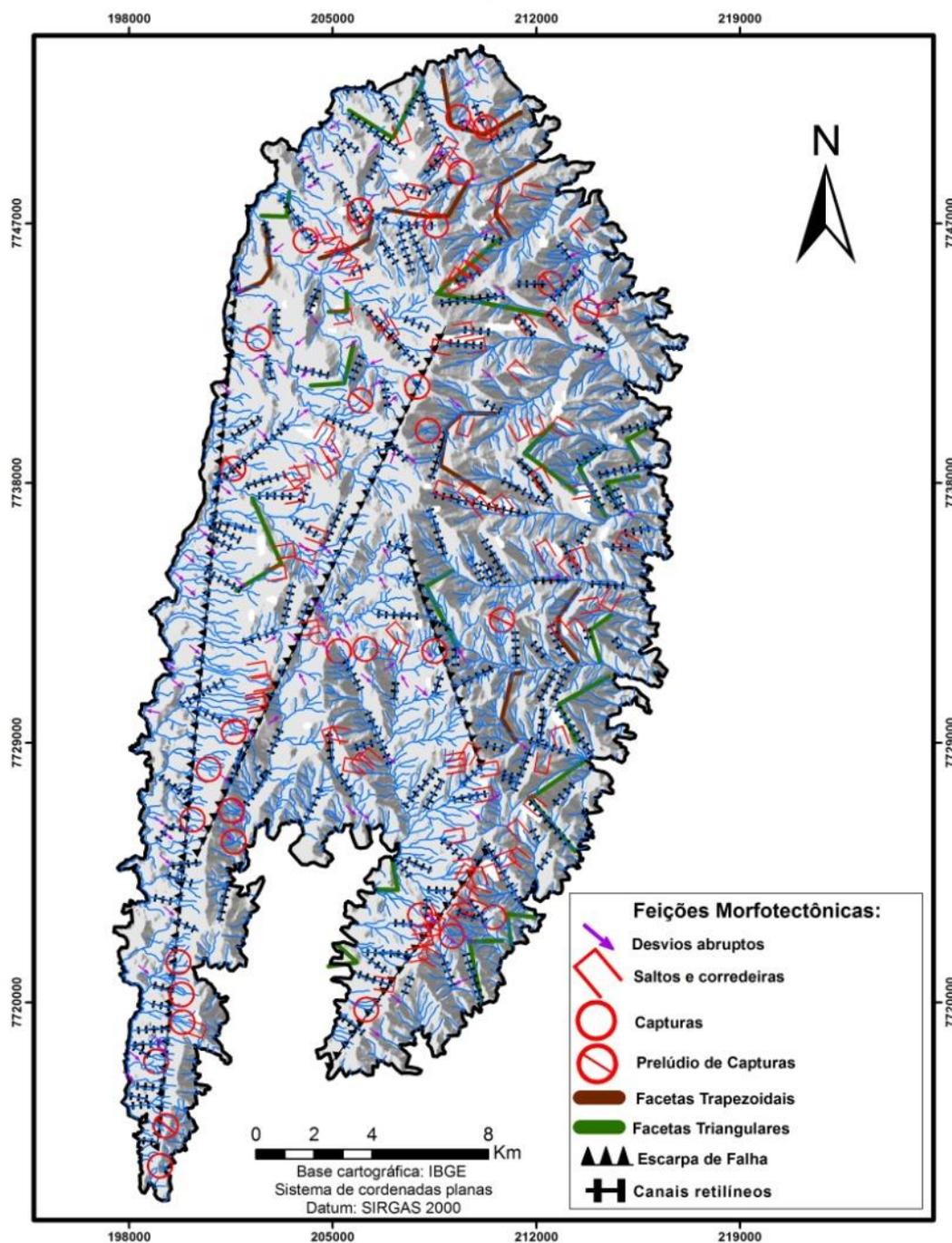


Fonte: Autores

A disposição das feições morfotectônicas interpretadas em campo e detectadas pela aplicação dos procedimentos metodológicos de gabinete aqui acionados pode ser visualizada a partir de um mapa voltado para a espacialização de tais evidências (Figura

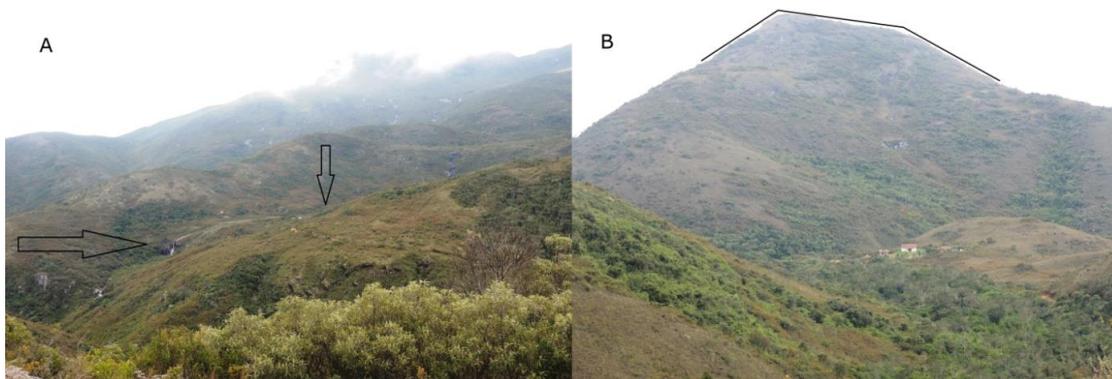
6), representadas sobre um modelo sombreado com a rede de drenagem. Subsequentemente, a Figura 7 ilustra, por amostragem, algumas destas evidências.

Figura 6 - Feições morfotectônicas no relevo e na drenagem interpretadas para o *horst* do Caparaó.



Fonte: Autores

Figura 7 - Algumas evidências de feições morfotectônicas no sistema geomorfológico montanhoso do Caparaó.



A) Vales suspensos com escalonamentos constantes marcados por saltos e corredeiras;
B) Escarpa de falha com faceta trapezoidal, feição conspícua na área de estudo.

Os principais escarpamentos tem sua projeção definida em alinhamentos retilíneos que, embora retrabalhados pela drenagem, preservam suas cristas angulosas e facetadas a definirem escarpas de falha (STEWART e HANCOCK, 1990), mais preservadas na face oeste do antiforme, onde sua retilineidade é mais pronunciada.

Embora a estrutura do Caparaó se encontre densamente incidida por falhas e juntas, ao longo de significativos espaços as áreas emissoras não foram contundentemente desgastadas pela atividade erosiva e se encontram preservadas mediante alguma continuidade, com manutenção das escarpas e das linhas interfluviais em pronunciado relevo mesmo diante da elevada energia deste sistema geomorfológico. As capturas, dessa forma, não ocorrem preferencialmente na faixa interfluvial principal por decapitação, mas no contexto dos divisores secundários que se projetam em espigões escalonados em sentido geral E-W, cujas linhas erosivas se aproximam em função da alta densidade de descontinuidades crustais, bem como pela deformação transcorrente de alguns planos de falha, não havendo, aparentemente, uma direção preferencial das capturas. Na linha interfluvial principal, as capturas se concentram mais na extremidade setentrional, em descambo à vertente norte, e que ocorrem tanto para direção leste como oeste. À jusante das linhas interfluviais, o mapa deixa notório que os processos de captura são copiosos nos dois lados do antiforme, com ocorrência sensivelmente maior na vertente oeste, malgrado o avanço erosivo ser mais contundente na vertente oposta, o que provavelmente

se deve a maior densidade de lineamentos e consequente densidade de drenagem mais elevada na vertente oeste, favorecendo a disseminação das capturas.

O restante das feições morfotectônicas mapeadas revelam uma distribuição relativamente homogênea ao longo do maciço do Caparaó, sinalizando que os efeitos deformacionais recentes afetam toda a sua área, conforme se verifica pelo posicionamento dos principais saltos e corredeiras ao longo dos canais paralelos e retilíneos, bem como pela disposição dos seus interflúvios que se projetam em espigões escalonados no sentido E-W e suas correspondentes vertentes retrabalhadas em facetas. Tais evidências associadas a outras constatadas em campo (entalhe vertical profundo, diques descontínuos, soerguimento de turfeiras e solos hidromórficos, vales quaternários suspensos, preservação das cimeiras etc.) sugerem que o *horst*, em seu corpo geral, apresenta significativa resposta às solicitações tectônicas recentes e vigentes, dedutíveis pela própria anisotropia herdada da colagem gondwânica e das reativações pós-cretáceas, e fundamentalmente capitaneadas pela reativação da falha normal posicionada no seu lado oeste, base para a organização erosiva remontante.

4 - Considerações finais

As campanhas de campo juntamente às técnicas geomorfológicas, geomorfométricas e de análise estrutural, reuniram um conjunto significativo de evidências de tectônica ativa, conforme explanado no corpo da comunicação que se encerra. Em parêntese ao alinhamento da Serra do Brigadeiro, o *horst* do Caparaó sinaliza um comportamento geodinâmico dado por soerguimento diferencial explorando antigas falhas sucessivamente reativadas, fazendo deste pilar tectônico um palimpsesto sobre o qual encontram-se marcadas assinaturas de campos de tensão recentes sobrepostas às estruturas antigas.

Os resultados aqui apresentados devem ser encarados como preliminares, uma vez que foi almejado realizar o levantamento e organização de informações de base acerca dos aspectos morfoestruturais e morfotectônicos no contexto do Caparaó. Ressalta-se o quão salutar vem a ser o prosseguimento dos estudos na região, voltando-se, doravante, para o aprofundamento na interpretação dos campos de tensão que afetaram ou afetam a área durante o Neógeno em escala regional, para uma análise mais minuciosa dos depósitos sedimentares e suas correlações com a evolução quaternária do relevo, bem como para o fomento da aplicação de métodos geocronológicos, que certamente serão de grande valia

para uma reconstituição satisfatoriamente sistematizada da evolução cenozoica deste sistema geomorfológico *sui generis* no Brasil Oriental.

REFERÊNCIAS

BULL, W. B.; WALLACE, R. E. Tectonic geomorphology. **Geology**, Penrose Conference Report, p. 216, 1985.

ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços Neouaternários no Vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas**. Rio Claro, 2000. 264p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

_____ Aplicação do índice “Relação Declividade-Extensão – RDE” na bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Geologia USP-Séries Científicas**, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.

FERREIRA, M. F. M. **Geomorfologia e análise morfotectônica do alto vale do Sapucaí**. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). 279p. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

GATTO, L. C. S.; RAMOS, V. L. S.; NUNES, B. T. A.; MAMEDE, L.; GÓES, M. H. B.; MAURO, C. A.; ALVARENGA, S. M.; FRANCO, E. M. S.; QUIRICO, A. F.; NEVES, L. B. Geomorfologia. In: **Projeto RADAMBRASIL**. Folha SF-23/24 Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro: IBGE, 1983.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of United States Geological Survey**. v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HASUI, Y. Neotectônica e Aspectos Fundamentais da Tectônica Ressurgente no Brasil. In: 1º WORKSHOP DE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CONTINENTAL CENOZÓICA NO SUDESTE DO BRASIL, 11, 1990, Belo Horizonte. Minas Gerais: **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, 1990. p. 1-31

HEIDBACH, O.; HÖHNE, J. CASMI – A visualization tool for the World Stress Mapa database. **Computers e Geosciences**, n. 34, p. 783-791, 2008.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull**, v. 51, p. 2246-2259, 1967.

KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. Rio de Janeiro, n. 18, p. 147-265, 1956.

MARENT, B. R.; VALADÃO, R. C. Compartimentação geomorfológica dos planaltos escalonados do sudeste de Minas Gerais – Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, p.255-270, 2015.

MATEUS, A. C. C.; OLIVEIRA, F. S.; VARAJÃO, A. F. D. C.; SOARES, C. C. V.; SCHÜNEMANN, A. L. Gênese de depressões fechadas em vertentes associadas à couraça aluminosa na porção sul da Serra do Caparaó, Minas Gerais/Espírito Santo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 2, p. 369-387, 2016.

MORALES, N.; ALGARTE, K. T. S.; ANTONIALI, R. C.; ASSINE, M. L.; ASSUMPÇÃO, M.; BEZERRA, F. H. R.; BUENO, G. V.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; FERREIRA, J. M.; FONTES, S. L.; GOMES, L. C. C.; GONTIJO, R. C.; GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F.; HASUI, Y.; LADEIRA, F. S. B.; NASCIMENTO, E. R.; NEVES, M. A.; SALAMUNI, E.; SILVA, C. L.; SOARES Jr., A. V.; SOUZA, I. A.; VICENTELLI, M. G. C.; BRICALLI, L. L.; SOUZA, M. O. L. Projeto mapa neotectônico do Brasil: caracterização da deformação neotectônica do território brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 2014. p. 851

NOVO, T. A.; NOCE, C. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; BATISTA, G. A. P. Rochas granulíticas da Suíte Caparaó na região do Pico da Bandeira: embasamento oriental do orógeno Araçuai. **Geonomos**, v. 19, n. 2, p. 70-77, 2011.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 2, p. 335-367, 1983.

STEWART, I. S.; HANCOCK, P. L. What is a fault scarp? **Episodes**, v. 3, n. 4, p. 256-263, 1990.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. New York: John Wiley & Sons, 1991. 537p.

ZOBACK, M. L.; ZOBACK, M. D.; ADAMS, J.; ASSUMPÇÃO, M.; BELL, S.; BERGMAN, E. A.; BLÜMLING, P.; BRERETON, N. R.; DENHAN, D.; DING, J.; FUCHS, K.; GAY, N.; GREGERSEN, S.; GUPTA, H. K.; GVISHIANI, K.; JACOB, K.; KLEIN, R.; KNOLL, P.; MAGGIE, M.; MERCIER, J. L.; MÜLLER, B. C.; PAQUIN, C.; RAJENDRAN, K.; STEPHANSSON, O.; SUAREZ, G.; SUTER, M.; UDIAS, A.; XU, Z. H.; ZHIZHIN, M. Global patterns of tectonic stress. **Nature**, v. 341, p. 291-298, 1989.