

ATIVIDADE NEOTECTÔNICA NA BORDA NORTE DA BACIA DO ARARIPE (CEARÁ-BRASIL): EVIDÊNCIAS A PARTIR DE ÍNDICES MORFOMÉTRICOS

NEOTECTONIC ACTIVITY IN THE NORTHERN BORDER OF ARARIPE BASIN (CEARÁ-BRAZIL): EVIDENCE FROM MORPHOMETRIC INDEXES

Viktor Ferreira de OLIVEIRA¹, Wellington Ferreira da SILVA FILHO¹, José de Araújo NOGUEIRA NETO²

¹Universidade Federal do Ceará, Departamento de Geologia. Email: viktorferreira@gmail.com; welfer@ufc.br

²Instituto de Ciências e Tecnologia. Universidade Federal de Goiás. nogueiraneto.josedearaujo@gmail.com

Introdução
Contexto geológico e geomorfológico
Materiais e métodos
Índices morfométricos
Relação declividade-extensão (SL)
Fator de assimetria (AF)
Sinuosidade de frente de montanha (SMF)
Integral hipsométrica (HI)
Índice de atividade tectônica (IAT)
Resultados
Relação Declividade-Extensão (SL)
Fator de Assimetria (AF)
Sinuosidade de Frente de Montanha (SMF)
Integral Hipsométrica (HI)
Índice de Atividade Tectônica (IAT)
Discussões
Conclusão
Referências

RESUMO - A Bacia do Araripe é uma bacia interior da Província Borborema (NE do Brasil), originada no processo de abertura do Oceano Atlântico (Neojurássico/Eocretáceo). Sua inversão tectônica, durante o Cenozoico, originou a Chapada do Araripe. O objetivo deste trabalho foi investigar a atividade neotectônica na borda norte da Bacia do Araripe por meio da integração de índices morfométricos: relação declividade-extensão, assimetria, sinuosidade de frente de montanha e integral hipsométrica. Observou-se que a borda da Chapada do Araripe no Vale de Santana do Cariri apresenta indícios de atividade tectônica alta, seguido da Serra do Quincuncá, no embasamento pré-cambriano. O setor de borda da bacia, controlado pela Zona de Cisalhamento Patos, apresenta indícios de baixa atividade neotectônica, possivelmente por causa da baixa sensibilidade da morfometria utilizada para movimentos crustais laterais. No modelo proposto, o recuo cenozoico da escarpa do Vale de Santana do Cariri foi controlado por falhas N-S e NW-SE decorrentes de compressão local em *restraining bend* da reativação neotectônica sinistral da Zona de Cisalhamento Patos. O mesmo campo de esforços regional deu origem, especulativamente, ao soergimento da Serra do Quincuncá. Ambas deformações podem ter sido facilitadas por zona de fraqueza crustal relacionada a menores profundidades da superfície Curie na região.

Palavras-chave: Bacia do Araripe, Neotectônica, Santana do Cariri.

ABSTRACT - The Araripe Basin is an interior basin in the Borborema Province (NE - Brazil), originated during the opening process of the Atlantic Ocean (Early Jurassic/Late Cretaceous) and inverted during the Cenozoic, originating the Araripe Plateau. The aim of this paper was to investigate the neotectonic activity at the northern edge of the Araripe Basin through the integration of morphometric indices such as: Stream length-gradient index, Asymmetric factor, Index of mountain front sinuosity and Hypsometric integral. It was observed that the edge of Araripe Plateau, in the Santana do Cariri Valley, shows signs of high tectonic activity, followed by the Quincuncá mountain range, in the pre-Cambrian basement. The basin edge sector, controlled by Patos Shear Zone, shows signs of low tectonic activity, possibly due to the low morphometric sensitivity of the used indexes to lateral crustal movements. In the proposed model, the Cenozoic retreat of the Santana do Cariri Valley scarp was controlled by N-S and NW-SE faults due to local compression in a restraining bend of the sinistral neotectonic reactivation of the Patos Shear Zone. The same regional stress field, speculatively, caused the uplift of Quincuncá mountain range. Both deformations may have been facilitated by a zone of crustal weakness related to shallower depths of the Curie surface in the region.

Keywords: Araripe Basin, Neotectonics, Santana do Cariri.

INTRODUÇÃO

O uso de modelos digitais de elevação (MDEs) está, cada vez mais, presente em trabalhos geológicos e geomorfológicos de âmbito regional, devido a um grande avanço dessas técnicas e à aplicabilidade em, praticamente, todos os tipos de terreno. A utilização dessa ferramenta em estudos

neotectônicos tem grande potencial para a análise de áreas extensas com excelente custo-benefício. Trabalhos relevantes nesse contexto foram realizados em diversas regiões do mundo, especialmente em contexto de borda de placa (Mukul et al., 2016; El Hamdouni et al., 2008; Mahmood & Gloaguen, 2011).

Entretanto, tal abordagem, inclusive, pode ser aplicada em contexto intraplaca, como no Brasil (Andrades Filho e Rossetti, 2015; Barbosa et al., 2011; Nascimento et al., 2013; Passarella et al., 2016; Vargas et al., 2015).

O fato de se obter facilmente os dados *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) que, a partir de 2015, foi liberado pela *United States Geological Survey* (USGS) com resolução espacial de 30m, estimula os estudos indicativos de atividade neotectônica a partir de MDEs (El Hamdouni et al., 2008).

CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO

A área de estudo engloba a borda norte da Bacia do Araripe, a maior bacia interior do nordeste brasileiro, implantada durante o evento de ruptura do supercontinente Gondwana e da formação do Oceano Atlântico (Neojurássico/Eocretáceo) (Assine, 2007). A arquitetura da bacia é controlada por zonas de cisalhamento dúctil, eminentemente transcorrentes da Zona Transversal (Lineamentos Patos e Pernambuco) (Van Schmus et al., 2011), geradas durante a amálgama gondwânica, no Neoproterozoico/Eopaleozoico.

O embasamento pré-cambriano ocorre na porção norte da área de estudo, onde afloram ortognaisses tonalito-granodioríticos relacionados ao Complexo Granjeiro (Arqueano), gnaisses a biotita e hornblenda da Formação Farias Brito, Grupo Orós (Paleoproterozóico), metamorfitos de baixo grau da Formação Santana dos Garrotes, Grupo Cachoeirinha, (Neoproterozoico), Suíte Granitoide Serra do Deserto (Paleoproterozóico?) e Suíte Granitoide Itaporanga com corpos grabroides localizados (Neoproterozoico), (Gomes & Vasconcelos, 2000; Cavalcante et al., 2003 - Figura 1).

Na porção mediana da área, ocorre o contato tectônico, por meio de falhas normais, entre o embasamento pré-cambriano e rochas sedimentares. Arenitos imaturos de idade paleozoica da Fm. Cariri (Assine, 2007), pré-Bacia do Araripe, ocorrem nas proximidades de Nova Olinda, assim como folhelhos e lamitos avermelhados, possivelmente do início do preenchimento propriamente dito da Bacia do Araripe (Grupo Vale do Cariri), no Neojurássico/Eocretáceo (Assine et al., 2014). Sobrepondo-se às unidades anteriores,

Na Bacia do Araripe, notória por sua importância paleontológica e econômica, estudos discutem a transformação da feição negativa em feição positiva de relevo durante o Cenozoico, com as implicações neotectônicas desse processo (Peulvast & Bétard, 2015; Marques et al., 2014). Portanto, o presente trabalho visa obter informações sobre o relevo da área de Santana do Cariri, na borda norte da Bacia do Araripe, por meio da geomorfometria (Pike, 2000) de MDEs, em busca de indícios de atividade neotectônica.

ocorrem as unidades aptiano-albianas do Grupo Santana (Assine et al., 2014), destacando-se calcários da Formação Crato, gipsitas da Formação Ipubi e folhelhos com concreções fossilíferas da Formação Romualdo. Essas unidades formam a infraestrutura da Chapada do Araripe, capeadas por camadas mais resistentes de arenitos albiano-cenomânicos bem litificados da Formação Exú (Assine, 2007 - Figura 1).

Na metade norte da área, recobrando os terrenos pré-cambrianos, ocorrem relevos tabuliformes da serra do Quincuncá (Cordeiro et al., 2017) que marcam superfície de laterização de provável idade paleocênica (Peulvast & Bétard, 2015). Por fim, aluviões do rio Cariús ocorrem junto ao contato do embasamento com as rochas sedimentares (Figura 1).

Como foi enfatizado anteriormente, a Bacia do Araripe sofreu uma inversão cenozoica, dando origem ao relevo atual que domina a região do Cariri cearense: a Chapada do Araripe.

Propostas para mecanismos de inversão e formação do relevo da chapada incluem erosão diferencial em resposta ao arqueamento crustal regional (Peulvast & Bétard, 2015) e a processos mais locais, com a movimentação transcorrente/reversa em falhas do embasamento como resposta ao campo de esforços neotectônico (Marques et al., 2014).

A proposta de arqueamento regional reconhece a existência de deformações neotectônicas localizadas e essa neotectônica ocorre adjacente a um contexto de marcante atividade sísmica na Província da Borborema, especificamente na área em torno da Bacia Potiguar e borda *onshore* da Bacia do Ceará.

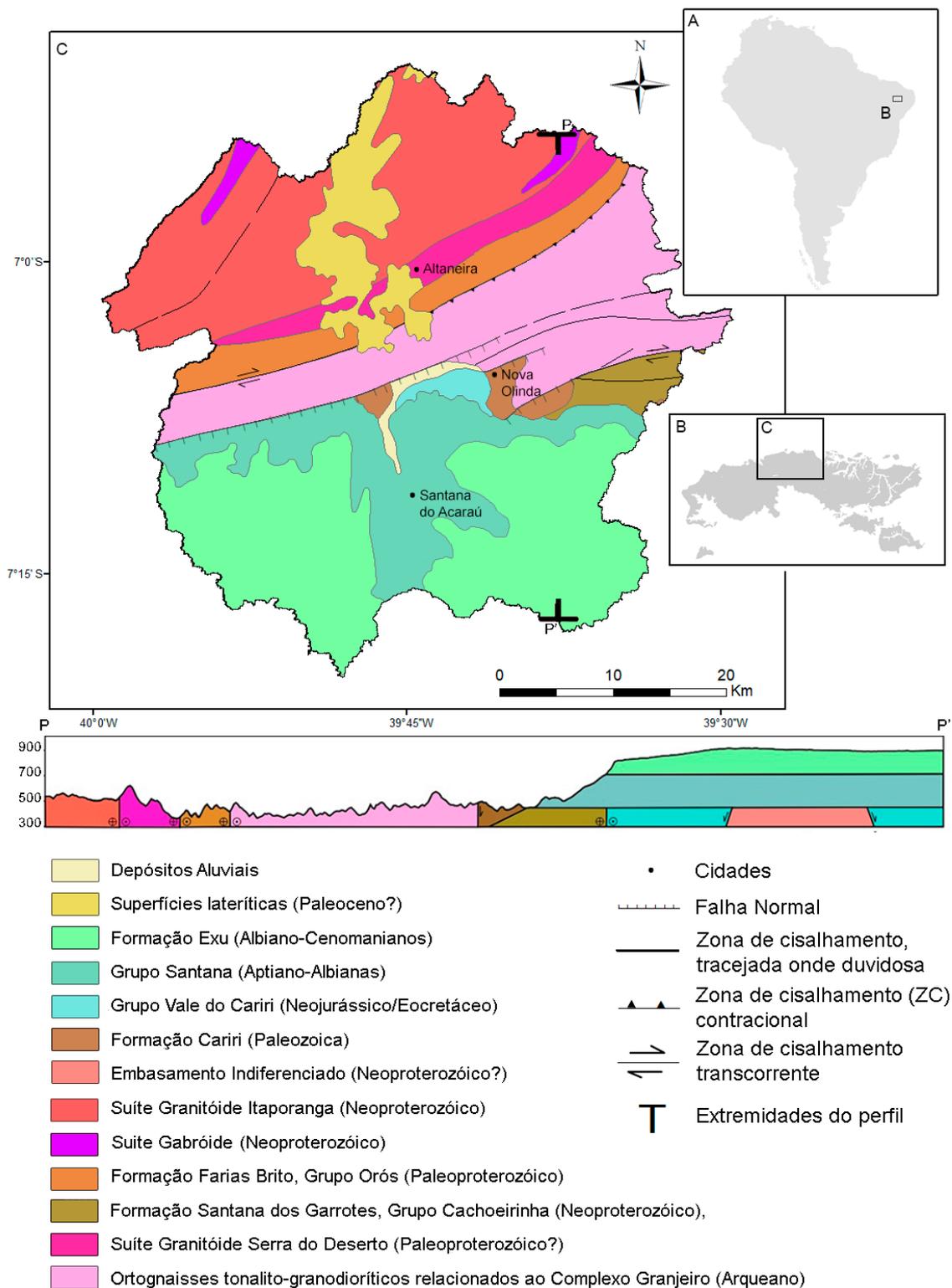


Figura 1 - Mapa de localização e geológico simplificado da área. A – América do Sul; B – Bacia do Araripe; C – Mapa geológico modificado de Cavalcante et al. (2003).

Nesses setores crustais, ocorrem falhas sismogênicas que podem recortar estruturas pré-existentes ou acompanhar foliações e veios de quartzo regionais, reativando, assim, estruturas preexistentes (ex: zonas de cisalhamento) (Bezerra et al., 2011). Os eventos sísmicos são de longa duração, tipo enxame - podendo durar meses

(Bezerra et al., 2007) - e rasos (Lopes et al., 2010).

Fora do contexto acima de atividade sísmica relativamente elevada, mas nas proximidades da área de estudo (município de Farias Brito), existe o registro de um sismo de magnitude estimada 3,0, ocorrido em 1968 (Rede Sismográfica Brasileira, 2014).

MATERIAIS E METODOS

Foram utilizadas imagens SRTM com *grid* de 30m, para extração de redes de drenagem, delimitação de bacias hidrográficas e aplicação dos índices morfométricos abaixo. A extração das drenagens foi feita de forma automática usando o *software* Global Mapper 12©, com exportação para o programa ArcGIS 10.5©, com intuito de se extrair sub-bacias, de forma automatizada, por meio da extensão Arc Hydro. No presente trabalho, sub-bacia é definida como um setor de uma bacia hidrográfica completa que é delimitado quase que totalmente por divisores, pode admitir uma entrada a montante e necessariamente apresenta uma saída a jusante, abrangendo segmentos de drenagens de terceira à sexta ordem, na aceção de Horton (1945). Drenagens de ordens inferiores não representaram sub-bacias hidrográficas relevantes para esse trabalho.

Índices Morfométricos

Diversos índices morfométricos podem ser utilizados para identificar anomalias de relevo potencialmente relacionadas à atividade tectônica.

Para esse estudo, foram utilizados quatro índices baseados em análise de drenagens e frentes de montanha que têm sido utilizados em integrações para a obtenção de um único índice (El Hamdouni et al., 2008). Esse índice derivado expressa, quantitativamente, graus de atividade neotectônica a partir da classificação de valores discretos de índices individuais em intervalos pré-determinados. Considerando-se a natureza dos índices individuais, o grau de atividade neotectônica expressa a influência de fenômenos da dinâmica crustal superficial no desequilíbrio local do modelamento do relevo, como soerguimentos/subsidências e basculamentos. Esses desequilíbrios, ou anomalias, podem ter origem em causas outras que o tectonismo recente (causas ativas), ou seja, serem originados por contrastes litoestruturais do substrato (causas passivas). É possível que fatores ativos e passivos ocorrem simultaneamente, dificultando a interpretação do produto gerado.

Os quatro índices utilizados nesse trabalho foram relação declividade-extensão, fator de assimetria, integral hipsométrica e sinuosidade de frente de montanha (Keller & Pinter, 1996). Esses índices foram escolhidos pela

simplicidade de aplicação e pelo sucesso de utilização pretérita, tanto em contexto de borda de placa (El Hamdouni et al., 2008), quanto intraplaca (Andrades Filho e Rossetti, 2015).

A integração dos índices acima para a produção do parâmetro derivado, ou Índice de Atividade Tectônica (IAT), seguiu essencialmente a proposta de El Hamdouni et al. (2008) modificada por Andrades Filho & Rossetti (2015), está aplicada no mesmo contexto intraplaca da área de estudo deste trabalho (Província Borborema), só que em região mais próxima do litoral.

Relação Declividade-Extensão (SL)

O índice de relação declividade-extensão (*Stream length-gradient index – SL Index*) foi proposto por Hack (1973), que estudou a resistência de rochas à erosão fluvial na cordilheira dos Apalaches, no sudeste dos Estados Unidos. O índice é relacionado ao balanço entre a capacidade de erosão do leito de uma drenagem e o transporte de sua carga sedimentar (*stream power*), sendo muito sensível a mudanças de gradiente no canal (Keller & Pinter, 1996). O *stream power* é diretamente proporcional à vazão e à inclinação da superfície da queda, sendo influenciado por fatores como eustasia, confluência de tributários caudalosos, heterogeneidades lito estruturais do substrato e movimentos verticais neotectônicos (Acklas Jr. et al., 2003)

Na avaliação da atividade tectônica relativa, os valores de SL mais elevados são associados a regiões com atividade neotectônica, como soerguimentos, e valores menores em regiões consideradas estáveis ou em drenagens controladas por zonas transcorrentes (Keller & Pinter, 1996; El Hamdouni et al., 2008).

O SL é definido pela fórmula: $SL = (\Delta h / \Delta l)l$, em que Δh (*height variation*) e Δl (*length variation*) representam, respectivamente, variação da altura e variação do comprimento de determinado trecho, sendo l a distância do início da drenagem até a metade do trecho calculado.

Os valores obtidos foram repartidos em quatro classes distintas e as três últimas caracterizaram anomalias (Andrades Filho & Rossetti, 2015): (1) $SL < 2$; (2) $2 \leq SL < 4$; (3) $4 \leq SL < 6$ e (4) $6 \leq SL$.

Fator de Assimetria (AF)

O fator de assimetria (*Asymmetric factor* – AF) pode detectar basculamentos tectônicos perpendiculares à direção do canal principal, em bacias de tamanho relativamente grande (Keller & Pinter, 1996).

Para calcular esse índice, é necessário medir a área à direita da drenagem principal no sentido jusante (*Ar – right area*) e a área total da bacia (*At – total área*). Obtidos os valores de Ar e At, o fator de assimetria é dado por $AF = 100(Ar/At)$. No caso de uma bacia simétrica, o valor de AF é 50. Valores acima e abaixo desse patamar indicam, respectivamente, inclinação para direita e esquerda. Para facilitar a visualização e eliminar valores negativos, foi usado o módulo de AF subtraído 50 ($|AF-50|$).

Esse índice funciona melhor, assim como a maioria dos índices morfométricos, em bacias de drenagens sobre substrato homogêneo, mas, em casos de heterogeneidade litológica, deve-se levar em conta contrastes de resistência ao intemperismo e sua influência nos resultados (Keller & Pinter, 1996; Hamdouni et al., 2008; Andrades Filho e Rossetti, 2015).

Existem outros controles, além dos tectônicos, que influenciam o fator de assimetria como o litológico, nos quais contrastes de resistência à erosão podem causar assimetrias na bacia de drenagem. O controle estrutural, com acamamentos, xistosidades e bandamentos, orientando fluxos d'água, também pode causar anomalias (El Hamdouni et al., 2008). Esses controles devem ser filtrados se o objetivo é identificar basculamentos neotectônicos.

Sinuosidade de Frente de Montanha (SMF)

A sinuosidade de frente de montanha (*Mountain front sinuosity* – SMF) foi definida por Bull & McFadden (1977) como $Smf = Lmf/Ls$, na qual Lmf (*mountain front length*) representa o traçado do sopé de uma montanha demarcado por quebras abruptas de declividade - nesse trabalho assinaladas em torno de 20 graus - e Ls (*straight length*) é a reta unindo os pontos extremos do mesmo trecho medido em Lmf. Esse índice representa um balanço entre os processos erosivos que afetam as frentes de montanha, tornando-as embainhadas e com valor de SMF alto, e os processos tectônicos que produzem escarpas de falha planas, os quais o SMF é baixo. Imagens em escala de

detalhe, com resolução maior que as irregularidades da montanha, apresentam resultados mais confiáveis (Keller & Pinter, 1996).

Valores de SMF no intervalo de 1 a 1,1 são considerados baixos, consequentemente apresentam alto índice de atividade tectônica. Entre 1,1 e 1,5, o índice representa moderada atividade tectônica, e valores maiores que 1,5 indicam inatividade tectônica.

Integral Hipsométrica (HI)

A integral hipsométrica (*Hypsometryc Integral* – HI) caracteriza a distribuição das elevações em uma determinada porção da superfície terrestre, que pode ser uma bacia de drenagem, representando essa distribuição por meio de uma curva gerada pela razão entre a área acima de determinada curva de nível e a área total da bacia (abscissa) *versus* a razão entre a cota da curva de nível e a altitude máxima da bacia (ordenada) (Keller & Pinter, 1996). Usa-se razões para que integrais hipsométricas de terrenos com diferentes dimensões sejam comparáveis entre si (Strahler, 1952).

A equação usada para calcular esses valores (Keller & Pinter, 1996) é $Hi = (h med. - h min.) / (h max. - h min.)$ e o *h* representa a elevação. Para esse índice ser calculado, é preciso, no mínimo, 50 pontos de elevação.

O índice não está diretamente relacionado à atividade tectônica. Valores altos, normalmente, indicam que os terrenos elevados foram pouco afetados pela erosão, indicando soerguimentos recentes, talvez relacionados à atividade tectônica ou à incisão recente após deposição sedimentar. Valores baixos são relacionados a terrenos mais antigos e denudados, estáveis em termos tectônicos. Quantificando para valores de índice absoluto menores que 0,4, tem-se uma curva côncava e isso indica relativa inatividade neotectônica. Entre 0,4 e 0,5, a curva tem caráter côncavo-convexo, e, finalmente, maiores que 0,5, a curva é convexa, indicando relativa atividade neotectônica (El Hamdouni et al., 2008).

Índice de Atividade Tectônica (IAT)

O índice de atividade tectônica (IAT) é um método que procura valorar a atividade neotectônica em uma determinada área. Para determinar os valores de IAT, é necessário transformar todos os índices morfométricos

(SL, AF, SMF e HI) em valores categóricos de intensidade tectônica (CIT), o qual o valor 1 representa alta atividade tectônica, 2 média atividade e 3 baixa atividade neotectônica, fazendo que todos os índices sejam traduzidos em uma mesma escala (El Hamdouni et al., 2008).

Os valores de CIT referentes aos intervalos dos índices morfométricos específico foram definidos por El Hamdouni *et al.* (2008) e Andrades Filho & Rossetti (2015).

Para SL, drenagens que apresentam mais de 50% de anomalias têm valores CIT=1, quando menores ou iguais que 50% o CIT é 2 e quando não apresentam anomalias, têm-se CIT=3. Para AF, $0 < |AF-50| \leq 7$ indica CIT=3, $7 < |AF-50| \leq 15$ indica CIT=2 e $15 < |AF-50|$ indica CIT=1. Para

SMF, $1 \leq SMF \leq 1,1$ corresponde a CIT=1, $1,1 < SMF \leq 1,5$ representa CIT=2 e $SMF > 1,5$ indica CIT=3. Para HI, valores maiores que 0,4 correspondem a CIT=1, entre 0,4 e 0,5, CIT=2, e maiores que 0,5, CIT=3.

Os valores de IAT são classificados em 4 classes, de acordo com a média do somatório dos CIT: $IAT = \frac{\sum_{i=0}^n cit}{n}$. IAT=1 (ou classe 1) tem valores da média dos CIT entre 1 e 1,5, e indica atividade tectônica muito alta. IAT iguais a 2 e 3 (ou classes 2 e 3) representam, respectivamente, atividade tectônica alta, com valores médios de CIT entre 1,5 e 2, e atividade tectônica moderada, com valores entre 2 e 2,5. Média de CIT maior que 2,5 indica baixa atividade tectônica e IAT=4 (ou classe 4).

RESULTADOS

As drenagens (entalhes) foram extraídas até a sexta ordem, segundo método de Horton (1945), desconsiderando-se drenagens de primeira e segunda ordem, já que a sua dimensão impossibilita o cálculo dos índices

geomorfológicos na escala trabalhada. Foram delimitadas três bacias hidrográficas principais (rio Cariús e riachos do Felipe e Quincaré), as quais foram divididas em 21 sub-bacias (Figura 2).

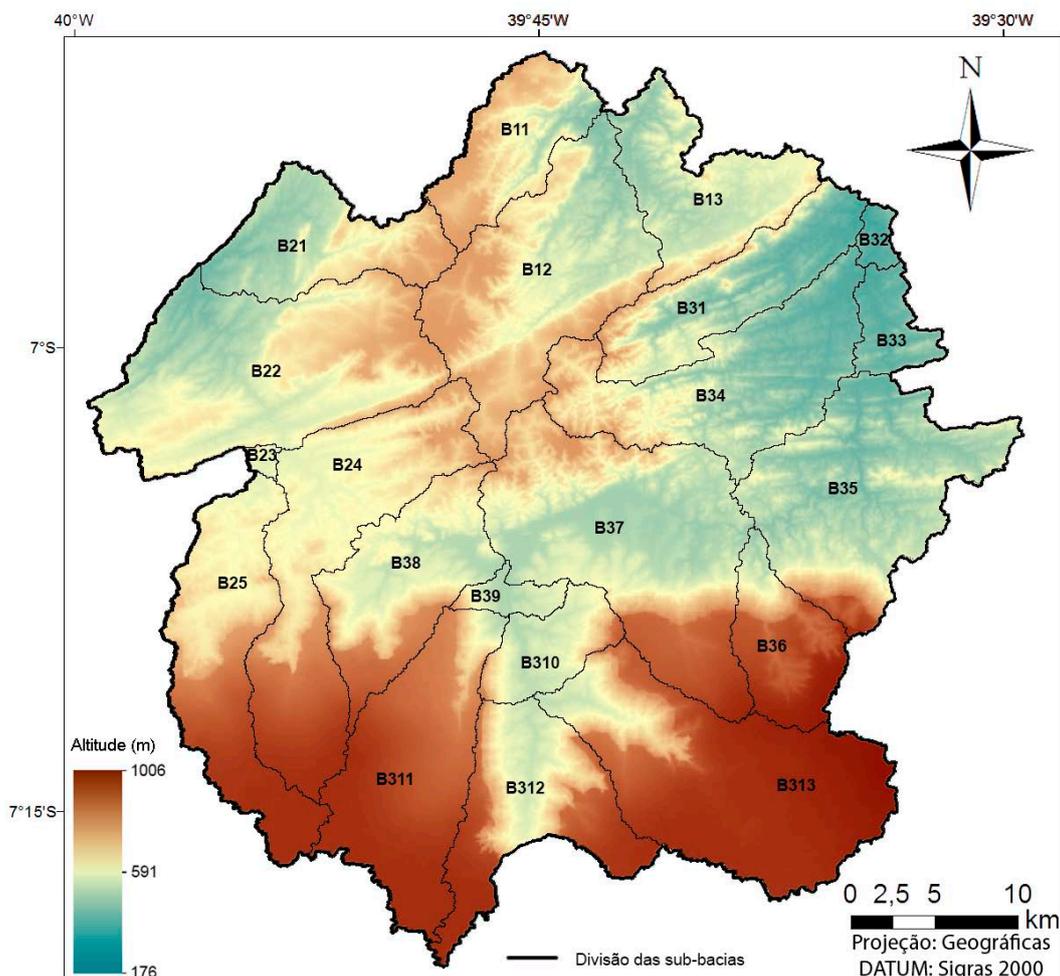


Figura 2 – Mapa hipsométrico da área de estudo com a divisão das sub-bacias.

Relação Declividade-Extensão (SL)

O índice SL foi aplicado em 17 drenagens, divididas em 492 segmentos, sendo 79 desses segmentos anômalos, totalizando 361 quilômetros de extensão fluvial. Uma drenagem não apresenta anomalia e em quatro drenagens ocorrem apenas um segmento anômalo, com valores muito baixos para SL. Já 413 segmentos enquadraram-se na classe 1 (não anômala), o que representa 83,95% do total. A classe 2 tem 48 segmentos (9,75% do total), enquanto que a classe 3 tem 12 segmentos (2,44% do total). A classe 4, correspondente ao mais alto índice de atividade tectônica, pois apresentou 19 segmentos, perfazendo 3,86% do total (Figura 3).

Essas anomalias são bem distribuídas durante toda a área, com exceção da região NW, onde ocorre apenas um segmento anômalo. No setor NE, em geral, os valores do SL são altos. Portanto, para que as anomalias se sobressaíam, é necessário que seus valores sejam muito altos, como observado na figura

4A. O setor sul, predominantemente em terrenos sedimentares, apresenta valores baixos de SL, com picos onde há anomalias associadas a arenitos bem cimentados da Formação Exu, localizados topo da chapada.

Fator de Assimetria (AF)

Os valores de $|AF-50|$ ocorrem no intervalo de 0,4 a 27,1. As sub-bacias são classificadas de acordo com o valor de $|AF-50|$, onde, para baixa assimetria, tem-se valores entre 0 e 7, média assimetria valores variando de 7 a 15 e alta assimetria com valores maiores que 15. Sete sub-bacias tiveram controles não neotectônicos afetando sua morfologia, das quais três têm controle estrutural, com foliações e bandamentos, controlando a migração dos vales no sentido de mergulho; duas têm controle litológico, em que as drenagens acompanham o contato de dois litotipos diferentes, com diferentes resistências à dissecação; e duas apresentam ambos os controles, impondo restrições ao cálculo do AF para caracterização neotectônica (Tabela 1).

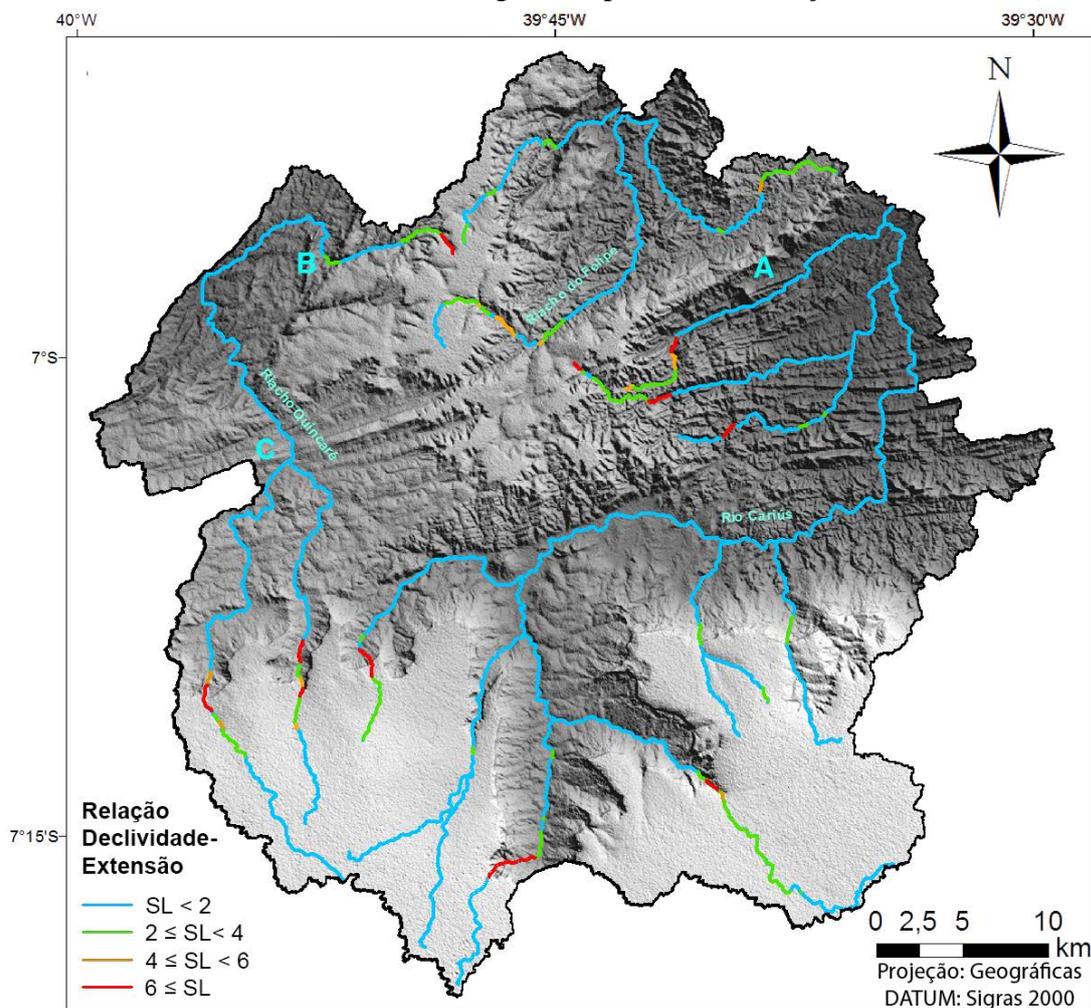


Figura 3 - Mapa da relação declividade-extensão (SL). A, B e C representam os pontos representados nos gráficos da figura 4.

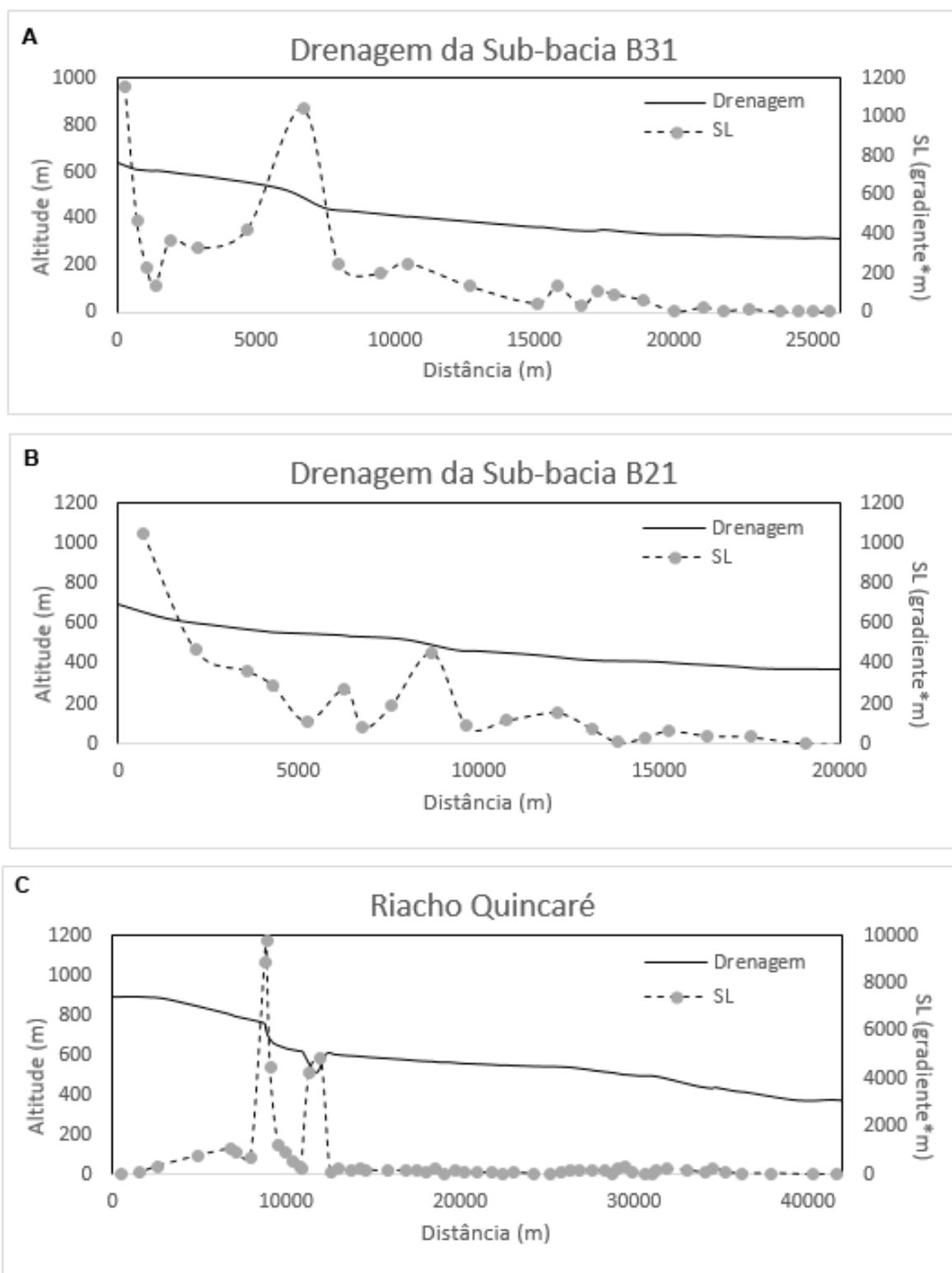


Figura 4 - Gráficos representativos de drenagens com anomalias de grau muito alto. A - relativo ao setor NE; B - relativo ao setor NW; c) relativo ao Riacho Quincaré, no setor SW.

A área é bastante heterogênea em relação ao fator de assimetria. Porém, pode-se notar uma maior concentração de sub-bacias com influência de controles estruturais e litológicos nas porções centro-oeste e centro-leste. Na porção norte da área, onde está localizada a bacia 1, ou do Riacho do Felipe, os índices, no

geral, indicaram baixa assimetria, e, na região sul, ocorrem sub-bacias com todos as classes de assimetria.

Em algumas sub-bacias, como a B312, pode existir um pequeno viés nos dados, devido à diferença do formato de um lado da bacia com relação ao outro (Figura 5).

Tabela 1 – Valores para do Fator de Assimetria (AF). *Para jusante.

BACIAS	ÁREA A DIREITA DA BACIA* (KM ²)	ÁREA DA BACIA (KM ²)	AF	AF-50	CONTROLES	CIT
B11	37,83782	59,295159	63,812663	13,812663		2
B12	73,363526	142,87694	51,347353	1,3473532		3
B13	39,181753	77,664761	50,449847	0,4498469		3
B21	42,389778	70,769251	59,898582	9,8985822		2
B22	72,962129	170,85275	42,704685	7,2953148	Estrutural	-
B23	1,849761	3,00277	61,601821	11,601821		2
B24	37,992008	139,73884	27,187865	22,812135	Estrutural	-
B25	55,384182	103,49578	53,513467	3,5134673		3
B31	44,218104	74,966208	58,984048	8,9840479	Litológico	-
B32	2,245202	7,740551	29,005713	20,994287		1
B33	7,680618	24,213342	31,720603	18,279397		1
B34	35,291114	119,86797	29,441654	20,558346		1
B35	34,313157	142,30445	24,112498	25,887502	Litológico	-
B36	22,463271	52,050869	43,15638	6,8436197		3
B37	75,36043	177,95222	42,348687	7,651313	Ambos	-
B38	47,545141	85,454701	55,63783	5,6378297	Ambos	-
B39	5,558051	12,257449	45,344272	4,6557281		3
B310	10,04081	35,833951	28,020382	21,979618		1
B311	91,367783	118,48996	77,110146	27,110146		1
B312	35,903404	90,642257	39,610007	10,389993		2
B313	58,446736	172,02448	33,975824	16,024176		1

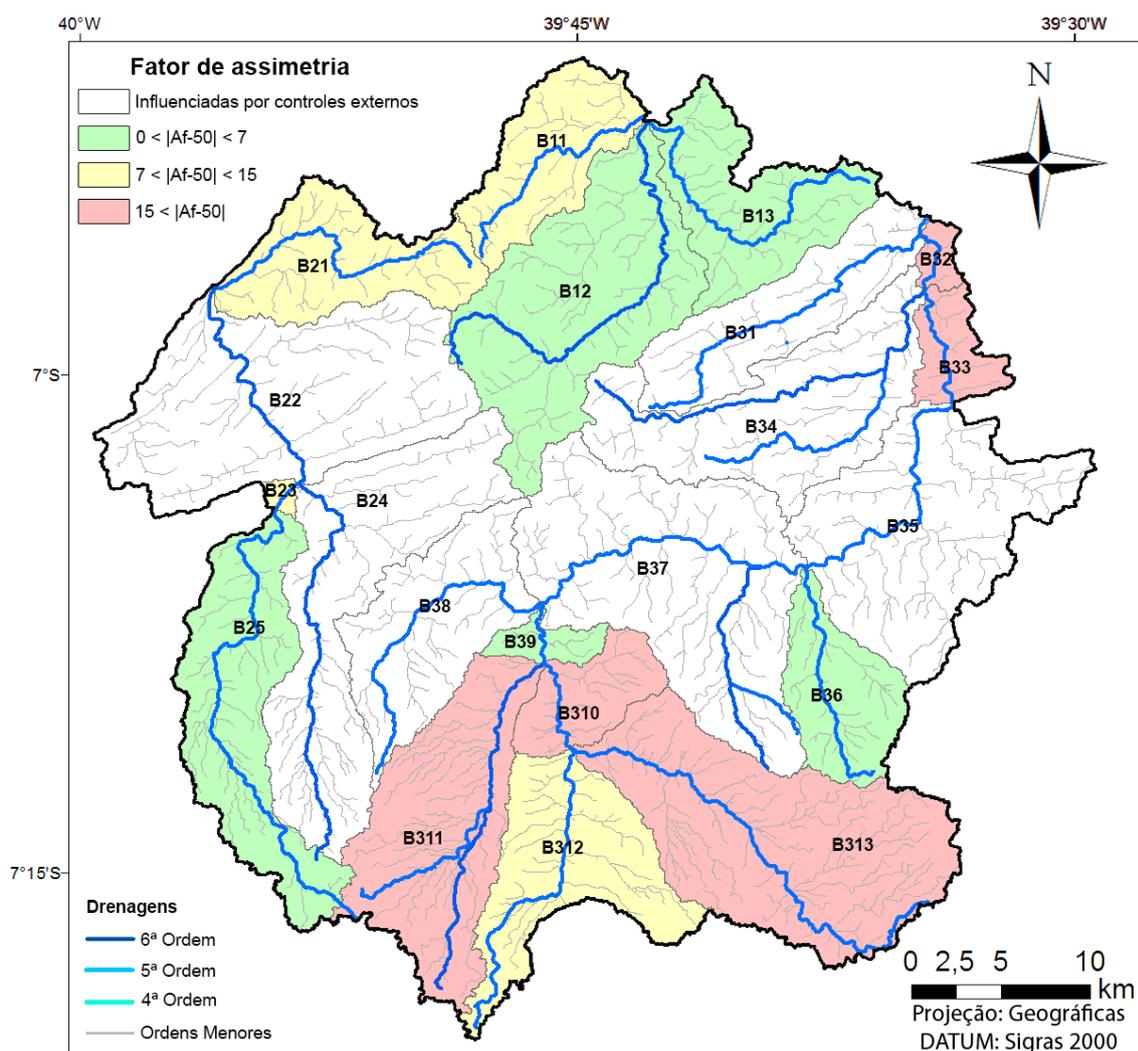


Figura 5 - Mapa do fator de assimetria (AF).

Sinuosidade de Frente de Montanha (SMF)

O cálculo das frentes de montanha foi feito na região sul da área, onde ocorre a borda da chapada do Araripe com suas formações sedimentares, e, na borda da bacia do Araripe, na região mais central da área (Figura 6). A norte, existem escarpas com notório controle litológico (cristas quartzíticas, dentre outros.) e não foram consideradas nos resultados.

Foram identificadas 11 frentes de montanha, com valores de SMF contabilizados para cada sub-bacia. Foi possível, também, calcular a sinuosidade de frente de montanha em 52,6% das sub-bacias, aquelas com mais de uma frente de montanha dentro da sua área associadas a médias aritméticas dos respectivos SMF (Tabela 2).

Em geral, foi possível associar uma atividade tectônica moderada aos índices de sinuosidade de frente de montanha. Não

existem valores baixos de SMF que indicariam alta atividade tectônica. É possível encontrar baixa atividade tectônica (altos índices) nas sub-bacias B35, B36, B37, B38, B310, B311, B312 E B313. Já nas sub-bacias B24 e B25, os índices indicam inatividade.

Integral Hipsométrica (HI)

Oito das 21 sub-bacias apresentaram valores elevados de HI, indicando que não houve muita erosão nesses terrenos e que o relevo é relativamente jovem, talvez produzido por soerguimento tectônico. Todas sub-bacias com valores elevados de HI localizam-se nas porções de relevo relativamente elevados, como os platôs lateríticos da porção centro norte (Serra do Quincuncá) e o topo da Chapada do Araripe. Desses, quatro apresentaram valores intermediários, porém próximos dos índices mais elevados, e nove apresentaram valores baixos (Figura 7).

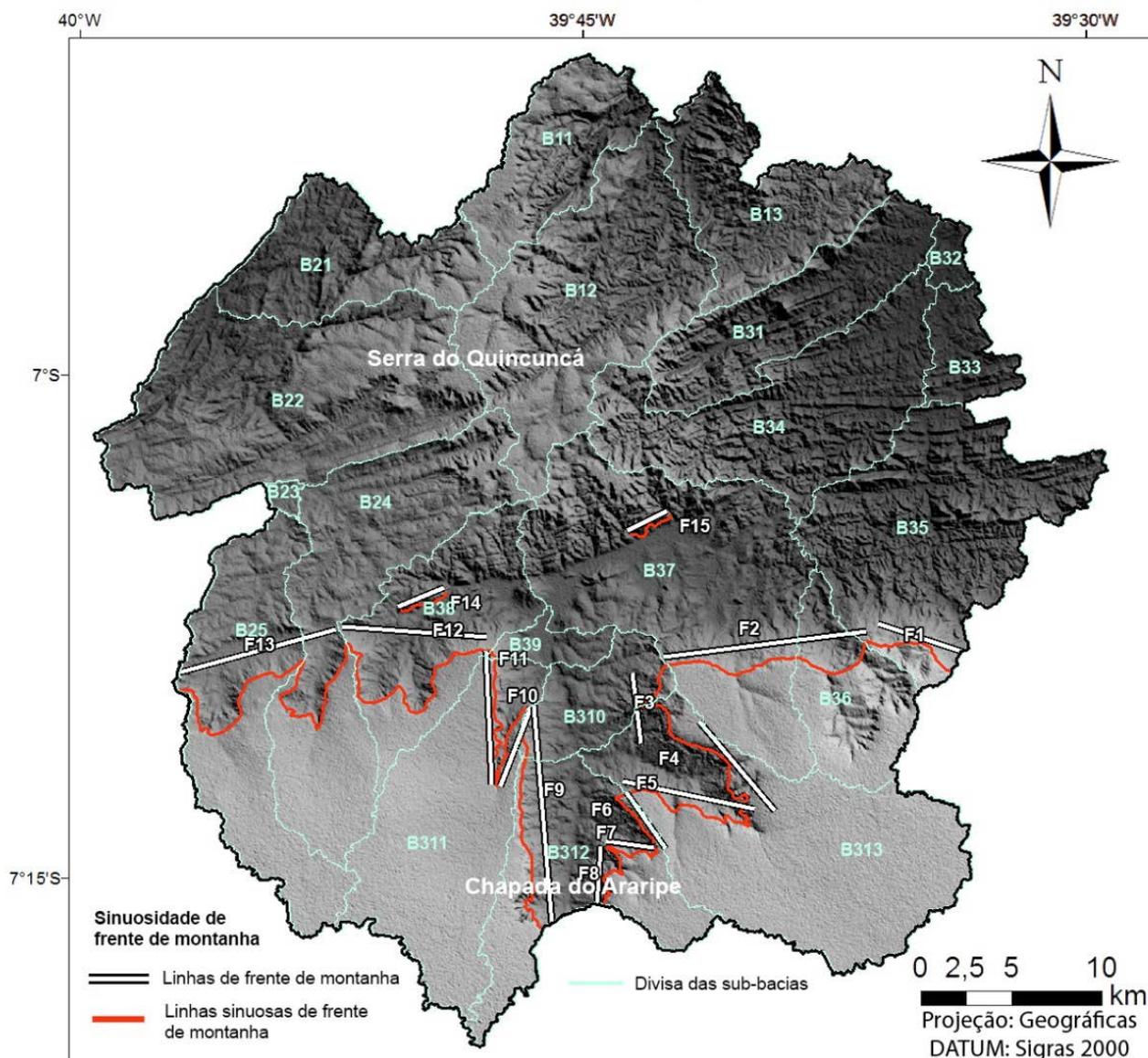


Figura 6 - Mapa da Sinuosidade de frente de montanha.

Tabela 2 – Valores de SMF individuais e das bacias.

FRENTES	LMF	LS	SMF
F1	5.779,62	5.041,98	1,1462988
F2	13.130,95	11.285,09	1,1635665
F3	6.054,55	3.942,59	1,535678
F4	8.396,21	6.481,84	1,2953432
F5	9.153,91	7.483,59	1,2231977
F6	4.169,62	3.812,23	1,0937489
F7	3.288,14	2.858,73	1,1502104
F8	5.085,23	3.197,18	1,5905359
F9	14255,44	12.301,68	1,1588211
F10	5.113,32	4.709,65	1,0857115
F11	9.207,95	7.508,41	1,2263507
F12	15.078,14	7.938,74	1,8993115
F13	23.437,64	9.762,64	2,4007477
F14	2.886,49	2.736,65	1,0547508
F15	3.055,51	2.403,12	1,2714761
BACIAS	FRENTES QUE ESTÃO CONTIDAS	SMF MÉDIO	CIT
B24	F13	2,4007477	3
B25	F13	2,4007477	3
B35	F1	1,1462988	2
B36	F2	1,1635665	2
B37	F2 e F15	1,2175213	2
B38	F12 e F14	1,4770312	2
B310	F3 e F9	1,535678	2
B311	F10 e F11	1,1560311	2
B312	F6, F7, F8 e F9	1,1545157	2
B313	F4 e F5	1,2592704	2

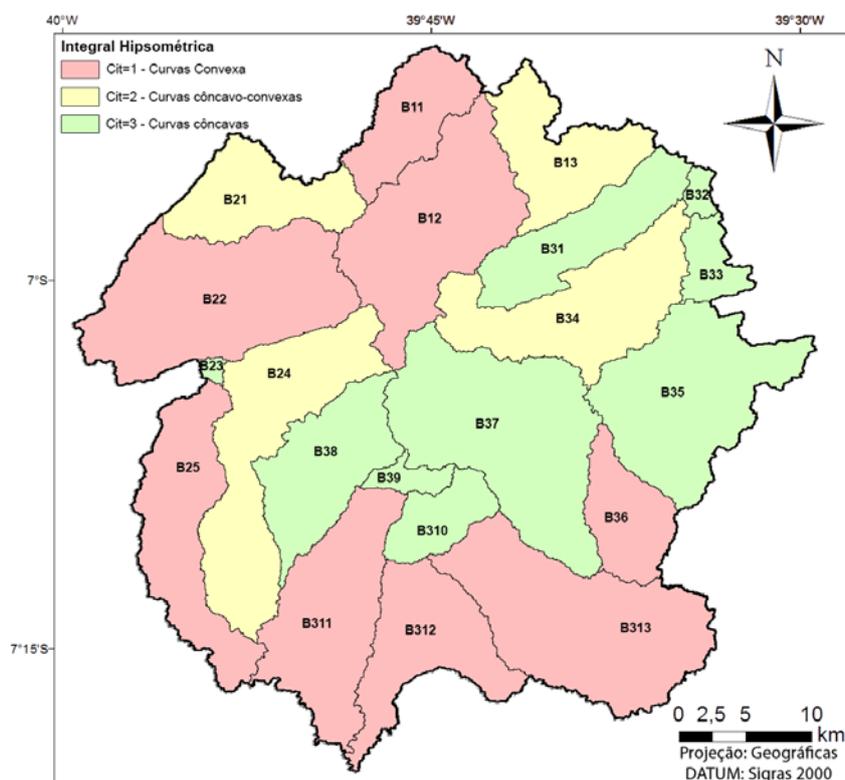


Figura 7 - Classes de HI para as sub-bacias. Valores CIT (Categoria de intensidade tectônica) são relacionadas às classes, onde: CIT=1 – Curvas convexas, CIT=2 – Curvas côncavo-convexas e CIT=3 – Curvas côncavas.

Na análise das curvas hipsométricas (Strahler, 1952), identifica-se um desequilíbrio entre erosão e deposição quando ocorrem linhas convexas no setor superior associadas a linhas côncavas-convexas do meio para o final do gráfico ou, principalmente, linhas convexas no setor inferior, indicando, então, a presença de influência tectônica na bacia analisada. Linhas

mais retilíneas no setor médio-inferior indicam forte relação entre os processos de erosão e deposição.

Todas as sub-bacias que obtiveram valores de HI maiores que 0,6 apresentaram um gráfico convexo, especialmente na porção inferior, que indica alta possibilidade de influência tectônica (Figura 8).

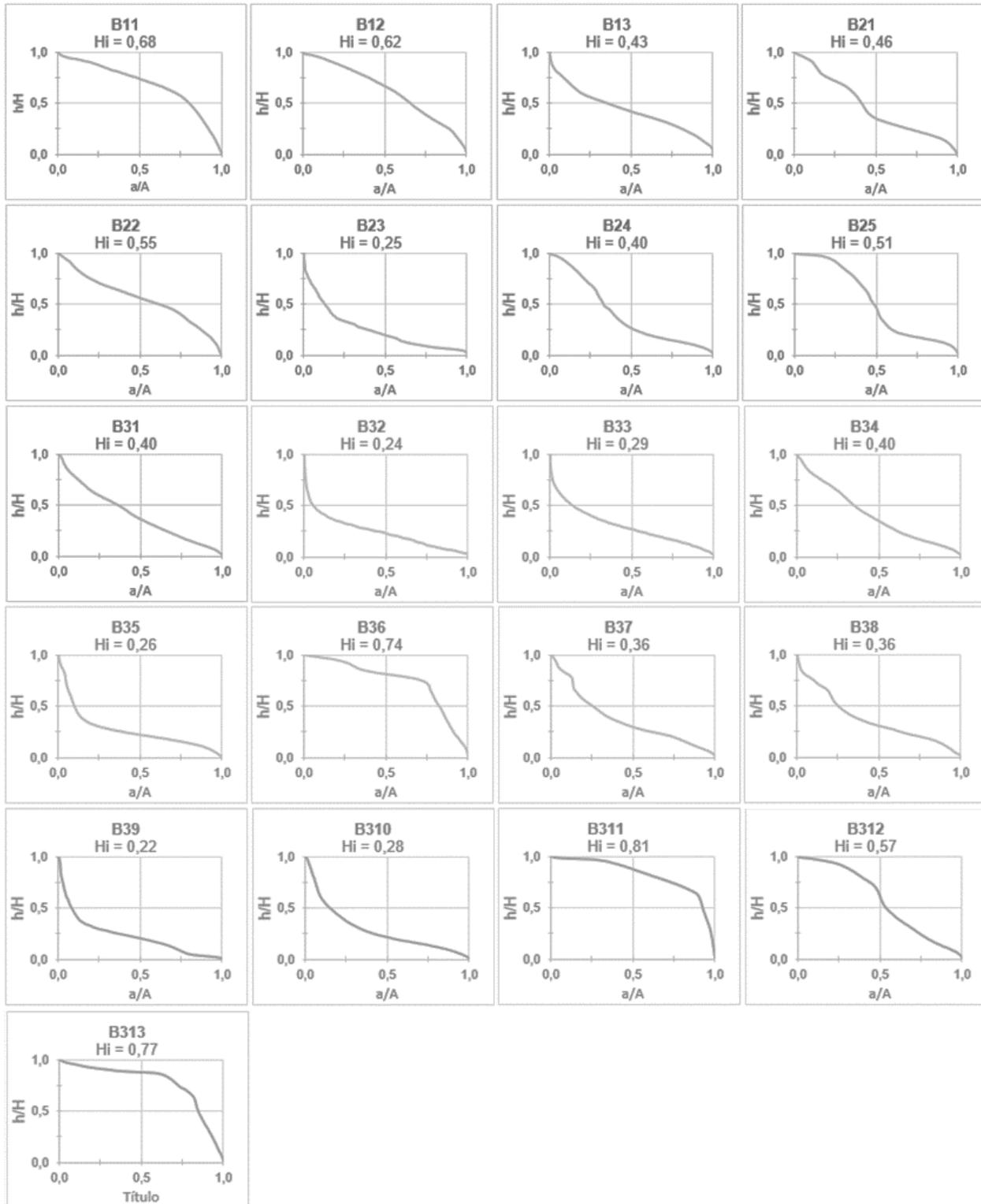


Figura 8 - Curvas hipsométricas referentes às sub-bacias. (A - superfície total da bacia; a - área da bacia acima de uma determinada cota (h); H - elevação máxima da bacia; e HI - valor da integral hipsométrica).

Tabela 3 - Índice de atividade tectônica das sub-bacias.

BACIAS	SL	AF	SMF	HI	MÉDIA DE CIT	IAT
B11	2	2	3	1	2	3
B12	2	3	3	1	2,25	3
B13	2	3	3	2	2,5	4
B21	2	2	3	2	2,25	3
B22	3	3	3	1	2,5	4
B23	3	2	3	3	2,75	4
B24	2	3	3	2	2,5	4
B25	2	3	3	1	2,25	3
B31	2	3	3	3	2,75	4
B32	3	1	3	3	2,5	4
B33	3	1	3	3	2,5	4
B34	2	1	3	2	2	3
B35	3	3	2	3	2,75	4
B36	2	3	2	1	2	3
B37	2	3	2	3	2,5	4
B38	2	3	2	3	2,5	4
B39	3	3	3	3	3	4
B310	2	1	2	3	2	3
B311	2	1	2	1	1,5	2
B312	2	2	2	1	1,75	2
B313	2	1	2	1	1,5	2

Índice de Atividade Tectônica (IAT)

A tabela 3 apresenta todos os valores dos índices morfométricos (SL, AF, SMF e HI) convertidos para valores categoria de intensidade tectônica (CIT), a média dos CIT e o valor de IAT, relativos às 21 sub-bacias desse estudo.

A área de estudo não possui nenhuma bacia com IAT=1, indicando que não existiu uma atividade neotectônica muito alta (típico de contexto de borda de placa). Porém, existem duas sub-bacias que apresentaram média de CIT = 1,5, o que caracteriza uma possibilidade de atividade neotectônica próxima ao limite para a classe muito alta. O setor classificado como de alta atividade tectônica (IAT=2)

corresponde a uma área física de 509,2 Km² (27%) e tende a se concentrar mais na área sul, com duas sub-bacias na porção norte e nordeste (Figura 9).

As sub-bacias ao sul são diretamente relacionadas às escarpas da Chapada do Araripe, indicando que essa atividade pode ser reflexo da inversão tectônica da bacia (Marques et al., 2014). Regiões de índice tectônico moderado (IAT=3) correspondem a 980 Km² (52%), maior área dentre as três classes de atividade neotectônica. As áreas tectonicamente inativas (392,3 Km² ou 21%) ocorrem apenas em quatro sub-bacias, espalhadas na área de estudo (Figura 9).

DISCUSSÃO

Os resultados do presente estudo foram obtidos a partir de imagens SRTM-30m que seguiram três critérios de qualidade: a) precisão vertical de 16m (Rabus et al., 2003); b) recobrimento vegetal esparso e pouco denso, com reflexo no aprimoramento da qualidade dos modelos digitais de elevação (Andrades Filho & Rossetti, 2015); c) feições mapeáveis numa escala mínima de 1:100.000 (Andrades Filho & Rossetti, 2015; Oliveira & Paradella, 2008).

Os fatores acima foram fundamentais para o

sucesso da aplicação de índices morfométricos na área de estudo, no contexto do nordeste semiárido brasileiro e em região de atividade tectônica moderada a baixa, a exemplo de outros resultados satisfatórios anteriores (Andrades Filho & Rossetti, 2015).

A morfometria do relevo da borda norte da Bacia do Araripe permitiu o contraste entre sub-bacias com IAT alto junto às escarpas da Chapada do Araripe (sul), IAT moderado, principalmente em torno da Serra do Quincuncá, e IAT baixo, especialmente ao longo da extensão

para oeste da Zona de Cisalhamento Patos.

Essa distribuição final reflete o comportamento de cada índice individual em relação à geo-história cenozoica do terreno, ao embate

entre os forçantes endógenos (tectônica) e exógenos (clima) no modelado dos materiais superficiais com suas características litostruais herdadas (passivas).

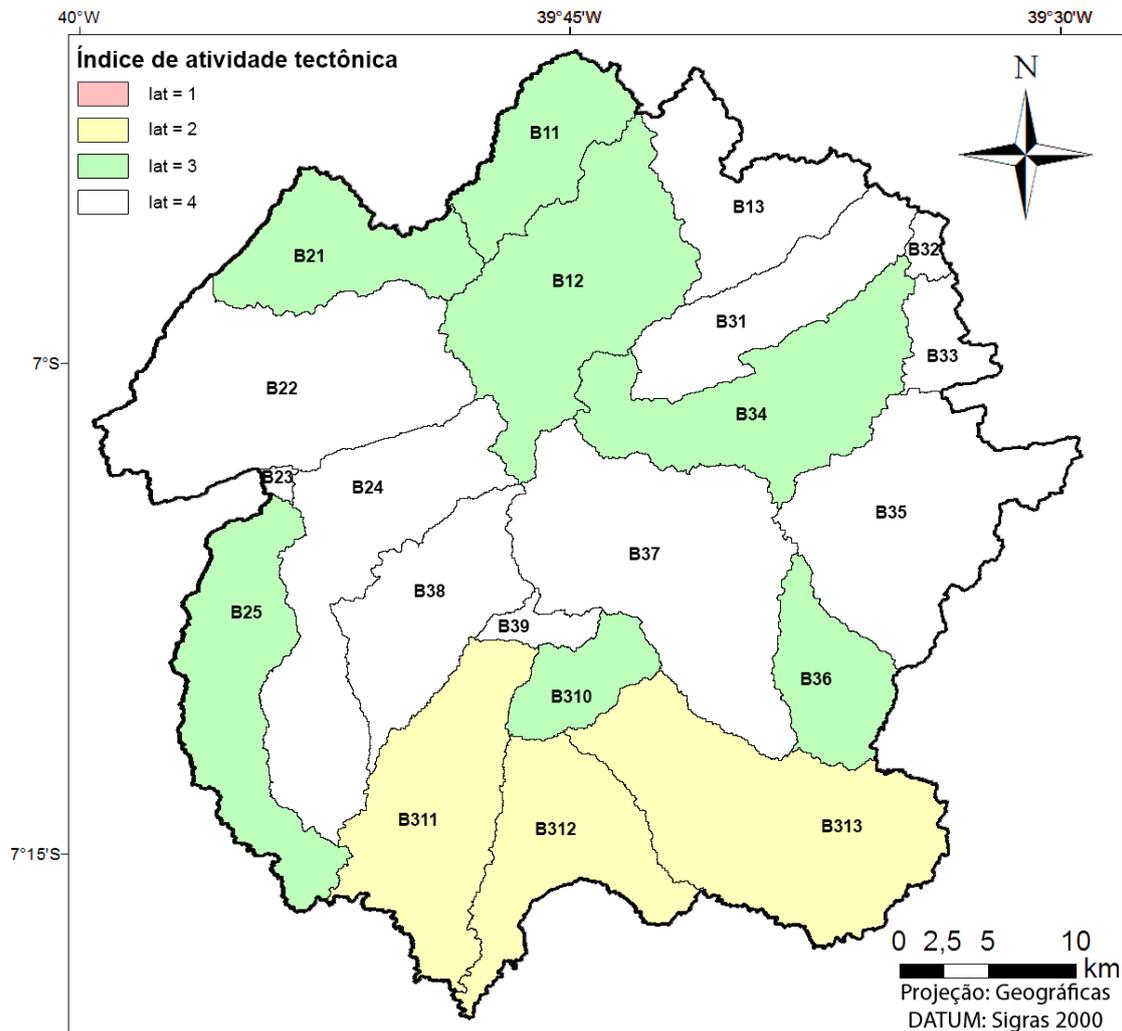


Figura 9 - Mapa do índice de atividade tectônica das sub-bacias da área.

Os valores de SL, por sua sensibilidade a mudanças de gradiente no canal fluvial, detectaram quebras de declividade no perfil longitudinal dos talwegues.

Na área de estudo, em geral, essas quebras (anomalias) se relacionaram a mudanças litológicas e não, necessariamente, a contrastes de movimentos verticais ao redor de falhas neotectônicas.

Na porção sul da área, as anomalias de SL ocorrem junto ao contato das rochas areníticas de capeamento da Chapada do Araripe (Formação Exu) e rochas predominantemente pelíticas do topo do Grupo Santana (Formação Romualdo). Na metade norte, as anomalias assinalam, em sua maioria, os flancos do relevo tabuliforme da serra do Quincuncá, onde duricrostas lateríticas se sobrepõem às rochas

do embasamento pré-cambriano (Cordeiro et al., 2017).

É relevante observar que, na serra do Quincuncá, alguns trechos anômalos se encaixam em segmentos de drenagem NW-SE, descontínuos, porém alinhados. Essa geometria revela uma fratura (falha?) em discordância com o *trend* do embasamento e que, possivelmente, é posterior ao desenvolvimento da duricrosta durante o Eoceno (Peulvast & Bétard, 2015). Essa possível zona de fraturas encaixa drenagens que cortam cristas de relevo mais elevado no embasamento pré-cambriano.

Isso pode ser decorrente de um sistema de drenagem antecessor que fluía sobre depósitos pós-mesozoicos (duricrostas?) e que, durante o soergimento cenozoico, foi superimposta às cristas quartzíticas do embasamento pré-

cambriano preservando a geometria anterior.

O AF apresenta valores elevados de assimetria na parte sul da área, relativa ao vale de Santana do Cariri, na borda da Bacia do Araripe, e, na metade norte, em pequenas sub-bacias no canto nordeste (B32 e B33). A assimetria de bacias de drenagem pode ser causada por fatores litoestruturais herdados, o que pode ser o caso das sub-bacias em foco, modeladas em terrenos pré-cambrianos.

Os rios principais dessas sub-bacias tendem a fluir para norte, e os lados de menor largura ocorrem junto a divisores com tendência N-S. Por outro lado, as heterogeneidades litoestruturais dos terrenos pré-cambrianos da área têm tendência ENE-WSW. É plausível que o controle N-S pode ser relacionado a alguma deformação pós-ediacarana, não necessariamente neotectônica.

Entretanto, pode-se observar a mesma assinatura N-S no controle de drenagens associadas ao eixo maior do vale de Santana do Cariri, com assimetrias das sub-bacias B311 e B312, indicando basculamentos para E e W, respectivamente. Ambas ocorrem em terrenos de litologia relativamente homogênea (pelo menos na escala regional desse trabalho), Formação Exu e Grupo Santana, respectivamente, e não existem indícios de distribuição desigual de vegetação em lados opostos dos rios principais das sub-bacias.

Há ainda a associação com frentes de montanha de direção N-S. Portanto, as anomalias em torno do vale de Santana do Cariri indicam basculamentos associados a estruturas N-S pós-cenomanianas. Também há a influência de estruturas NW-SE no flanco E do vale, controlando a assimetria das sub-bacias B310 e B313, indicando basculamentos para W-SW.

Junto à Serra do Quincuncá, o basculamento se associa a rios principais e a divisores com tendência NE-SW, com assimetrias de rios possivelmente consequentes/ressequentes para SE (B11) e NW (B21). Portanto, o mais provável é o controle por herança litoestrutural nessa região.

As encostas mais retilíneas e extensas, associadas às anomalias de SMF na área, também se associam às encostas da Chapada do Araripe, especialmente ao Vale de Santana do Cariri. O *trend* mais notório é o N-S, que controla o eixo maior do vale, seguido de NW-

SE a WNW-ESE, que controla os vales tributários do flanco E.

Essas escarpas retilíneas, provavelmente, se relacionam a falhamentos que também causaram a rotação de blocos detectada pela análise de assimetria de sub-bacias.

Por fim, os valores de HI, de certa forma, confirmaram a repartição de anomalias dos outros índices, com concentração de valores mais elevados (curvas hipsométricas convexas e côncavo-convexas) associados à Chapada do Araripe e à Serra do Quincuncá.

Já os valores menores (curvas hipsométricas côncavas) associaram-se às superfícies deprimidas entre as elevações, incluindo os terrenos da Zona de Cisalhamento Patos. Essa configuração indica a relativa imaturidade dos setores elevados em relação aos deprimidos, fruto de soerguimento cenozoico.

Na síntese representada pelo IAT, a distribuição da atividade neotectônica relativa demonstra que a área mais ativa se relaciona às encostas do vale de Santana do Cariri, a atividade moderada parcialmente relacionada à Serra do Quincuncá e as encostas da Chapada mais distantes do vale.

As zonas não anômalas relacionam-se, principalmente, à borda da Bacia do Araripe, controlada pela continuidade da Zona de Cisalhamento Patos.

Para a explicação do cenário acima, reporta-se aos modelos de inversão da Bacia do Araripe. Como já foi discutido anteriormente, o processo de inversão da Bacia do Araripe e a formação da chapada homônima podem ser abordados sob o prisma da erosão diferencial, atuando no contexto de um amplo arqueamento regional (Peulvast & Bétard, 2015) ou de soerguimento mais localizado, segundo um campo de esforços neotectônico com esforço máximo horizontal regional orientado segundo NE-SW (Marques et al., 2014).

Como ambos os cenários admitem falhas neotectônicas (menos importantes no primeiro), pode-se considerar que os resultados do presente estudo espelham condições relativamente localizadas, compatíveis com ambos os modelos.

Entretanto, o modelo de Marques et al. (2014) traz informações do campo de esforços localizado na região de Nova Olinda. Por meio de análise cinemática de falhas em escala de

afloramento, os autores chegaram a um campo de esforços compressional com esforço máximo sub-horizontal, segundo N20E.

Dentro do contexto geral, esse campo de esforços localizado se refletiu na partição da deformação em uma curva restritiva (*restraining bend*) (Cunningham & Mann, 2007), provocando compressão localizada durante a reativação sinistral da Zona de Cisalhamento Patos pelo campo de esforços neotectônico.

Nesse panorama, as discontinuidades N-S relacionadas ao Vale de Santana do Cariri

teriam funcionado como falhas normais/fendas tratativas com componente lateral dextral, as discontinuidades NW-SE como falhas reversas/inversas com componente lateral dextral, igualmente. Esse fraturamento foi a causa mais plausível do recuo acentuado no setor da escarpa e da conformação do vale em sua geometria atual.

Ao norte da Zona de Cisalhamento Patos, a falta de informações não permite uma análise deformacional mais segura, embora existam indícios de estruturas NE-SW, NW-SE/NNW-SSE e N-S.

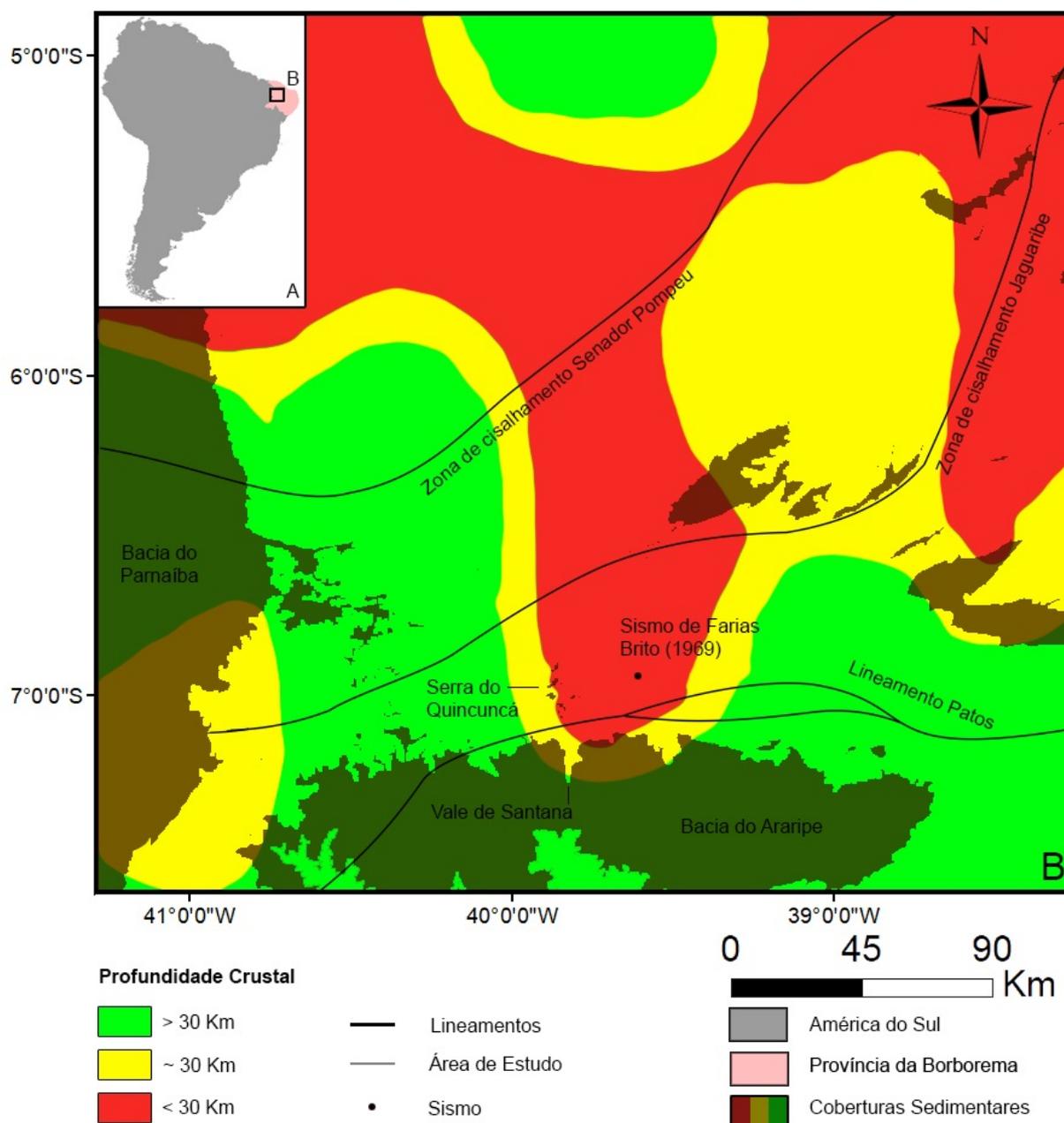


Figura 10 – A – América do Sul com a demarcação da Província da Borborema em rosa; B – Mapa de profundidade da Superfície Curie da região centro sul do Ceará, incluindo Bacia do Araripe. Modificado de Correia et al. (2014). Sismo de Farias Brito a partir de Rede Sismográfica Brasileira (2014).

Considerando-se o campo compressional neotectônico com esforço máximo horizontal NE-SW, as descontinuidades de *trend* ENE-WSW (foliação regional) podem ter sido reativadas com forte componente oblíquo sinistral-normal, as NW-SE/NNW-SSE em movimento reverso e oblíquo dextral-reverso e as N-S em transcorrência dextral.

O núcleo bastante entalhado da Serra do Quincuncá (B12) apresenta uma sub-bacia com curiosa forma rômbrica e divisores NNW-SSE e NE-SW que pode ter sido relativamente soerguida, promovendo uma melhor drenagem do perfil de alteração sob clima úmido e um aprofundamento da interface de paleolaterização, no início do Cenozoico.

Todas essas observações são especulativas e concordam com as ideias de Cordeiro *et al.* (2017), de que as estruturas pré-cambrianas da área sofreram reativações pós-Cretáceo.

Os indícios de deformações neotectônicas, assim como a ocorrência do sismo de 1968 (RSBR, 2013), podem estar relacionados a outro fator: uma zona de menor profundidade da superfície Curie (Correia *et al.*, 2016), com

CONCLUSÃO

O relevo na borda norte da Bacia do Araripe inclui as escarpas da Chapada do Araripe no Vale de Santana do Cariri no setor sul, modeladas em rochas sedimentares eocretáceas, superfícies deprimidas em torno do contato tectônico embasamento pré-cambriano/bacia, no setor central, e o relevo predominantemente tabuliforme controlado por lateritas sobre o embasamento da Serra do Quincuncá, no setor mais a norte.

Essa compartimentação entre terras altas e baixas se refletiu na distribuição dos índices morfométricos que foram integrados em um índice final de atividade neotectônica. A borda da Chapada do Araripe em torno do Vale de Santana do Cariri revelou-se a porção com mais indícios de atividade neotectônica, tendo seu modelado o controle por estruturas rúpteis N-S e NW-SE, predominantemente. Em seguida, na escala de atividade tectônica, vem a Serra do Quincuncá, com indícios de estruturação controlada pelo *trend* de foliação do embasamento (NE-SW) e por fraturas/falhas NW-SE e, localizadamente, N-S. O setor central da área, embora associado a indícios de baixa atividade tectônica, pode ter sua atividade mascarada pela baixa sensibilidade dos

eixo N-S que alcança, em sua terminação sul, o Vale de Santana do Acaraú, coincidindo com orientação axial do mesmo (Figura 10).

A transição entre blocos com estrutura termal diferenciada são zonas de fraqueza crustal que podem concentrar esforços e facilitar rupturas, como a que deu origem ao sismo de Farias Brito, cujo epicentro também ocorre sobreposto à terminação da anomalia da superfície Curie.

Por fim, a faixa central de IAT muito baixo coincide com a Zona de Cisalhamento Patos e a borda N da Bacia do Araripe. Os baixos índices de atividade neotectônica podem se relacionar ao mascaramento de movimentos laterais por índices como SL, HI e SMF, que pressupõem contrastes verticais para a detecção de anomalias.

Portanto, a própria individualização dessa faixa e o contraste com os setores pretensamente mais ativos a norte (Serra do Quincuncá) e a sul (Chapada do Araripe) indicam, mais que inatividade, um tipo de atividade ao qual os índices são pouco sensíveis: transcorrência sinistral decorrente de esforço máximo horizontal ENE-WSW.

índices morfométricos a movimentações laterais.

A evolução pós-cretácea do relevo da área foi influenciada por esforço máximo horizontal regional NE-SW (pelo menos no final do Cenozoico) dentro do contexto de um amplo arqueamento crustal, dando origem à inversão da Bacia do Araripe, por meio da reativação sinistral da Zona de Cisalhamento Patos e da instalação de condições compressionais na porção interna de *restraining bend*. Sob essas condições, foram geradas falhas normais N-S e transcorrências NW-SE que controlaram o recuo mais acentuado da escarpa da Chapada do Araripe no Vale de Santana do Cariri.

De forma mais especulativa, o soergimento da Serra do Quincuncá também foi resultado do esforço NE-SW, gerando/reactivando estruturas NE-SW com forte movimentação normal e NNW-SSE com forte componente reverso.

Por fim, a deformação na área pode ter sido facilitada por uma zona de fraqueza associada a menores profundidades da superfície Curie na região, cujo eixo N-S cruza a Zona de Cisalhamento Patos e termina, em sua extremidade sul, no Vale de Santana do Cariri.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq, FUNCAP (Projeto “Estratigrafia e Paleoecologia de Geossítios Cretáceos, no âmbito do Geopark Araripe”, Programa Áreas Estratégicas-Edital 03/2013, Processo AE1-0079-000540100/13) e ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia-Estudos Tectônicos (INCT-ET), coordenado pelo Prof. Dr. Adolfo R. Fuck (IG-UnB), pelo apoio financeiro concedido. Aos Profs Rúbson Pinheiro Maia (Departamento de Geografia-UFC) e Sebastian Gonzalez Chiozza (Departamento de Geologia-UFC), e também a revisores anônimos, por críticas e sugestões que, em muito, melhoraram o trabalho.

REFERÊNCIAS

- ACKLAS JUNIOR, R.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; CASADO, F.C. Análise de perfis longitudinais de drenagens do Município de Guarulhos para a detecção de deformações neotectônicas. *Revista UnG – Geociências*, v. 8, n. 6, p. 64-78, 2003.
- ASSINE, M.L. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*. v. 15, n. 2, p. 371-389, 2007.
- ASSINE, M.L.; PERINOTTO, J.A.J.; CUSTÓDIO, M.A.; NEUMANN, V.H.; VAREJÃO, F.G.; MESCOLOTTI, P.C. Sequências deposicionais do Andar Alagoas da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*. v. 22, n. 1, p. 3-28, 2014.
- ANDRADES FILHO, C.O. & ROSSETTI, D.F. Intensidade da atividade tectônica na porção emersa da Bacia Paraíba e embasamento cristalino adjacente, Nordeste do Brasil. *Pesquisas em Geociências*, v. 42, n. 2, p. 113-130, 2015.
- BARBOSA, M.E.F.; VITALI, S.R.O.; LIMA, J.C.F.L.; FREITAS, G.M.A.; SANTOS, M.S.S.; FURRIER, M. Aplicação do índice Relação Declividade-Extensão na bacia hidrográfica do rio Gurujá para detecção de deformações neotectônicas sobre os sedimentos do Grupo Barreiras, litoral sul do estado da Paraíba, Brasil. *Geología Colombiana*, v. 36, n. 1, p. 123-133, 2011.
- BEZERRA F.H.R.; TAKEYA M.K.; SOUSA M.O.L.; NASCIMENTO A.F. Coseismic reactivation of the Samambaia fault, Brazil. *Tectonophysics*, v. 430, p. 27–39, 2007.
- BEZERRA, F.H.R.; NASCIMENTO, A.F.; FERREIRA, J.M.; NOGUEIRA, F.C.; FUCK, R.A.; BRITO NEVES, B.B.; SOUSA, M.O.L. Review of active faults in the Borborema Province, intraplate South America-integration of seismological and paleoseismological data. *Tectonophysics*, v. 510, p. 269-290, 2011.
- BULL, W.B. & MC FADDEN, L.D. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: *GEOMORPHOLOGY SYMPOSIUM*, 8, 1977, Binghamton. *Resumos Expandidos...*Binghamton: IAG, 1977, p. 115-138.
- CAVALCANTE, J.C.; VASCON CELOS, A.M.; MEDEIROS, M.F.; PAIVA, I.G. *Mapa geológico do estado do Ceará*. Rio de Janeiro: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2003.
- CORDEIRO, A.M.N.; BASTOS, F.H.; MAIA, R.P. Caracterização Geoambiental e Compartimentação Geomorfológica da Serra do Quincuncá e Entorno, Nordeste do Brasil. *Revista do Departamento de Geografia Universidade de São Paulo*, v. 34, p. 106-121, 2017
- CORREA, R.T.; VIDOTTI, R.M.; OKSUM, E. Curie surface of Borborema Province, Brazil. *Tectonophysics*, v. 679, p. 73–87, 2016.
- CUNNINGHAM, W.D. & MANN, P. *Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends*. London: The Geological Society of London, Special Publications, 290p., 1–12, 2007.
- EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, J.; KELLER, E. A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, v. 96, n. 1-2, p. 150-173, 2008.
- GOMES, J.R.C. & VASCONCELOS, A.M. *Jaguaribe Sw Folha Sb.24-Y: Estados do Ceará, Pernambuco e Piauí*. CPRM, 2000
- HACK, J.T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal Research of the U. S. Geological Survey*, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.
- HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 56, p. 275-370, 1945.
- KELLER, E.A. & PINTER, N. *Active Tectonics, Earthquake Uplift and Landscape*. Upper Saddle River: Prentice Hall, 338p., 1996.
- LOPES, A.E.V. ASSUMPÇÃO, M.; NASCIMENTO, A. F.; FERREIRA, J.M.; MENEZES, E.A.S.; BARBOSA, J.R. Intraplate earthquake swarm in Belo Jardim, NE Brazil: reactivation of a major Neoproterozoic shear zone (Pernambuco Lineament). *Geophysical Journal International*. v. 180, n. 3, p. 1303-1312, 2010.
- MAHMOOD, S.A. & GLOAGUEN, R. Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: Insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis. *Geoscience Frontiers*, v. 3, n. 4, p. 207-428, 2011.
- MARQUES, F.O.; NOGUEIRA, F.C.C.; BEZERRA, F.H.R.; DE CASTRO, D.L. The Araripe Basin in NE Brazil: An intracontinental graben inverted to a high-standing horst. *Tectonophysics*, v. 630, p. 251–264, 2014.
- MUKUL, M.; SRIVASTAVA, V.; MUKUL, M. Out-of-sequence reactivation of the Munsiri thrust in the Relli River basin, Darjiling Himalaya, India: Insights from Shuttle Radar Topography Mission digital elevation model-based geomorphic indices. *Geomorphology*, v. 284, p. 229–237, 2016.
- NASCIMENTO, E.R.; SILVA, P.A.H.; SALAMUNI, E. Sinuosidade do front montanhoso da Serra do Ibitiraquire – Paraná. *Revista Ra'e Ga - O Espaço Geográfico em Análise*, v.29, p. 36-46, 2013.
- OLIVEIRA, C.G. & PARADELLA, W.R. An assessment of the altimetric information derived from spaceborne SAR (RADARSAT-1, SRTM3) and optical (ASTER) data for cartographic application in the Amazon region. *Sensors*, v. 8, p. 3819-3829, 2008.
- OLIVEIRA, R.G. *Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo Cenozoico da Província Borborema e de sua margem continental*. Natal, 2008. 400p. Tese (Doutorado) - Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- PASSARELLA, S.; LADEIRA, F.S.B.; LIESENBERG, V. Morfometria da bacia do Rio São João, MG: uma proposta de entendimento dos limites e da dinâmica das superfícies erosivas. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 17, n. 2, p.241-252, 2016.
- PEULVAST, J.-P. & BÉTARD, F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in

- NE Brazil. **Geomorphology**, v. 233, p. 20-40, 2015.
- PIKE, R.J. Geomorphometry – diversity in quantitative surface analysis. **Progress in Physical Geography**, v. 24, n. 1, p. 1-20, 2000.
- RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTY, A.; BAMLER, R. The Shuttle Radar Topographic Mission: a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. **ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**, v. 57, p. 241-262, 2003.
- Rede Sismográfica Brasileira. **Catálogo / boletim sísmico brasileiro - versão v. 2014.06, com explicações**, 2014.
- STRAHLER, A.N. Hipsometric (area-altitude) analysis and erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, n. 10, p. 1117-1142, 1952.
- VAN SCHMUS, W.R.; KOZUCH, M.; BRITO NEVES, B.B. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm/Nd and U/Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v.31, p. 227-252, 2011.
- VARGAS, K.B.; FORTES, E.; SALAMUNI, E. Análise morfoestrutural da bacia do Ribeirão Água das Antas-PR. **Revista Ra'e Ga - O Espaço Geográfico em Análise**, v.34, p. 7-25, 2015.

Submetido em 18 de outubro de 2017
Aceito em 5 de março de 2018