



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

GEORGE PEREIRA DE OLIVEIRA

**EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL E MORFOTECTÔNICA PÓS-RIFTE DE
DIVISORES DE DRENAGEM EM AMBIENTES DE MARGEM PASSIVA: o caso do
Nordeste Oriental brasileiro**



Recife
2019

GEORGE PEREIRA DE OLIVEIRA

**EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL E MORFOTECTÔNICA PÓS-RIFTE DE
DIVISORES DE DRENAGEM EM AMBIENTES DE MARGEM PASSIVA: o caso do
Nordeste Oriental brasileiro**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de concentração: Regionalização e Análise Regional

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa

Coorientador: Prof. Dr. Bruno de Azevêdo Cavalcanti Tavares

Recife
2019

Catálogo na fonte
Bibliotecária Andréa Carla Melo Marinho, CRB4-1667

Oliveira, George Pereira de.

Evolução morfoestrutural e morfotectônica pós-rifte de divisores de drenagem em ambientes de margem passiva: o caso do Nordeste oriental brasileiro / George Pereira de Oliveira. – 2019.

161 f. : il.; 30 cm.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa.

Coorientador: Prof. Dr. Bruno de Azevêdo Cavalcanti Tavares.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco, CFCH.
Programa de Pós-Graduação em Geografia, Recife, 2019.

Inclui referências.

1. Geografia. 2. Geomorfologia. 3. Bacias hidrográficas- Brasil. 4. Drenagem. 5. Mapeamento geomorfológico. I. Corrêa, Antonio Carlos de Barros (Orientador). II. Tavares, Bruno de Azevêdo Cavalcanti (Coorientador). III. Título.

910 CDD (22. ed.)

UFPE (BCFCH2020-019)

GEORGE PEREIRA DE OLIVEIRA

**EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL E MORFOTECTÔNICA PÓS-RIFTE DE
DIVISORES DE DRENAGEM EM AMBIENTES DE MARGEM PASSIVA: o caso do
Nordeste Oriental brasileiro**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de mestre em geografia.

Aprovada em: 28/02/2019.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa (Orientador – Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Bruno de Azevêdo Cavalcanti Tavares (Coorientador – Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Demétrio da Silva Mutzenberg (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Kleython de Araújo Monteiro (Examinador Externo)
Universidade Federal de Alagoas

AGRADECIMENTOS

Ao conjunto de leis físicas que regem este Universo.

À minha mãe Margarida e a meu pai Geraldo pelas lágrimas, suor e sangue derramados para que eu pudesse chegar aonde cheguei. Eu amo vocês!

À minha irmã Gilmara e minha prima Sara por todo o apoio e amizade.

Aos meus sobrinhos Maria Eduarda e Carlos Eduardo por alegrarem minha vida.

Ao Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa e ao Prof. Dr. Bruno de Azevêdo Cavalcanti Tavares por terem me guiado nessa etapa de minha busca pelo conhecimento. É uma honra trabalhar com vocês!

Ao Prof. Dr. Marco Túlio Mendonça Diniz por ter me ensinado o que é ser geógrafo.

Ao Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia por ter me apresentado a Geomorfologia.

Ao Prof. Dr. Osvaldo Girão pelas risadas e pelo conhecimento compartilhado.

Aos Professores Demétrio Mutzenberg e Kleython Araújo pelas contribuições dadas a esta pesquisa ao aceitarem compor a banca de defesa.

Aos meus amigos do CERES-Caicó Alisson Medeiros, Davi Pinheiro, Diogo Bernardino e todas as amizades que deixei no meu Sertão do Seridó.

Aos meus companheiros de GEQUA e amigos Ana Clara, André Felipe, Antônio Carlos, Carla Suelania, Cláudio Cabral, Daniel Lira, Diogo Galvão, Drielly Fonsêca, Edmário Marques, Kaio César, Joana Matias, Leandro Diomério, Marta Uchôa, Paulo Lucas, Rhandysson Barbosa e Wemerson Flávio.

A minhas amigas Maria Luísa, Sinara Gomes e Thaís Mara pelos bons momentos compartilhados.

A meus amigos Carlos Bispo, Daniel Nunes, Heitor Costa, Joadson Vagner, José Anderson e Josias Carvalho pelo companheirismo e amizade.

A Amanda Tavares por emprestar o seu talento na elaboração dos modelos 3D de evolução da paisagem.

Ao secretário do PPGEU Eduardo Vêras por ser um exemplo de competência e tornar as nossas vidas menos burocráticas.

Ao meu notebook por aguentar até o fim, mesmo quando eu lhe pedia que fizesse coisas impossíveis para as suas limitações. Seu merecido descanso está próximo.

A Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco - FACEPE por ter financiado esta pesquisa através da concessão de bolsa de mestrado.

A todos aqueles que me estenderam a mão em algum momento de minha caminhada!

“[...] no vestige of a beginning, no prospect of an end.”

James Hutton (1785).

RESUMO

A diversificação de estruturas e regimes tectônicos na Província Borborema (PB) fez com que os seus diversos compartimentos morfoestruturais seguissem caminhos evolutivos distintos ao longo e após a fragmentação de Gondwana. Nos divisores a setentrional (Borborema Potiguar) e meridional (Borborema Pernambucana) da PB, a evolução pós-rifte se deu de forma diferenciada, sendo objetivo do presente estudo compreender o modo como essa se deu. Para isto, fez-se uso de um conjunto de índices morfológicos (mapeamento geomorfológico, mapeamento de anomalias de drenagem e extração de fotolineamentos do relevo) e morfométricos (curvas hipsométricas, Fator de Assimetria de Bacia, Fator de Simetria Topográfica Transversal, Índice de Hack, Índice de Concavidade e Índice de χ) em sub-bacias e canais de baixa ordem. Os resultados obtidos permitiram elaborar dois modelos evolutivos pós-rifte distintos. A norte tem-se um divisor recente resultando de uma série de reativações tectonomagmáticas cenozoicas que promoveram processos de rearranjo fluvial, como reversão de sentido da drenagem, e inversão de relevo. As atuais condições de semiaridez e baixa declividade fazem com que este divisor se mantenha estacionário. Já a sul, a deformação predominante foi regional associada a *underplating* magmático, contudo em setores pontuais associadas à estruturas pré-cambrianas, como o Lineamento Pernambuco, capturas fluviais ocorrem sob controle tectônico. As elevadas declividades e o clima subúmido na face a barlavento do planalto fazem com que o divisor esteja em um estágio constante de desequilíbrio e migração. Portanto, os compartimentos megageomórfológicos tiveram uma evolução pós-rifte diferenciada. Estudos termocronológicos posteriores, bem como a análise sedimentológica e geocronológica das coberturas superficiais em patamares invertidos podem trazer informações mais detalhadas sobre o quadro espaço-temporal no qual se deu estes esquemas de evolução da paisagem.

Palavras-chave: Divisores de drenagem. Índices morfométricos. Soerguimento pós-rifte. Reversão de drenagem. Capturas fluviais.

ABSTRACT

The diversification of structures and tectonic regimes in the Borborema Province (PB) caused their various morphostructural compartments to follow different evolutionary paths throughout and after the fragmentation of Gondwana. In the northern (Borborema Potiguar) and southern (Borborema Pernambucana) divisions of PB, post-rift evolution occurred in a differentiated way, and the purpose of the present study is to understand how this occurred. For this, a set of morphological indexes (geomorphological mapping, mapping of drainage anomalies and extraction of relief lineaments) and morphometrics (hipsometric curves, Basin Assymetry Factor, Transverse Topographic Symmetry Factor, Hack Index, Concavity Index and χ Index) in sub-basins and low-order channels. The results obtained allowed to elaborate two evolutionary models post-rift different. To the north we have a recent divide resulting from a series of Cenozoic tectonomagmatic reactivations that promoted river rearrangement processes, such as drainage direction reversal and relief inversion. The current conditions of semiaridity and low slope cause this divide to remain stationary. In the south, the predominant deformation was regional associated with magmatic underplating, however in punctual sectors associated with pre-cambrian structures, such as the Pernambuco Lineament, river captures occur under tectonic control. The high slopes and sub-humid climate on the face of the windward plateau make the divide at a constant stage of imbalance and migration. Therefore, the megageomorphological compartments had a differentiated post-rift evolution. Subsequent thermochronological studies, as well as the sedimentological and geochronological analysis of the surface coverings in inverted reliefs may provide more detailed information about the space-time framework in which these schemes of landscape evolution took place.

Palavras-chave: Drainage divides. Morphometric indexes. Pos-rift uplift. Drainage reversal. River capture.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localização das áreas de estudo. A - Divisor setentrional; B - Divisor meridional; LPe - Lineamento Pernambuco; LP - Lineamento Patos. Linhas pretas correspondem a zonas de cisalhamento pré-cambrianas. A linha tracejada branca demarca os divisores.....	20
Figura 2 –	Geologia regional do NE Oriental. BP - Bacia Potiguar; BPB - Bacia Paraíba; BPE - Bacia Pernambuco; BA - Bacia do Araripe; BPA - Bacia do Parnaíba; RTJ - Recôncavo-Tucano-Jatobá; MCO - Domínio Médio Coreaú; J - Domínio Jaguaribeano; RGND - Domínio Rio Grande do Norte; ZT - Domínio da Zona Transversal; PEAL - Domínio Pernambuco Alagoas; LP - Lineamento Patos; LPe; Lineamento Pernambuco. Os quadrados brancos demarcam as áreas de estudo desta pesquisa.....	21
Figura 3 –	Geologia simplificada dos divisores setentrional e meridional.....	24
Figura 4 –	Mapa sismotectônico simplificado do NE Oriental. Os quadrados brancos demarcam as áreas de estudo desta pesquisa.....	25
Figura 5 –	Diagrama climático de Walter e climograma dos municípios de Lajes-RN e Pedro Avelino-RN.....	31
Figura 6 –	Diagrama climático de Walter e climograma dos municípios de Sertânia-PE, Arcoverde-PE e Buíque-PE.....	32
Figura 7 –	Domínios morfoestruturais do divisor setentrional.....	33
Figura 8 –	Domínios morfoestruturais do divisor meridional.....	34
Figura 9 –	Processos que causam movimentação vertical em margens passivas e no interior continental.....	39
Figura 10 –	Modelo de Isostasia Flexural de Gilchrist e Summerfiel (1990)	40

Figura 11 –	Modelo esquemático do <i>underplating</i> magmático	41
Figura 12 –	A margem passiva brasileira e seus diferentes domínios.	47
Figura 13 –	Processo de inversão de relevo decorrente da formação de duricrostas.....	52
Figura 14 –	Processos básicos de rearranjo da drenagem. a - captura fluvial; b e c - desvio; e d - decapitação.	59
Figura 15 –	Modelo de evolução de margens passivas por capturas fluviais	64
Figura 16 –	Reversão de drenagem em ambiente de rifteamento.....	69
Figura 17 –	Diferentes cenários de evolução termocronológica para o NE brasileiro.....	73
Figura 18 –	Modelo esquemático da convecção de borda e <i>underplating</i> magmático no segmento NE da margem passiva brasileira.....	75
Figura 19 –	Estágios de inversão topográfica regional na Chapada do Araripe	77
Figura 20 –	Modelo de inversão tectônica cenozoica do relevo na Chapada do Araripe.....	80
Figura 21 –	Modelos sombreados multidirecionais. a - Feições de relevo negativas destacadas; b - Feições de relevo positivas destacadas.....	82
Figura 22 –	Modelo de curvas hipsométricas em diferentes estágios evolutivos.....	85
Figura 23 –	Modelo esquemático do Índice de Hack.	86
Figura 24 –	Cenários de estabilidade de um divisor de drenagem conforme modelo de valores de χ	89
Figura 25 –	Mapa Geomorfológico e perfis topográficos do divisor setentrional. As linhas pretas nos perfis demarcam zonas de	

	fraqueza pré-cambrianas.....	91
Figura 26 –	Vista da encosta meridional da Serra de Santana.....	92
Figura 27 –	Modelo tridimensional da porção norte da Borborema potiguar (a) e perfil topográfico destacando quebras de patamar entre suas cimeiras.....	93
Figura 28 –	Serra do Feiticeiro em seus setores dissecados (A) e conservados (B e C).....	95
Figura 29 –	Modelo tridimensional da Serra do Feiticeiro (a), com destaque para seus diferentes sub-compartimentos (b e c).....	96
Figura 30 –	Dique vulcânico do Cretáceo (A). Destaque para os canais entulhados de seixos e calhaus de basalto (B) e o padrão de descascamento destes (C).....	98
Figura 31 –	Neck vulcânico exumado denominado de Pico do Cabugi.....	98
Figura 32 –	Zonas de cisalhamento no entorno do Pico do Cabugi assemelhando-se a uma estrutura de janela transtensional.....	100
Figura 33 –	Baixo divisor localizado entre relevos de crista e necks vulcânicos exumados.....	101
Figura 34 –	Depósitos aluvionares sobre divisor de drenagem. Destaque para a mudança de granulometria ao longo do corte (A), com sedimentos mais grosseiros à esquerda (B) e menos grosseiros à direita (C). A posição na paisagem (D) sugere inversão de relevo.....	102
Figura 35 –	Imbricação dos clastos nos depósitos analisados.....	103
Figura 36 –	Planalto sedimentar da Serra Verde.....	104
Figura 37 –	Padrão anelar dos canais e plainos aluviais no entorno do Pico do Cabugi. As setas pretas indicam a direção de deflexão lateral dos canais e plainos aluviais no entorno da estrutura	

	vulcânica.....	105
Figura 38 –	Distribuição, densidade e direção preferencial dos fotolineamentos estruturais no divisor setentrional.....	106
Figura 39 –	Curvas hipsométricas e mapa de variação de suas integrais para o divisor setentrional.....	108
Figura 40 –	Fator de assimetria das bacias do divisor setentrional.....	110
Figura 41 –	Fator de simetria de canal para o divisor setentrional demonstrado a partir de polígonos de deflexão lateral, vetores de migração e diagrama de roseta destes. O sentido de migração leva em consideração a direção jusante-montante.....	111
Figura 42 –	Variação do Índice de Concavidade no divisor setentrional e perfis longitudinais normalizados de bacias amostrais.....	113
Figura 43 –	Densidade de <i>knickpoints</i> no entorno do divisor setentrional. Notar relação com as estruturas do embasamento.....	114
Figura 44 –	Valores de χ para o divisor setentrional e distribuição espacial de anomalias de drenagem.....	115
Figura 45 –	Mapa Geomorfológico do divisor meridional.....	116
Figura 46 –	Perfis topográficos dos compartimentos de relevo do divisor meridional. As linhas pretas demarcam zonas de falhas.....	118
Figura 47 –	Cabeceiras em anzol situadas ao longo do divisor meridional (linha amarela). Notar como estas sempre ocorrem próximas a zonas de falha (linha tracejada preta).....	119
Figura 48 –	Cataclasitos ao longo de canal de cabeceira encaixado na zona de cisalhamento Cruzeiro do Nordeste-Congo (A). Próximo à estes existem evidência de captura fluvial a partir da existência de um baixo divisor (B).....	120
Figura 49 –	Relevo basculado do Planalto Sedimentar do Jatobá. As linhas	

	pretas no Bloco diagrama e no perfil representam falhas geológicas.....	122
Figura 50 –	Relevos residuais da bacia do Jatobá.....	122
Figura 51 –	Distribuição, densidade e direção preferencial dos fotolineamentos estruturais no divisor meridional.....	122
Figura 52 –	Curvas hipsométricas e mapa de variação de suas integrais para o divisor setentrional.....	125
Figura 53 –	Fator de assimetria das bacias do divisor meridional.....	126
Figura 54 –	Fator de simetria de canal para o divisor meridional demonstrado a partir de polígonos de deflexão lateral, vetores de migração e diagrama de roseta destes. O sentido de migração leva em consideração a direção jusante-montante.....	127
Figura 55 –	Modelo esquemático de migração lateral de canais em ambientes submetidos reativação de zonas de fraqueza do embasamento.....	128
Figura 56 –	Variação do Índice de Concavidade no divisor meridional e perfis longitudinais normalizados de bacias amostrais.....	129
Figura 57 –	Densidade de knickpoints no entorno do divisor meridional. Destaque para a relação com as estruturas do embasamento.....	130
Figura 58 –	Valores de χ para o divisor meridional e distribuição espacial de anomalias de drenagem.....	131
Figura 59 –	Cabeceira em anzol resultante de alçamento de canais de baixa ordem na bacia do Rio Paraíba, dando a vantagem erosiva para o rio Moxotó. Notar o baixo divisor formado na zona de captura.....	132
Figura 60 –	Evolução do divisor setentrional em três fases distintas: Cretáceo Inferior (I), Cretáceo Superior (II) e Oligoceno-Mioceno (III). As setas pretas indicam a direção do fluxo da	

	drenagem.	134
Figura 61 –	Evolução do divisor meridional em duas fases distintas: Cretáceo Inferior (I) e Cenozoico (II). As setas pretas indicam a direção do fluxo da drenagem.....	137

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	16
1.1 OBJETIVOS	17
1.1.1 Objetivo geral.....	17
1.1.2 Objetivos específicos.....	17
2 CARACTERIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO	19
2.1 CONTEXTO TECTONOESTRUTURAL REGIONAL	20
2.2 CARACTERIZAÇÃO SISMOTECTÔNICA.....	24
2.3 SÍNTESE DA CLIMATOLOGIA DO SEMIÁRIDO NORDESTINO	28
2.4 - ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS GERAIS.....	33
3 EVOLUÇÃO MORFOTECTÔNICA PÓS-RIFTE DE MARGENS PASSIVAS E INTERIORES CONTINENTAIS	36
3.1 MECANISMOS RESPONSÁVEIS PELA EVOLUÇÃO TECTÔNICA PÓS-RIFTE EM MARGENS CONTINENTAIS PASSIVAS	36
3.1.1 Isostasia flexural	39
3.1.2 Underplating Magmático	40
3.1.3 Topografia dinâmica	42
3.1.4 <i>Far-field stresses</i>	43
3.2 MORFOTECTÔNICA NA MARGEM PASSIVA BRASILEIRA	46
4 INVERSÃO DO RELEVO E EVOLUÇÃO DA PAISAGEM: UMA REVISÃO	50
4.1 EROSÃO DIFERENCIAL E INVERSÃO DE RELEVO	51
4.2 INVERSÃO TECTÔNICA E EPIROGÊNICA DO RELEVO EM MARGENS PASSIVAS	54
4.3 INVERSÃO DO RELEVO NA MARGEM PASSIVA BRASILEIRA	56
5 PROCESSOS DE REARRANJO DA DRENAGEM EM MARGENS PASSIVAS	58
5.1 PROCESSOS DE REARRANJO DA DRENAGEM	59
5.1.1 As capturas fluviais e sua importância para a evolução da paisagem em margens passivas	61

5.1.2 Reversão de drenagem	67
6 CONCEPÇÕES ATUAIS ACERCA DA EVOLUÇÃO MORFOTECTÔNICA PÓS-RIFTE DO NORDESTE ORIENTAL BRASILEIRO	72
6.1 EVOLUÇÃO EPIROGÊNICA PÓS-RIFTE DO NE ORIENTAL.....	73
6.2 INVERSÃO TECTÔNICA E SOERGIMENTO DIFERENCIAL NO NE ORIENTAL	77
7 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	82
7.1 PARÂMETROS MORFOLÓGICOS.....	82
7.2 ÍNDICES MORFOMÉTRICOS	84
8 RESULTADOS E DISCUSSÃO	90
8.1 DIVISOR SETENTRIONAL.....	90
8.1.1 Mapeamento geomorfológico e análise morfotectônica	90
8.1.2 Análise morfométrica do divisor setentrional	107
8.2 DIVISOR MERIDIONAL.....	116
8.2.1 Mapeamento geomorfológico e análise morfotectônica	116
8.2.2 Análise morfométrica do divisor meridional	124
8.3 DISCUSSÃO: UMA PROPOSTA DE MODELOS DE EVOLUÇÃO PARA OS DIVISORES DE DRENAGEM DO NE ORIENTAL	133
9 CONSIDERAÇÕES FINAIS	140
REFERÊNCIAS	142

1 INTRODUÇÃO

A diversificação de estruturas e regimes tectônicos na Província Borborema fez com que os seus diversos compartimentos morfoestruturais seguissem caminhos evolutivos distintos ao longo e após a fragmentação de Gondwana. Dessa forma, a admissão de modelos de evolução generalistas para toda esta província não condiz com a realidade empírica observada em seus diversificados domínios megageomorfológicos.

O Domínio da Zona Transversal (DZT) (EBERT, 1962) se apresenta como o principal delimitador morfoestrutural no Nordeste (NE) Oriental brasileiro. Os compartimentos situados à norte desse sistema de zonas de cisalhamento se apresentam num contexto de margem passiva transformante de baixa elevação, caracterizada por uma ampla depressão em forma de anfiteatro (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2004) marcada por topografias anômalas resultantes de erosão diferencial (PEULVAST et al., 2008; PEULVAST; BÉTARD, 2015; MAIA; BÉTARD; BEZERRA, 2016) e/ou soerguimento diferencial (BEZERRA et al., 2008; GURGEL et al., 2013; MARQUES et al., 2014; TAVARES et al., 2014; MAIA; BEZERRA, 2014a; 2015; ALVES; ROSSETTI, 2017). O Planalto da Borborema ocorre aqui de forma mais localizada, em cotas altimétricas mais modestas que a sul e não delimita superfícies de cimeira de grande extensão.

No interior da DZT e a sul desta o que se encontra é uma margem passiva divergente elevada, onde o Planalto da Borborema ostenta as superfícies mais elevadas e, de acordo com a literatura clássica, mais antigas do NE Oriental. A evolução geomorfológica destas parece estar sob uma maior influência de elementos morfoestruturais e morfológicos (CORRÊA et al., 2010; MONTEIRO, 2015). Contudo, evidências de deformações tectônicas recentes se fazem presentes, condicionando a dinâmica deposicional quaternária e o escalonamento de seus pedimentos embutidos (TAVARES, 2015).

As pesquisas sobre a evolução morfoestrutural e morfotectônica pós-rifte nos distintos compartimentos mencionados acima têm se dado de forma fragmentada, não havendo na literatura esforços de comparação entre os macrodomínios geomorfológicos da Província Borborema. Além do mais, no que tange aos estudos de sistemas fluviais, no NE brasileiro pouca atenção tem sido dada aos divisores de drenagem, em contraste à tendência em outras regiões como o Sudeste do Brasil (SALGADO et al., 2012; CHEREM et al., 2013; SANTOS, 2017) e no Sul (SORDI; SALGADO; PAISANI, 2015; SORDI et al., 2018).

Os estudos citados acima têm dado importantes pistas sobre a evolução da paisagem no contexto da margem passiva brasileira, contudo, no NE semiárido, as pesquisas

relacionadas à evolução de canais de baixa ordem em setores de divisores hidrográficos ainda são escassas. Partindo-se da premissa que canais de baixa ordem são mais sensíveis à deformações verticais no terreno (GARROTE; HEYDT; COX, 2008), sejam estas de origem tectônica ou epirogênica, a análise morfológica e morfométrica da rede de drenagem em divisores hidrográficos se apresenta como uma importante ferramenta aos estudos morfotectônicos. Os processos de rearranjo de drenagem, como capturas fluviais, desvios, reversão do sentido dos canais, dentre outros, podem fornecer informações sobre a natureza das perturbações e o grau de reajuste da paisagem a estas.

Levando-se em consideração o que foi exposto nos parágrafos anteriores, este estudo se justifica pela ausência de pesquisas de cunho morfoestrutural e morfotectônico em divisores hidrográficos no NE Oriental brasileiro, bem como de esforços de comparação entre os seus compartimentos setentrional e meridional. Como recorte espacial, trabalhar-se-á com duas áreas distintas. A primeira destas, denominada genericamente de divisor setentrional, trata-se de um baixo divisor com diversas evidências de deformações tectonomagmáticas cenozoicas. A segunda, por sua vez, trata-se de um divisor em margem passiva elevada sustentado em uma paisagem comandada por reajustes isostáticos e controles morfoestruturais. Este último será referenciado como divisor meridional.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo geral

O presente estudo tem por objetivo principal compreender a evolução morfoestrutural e morfotectônica pós-rifte de divisores de drenagem em setores distintos (domínios setentrional e meridional) do NE Oriental brasileiro a partir da aplicação de técnicas morfométricas e morfológicas.

1.1.2 Objetivos específicos

A partir do objetivo principal, estabeleceram-se os seguintes objetivos específicos:

1. Elaboração de mapeamento morfoestrutural e geomorfológico dos setores analisados;
2. Identificação, a partir de evidências morfológicas, de possíveis controles estruturais e tectônicos da rede de drenagem;

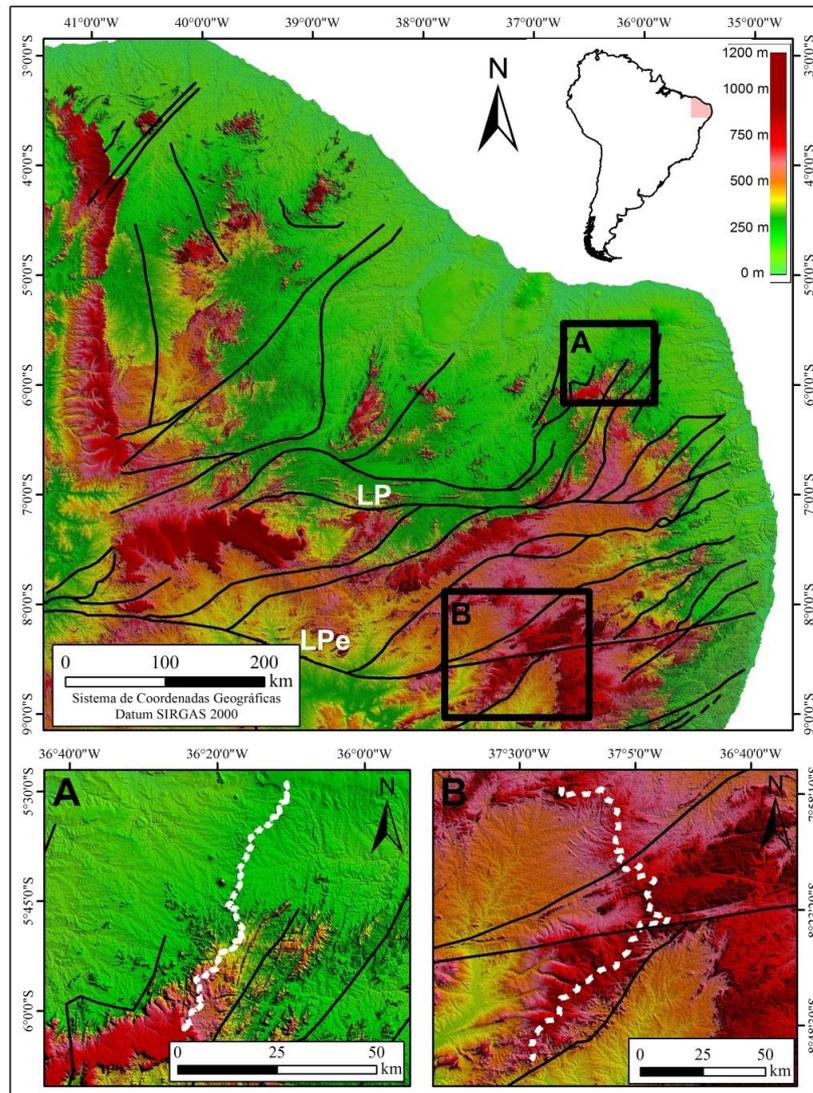
3. Identificação, a partir da aplicação de índices morfométricos, de anomalias morfotectônicas das bacias de alto curso dos divisores de drenagem analisados;
4. Construção de um modelo de evolução morfotectônica pós-rifte para ambos os setores estudados para fins comparativos.

2 CARACTERIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO

Dois divisores de drenagem são analisados nesta pesquisa (Figura 1). O primeiro destes se situa na porção setentrional do NE oriental, compreendendo um recorte, de sentido NE-SW, que se estende desde a escarpa sul da bacia Potiguar até o Planalto da Borborema. Trata-se de um baixo divisor, o qual separa as bacias dos rios Ceará-mirim e Potengi a leste, que drenam diretamente para o Atlântico, das bacias dos rios Cabugi e Pataxós a oeste, afluentes do rio Piranhas-Açu.

O segundo divisor analisado se localiza na porção centro-meridional do NE oriental, localizado sobre o Planalto da Borborema a norte e no Planalto sedimentar da bacia do Jatobá a sul. Este corresponde à margem leste da bacia do rio Moxotó, afluente do rio São Francisco, separando-a das bacias costeiras dos rios Paraíba e Ipojuca, bem como da bacia interior do rio Ipanema.

Figura 1 - Localização das áreas de estudo. A - Divisor setentrional; B - Divisor meridional; LPe - Lineamento Pernambuco; LP - Lineamento Patos. Linhas pretas correspondem a zonas de cisalhamento pré-cambrianas. A linha tracejada branca demarca os divisores.



Fonte: Elaborado pelo autor.

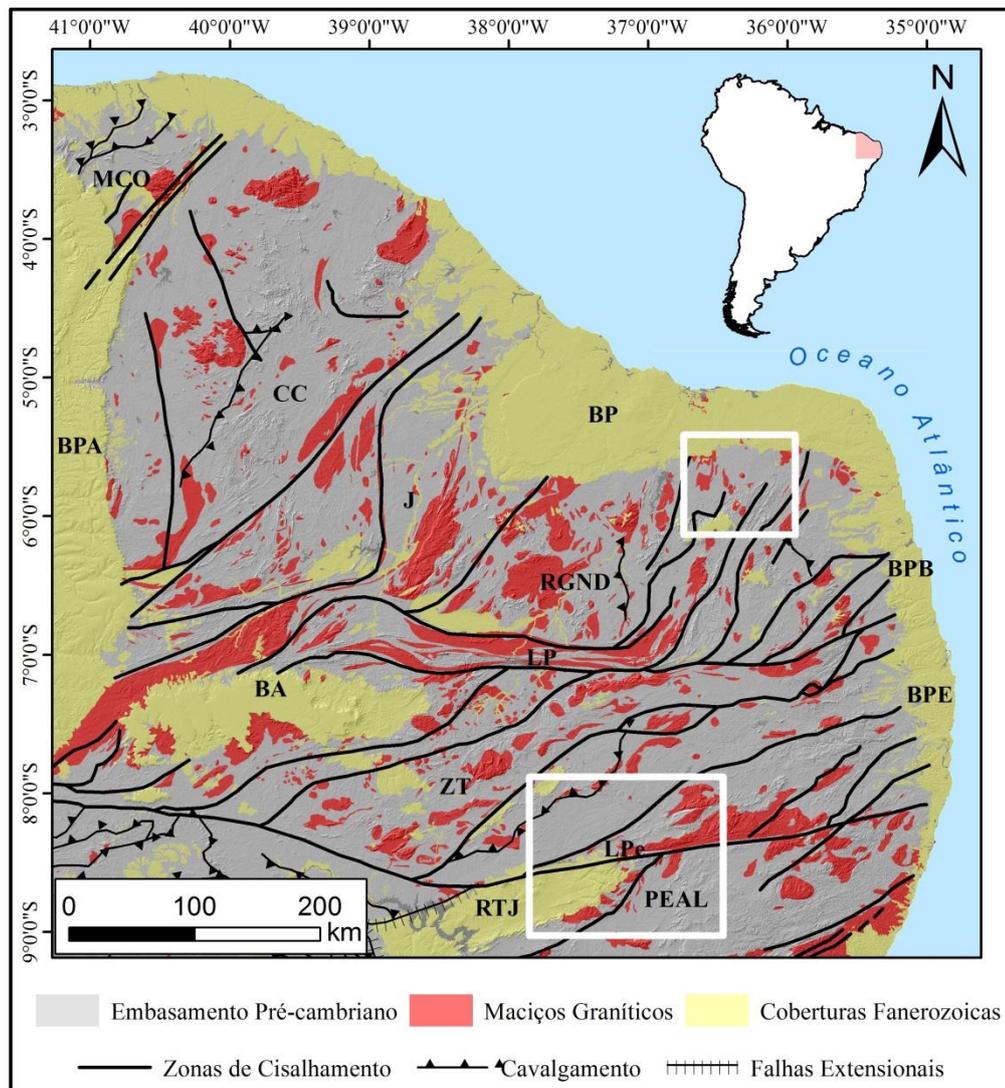
2.1 CONTEXTO TECTONOESTRUTURAL REGIONAL

A área de estudo insere-se no contexto da Província Borborema (ALMEIDA et al., 1981). Esta se trata de um conjunto de faixas orogênicas do Arqueano ao Neoproterozoico marcadas por grandes áreas de rochas gnáissicas/migmatíticas, cinturões semi-contínuos de rochas supracrustais metamórficas, intrusões graníticas brasileiras e um complexo sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes e de empurrão (NEVES, 2003; HASUI, 2012a).

A Província Borborema se limita a oeste com a Bacia do Parnaíba, a sul com o Cráton do São Francisco e a leste e norte com as margens atlânticas equatorial e sul (HASUI, 2012a).

A mesma é compartimentada em três subprovíncias tectônicas principais, cujos limites correspondem às principais zonas de cisalhamento regionais: subprovíncias Setentrional (ao norte do Lineamento Patos), da Zona Transversal (entre os lineamentos Patos e Pernambuco) e Meridional (entre o lineamento Pernambuco e o Cráton do São Francisco) (DELGADO et al., 2003). Estas, por sua vez, se subdividem em domínios geotectônicos menores. Os recortes espaciais analisados neste estudo abrangem setores destes três segmentos (Figura 2).

Figura 2 - Geologia regional do NE Oriental. BP - Bacia Potiguar; BPB - Bacia Paraíba; BPE - Bacia Pernambuco; BA - Bacia do Araripe; BPA - Bacia do Parnaíba; RTJ - Recôncavo-Tucano-Jatobá; MCO - Domínio Médio Coreaú; J - Domínio Jaguaribeano; RGND - Domínio Rio Grande do Norte; ZT - Domínio da Zona Transversal; PEAL - Domínio Pernambuco Alagoas; LP - Lineamento Patos; LPe; Lineamento Pernambuco. Os quadrados brancos demarcam as áreas de estudo desta pesquisa.



Fonte: Modificado de Schobbenhaus et al. (2004).

A história tectônica Pré-cambriana da província Borborema é marcada por três eventos principais de reativação orogênica. O primeiro deles se deu no Paleoproterozoico (~2 Ga), o ciclo Transamazônico, que teria resultado na fusão do supercontinente Atlântica (CORDANI; SATO, 1999; NEVES, 2003). Este é representado por complexos metamórficos anfibolíticos e ortognáissicos (ex. complexos Caicó, Jaguaribeano e Sertânia) bem como suítes intrusivas sinorogênicas (ex. Suíte Poço da Cruz). A maior ocorrência dessas faixas se dá na subprovíncia Setentrional, contudo também estão presentes nas demais.

Apresentando-se de forma mais discreta e ainda apresentando lacunas quanto aos seus estágios evolutivos, tem-se o evento Cariris Velhos ao sul do lineamento Patos, um típico ciclo de Wilson (BRITO NEVES et al., 1995; SANTOS et al., 2010). Este evento ocorreu na passagem do Mesoproterozóico (1.1 Ga) para o Neoproterozoico (950 Ma), sendo suas principais evidências as características petrográficas e geoquímicas de complexos metamórficos situados na subprovíncia da Zona Transversal (ex. Complexos Belém do São Francisco e Cabrobó), sobretudo no terreno Alto Pajeú (BRITO NEVES et al., 1995).

O ciclo Brasileiro (800-500 Ma) (BRITO NEVES et al., 2000; BRITO NEVES; FUCK; PIMENTEL, 2014) é o principal evento tectônico Proterozoico da Província Borborema, o qual culminou com a amalgamação do megacontinente Gondwana. Essa orogenia promoveu intensa deformação do embasamento arqueano e paleoproterozoico, uma importante fase de plutonismo granítico e a formação do sistema de zonas de cisalhamento E-W e NE-SW, as quais marcam as antigas zonas de sutura (BRITO NEVES et al., 2000).

Após a orogênese Brasileira, tem-se na paisagem da Província Borborema um conjunto de terras elevadas decorrentes do soerguimento orogênico (antéclicses) e áreas rebaixadas no entorno que passam a atuar como grandes *loci* deposicionais (sinéclicses). Esta é a fase de colapso orogênico entre o Ediacarano (630 Ma) e o Siluriano (440 Ma), a qual é marcada por calmaria tectônica, denudação dos órogenos e plataformização (HASUI, 2012b).

Da fase de colapso resultam bacias de distensão e afastamento condicionadas pelas heranças estruturais brasileiras, as quais são preenchidas por sedimentos siliciclásticos continentais (molassas), sendo a Bacia do Parnaíba um de seus maiores exemplos (HASUI, 2012b). Na Província Borborema, bacias menores se formaram em fossas intracontinentais, resultando na deposição das sequências siluriano-devonianas da bacia do Jatobá (Formações Tacaratu e Inajá) e da bacia do Araripe (Formação Mauriti) (CARVALHO, 2010).

No Cretáceo Inferior inicia-se a separação América do Sul-África e abertura das bacias do Atlântico Sul e Equatorial, com os esforços de rifteamento concentrados nas zonas de sutura orogênicas que por último se consolidaram no ciclo Brasileiro (MATOS, 1992;

CARNEIRO et al., 2012). A província Borborema foi a última porção da plataforma brasileira a se desprender do continente africano, destacadamente a subprovíncia da Zona Transversal (MATOS, 1992).

Nos três principais eixos de rifteamento, Gabão-Sergipe-Alagoas, Recôncavo-Tucano-Jatobá e Cariri-Potiguar (MATOS, 1992), instalaram-se as bacias costeiras mesozoicas do NE brasileiro (Ceará, Potiguar, da Paraíba, de Pernambuco, Recôncavo-Tucano-Jatobá, dentre outras), bem como bacias intracontinentais de tamanho variado (Araripe, Rio do Peixe, Iguatu, dentre outras). Vulcanismo cretáceo localizado ocorreu nos setores mais setentrionais (magmatismo Rio Ceará-Mirim) sob a forma de enxames de diques máficos (MARTINS et al., 1989; MIZUSAKI et al., 2002). Atividade magmática também foi registrada na costa oriental, a qual resultou no único evento de plutonismo cretáceo da margem passiva brasileira (o granito do Cabo de Santo Agostinho) (NASCIMENTO, 2003).

A partir do Cenozoico, as bacias cretáceas passam por inversão tectônica e consequente soerguimento e exumação (MAIA; BEZERRA, 2014a; MARQUES et al., 2014). Tem-se também nessa era, a partir da dissecação dos setores mais elevados no interior continental, a deposição das sequências siliciclásticas oligo-miocênicas (64 - 20 Ma) de origem fluvial no interior do continente (Formação Serra do Martins) (MENEZES, 1999; MORAIS NETO; ALKMIN, 2001; LIMA, 2008).

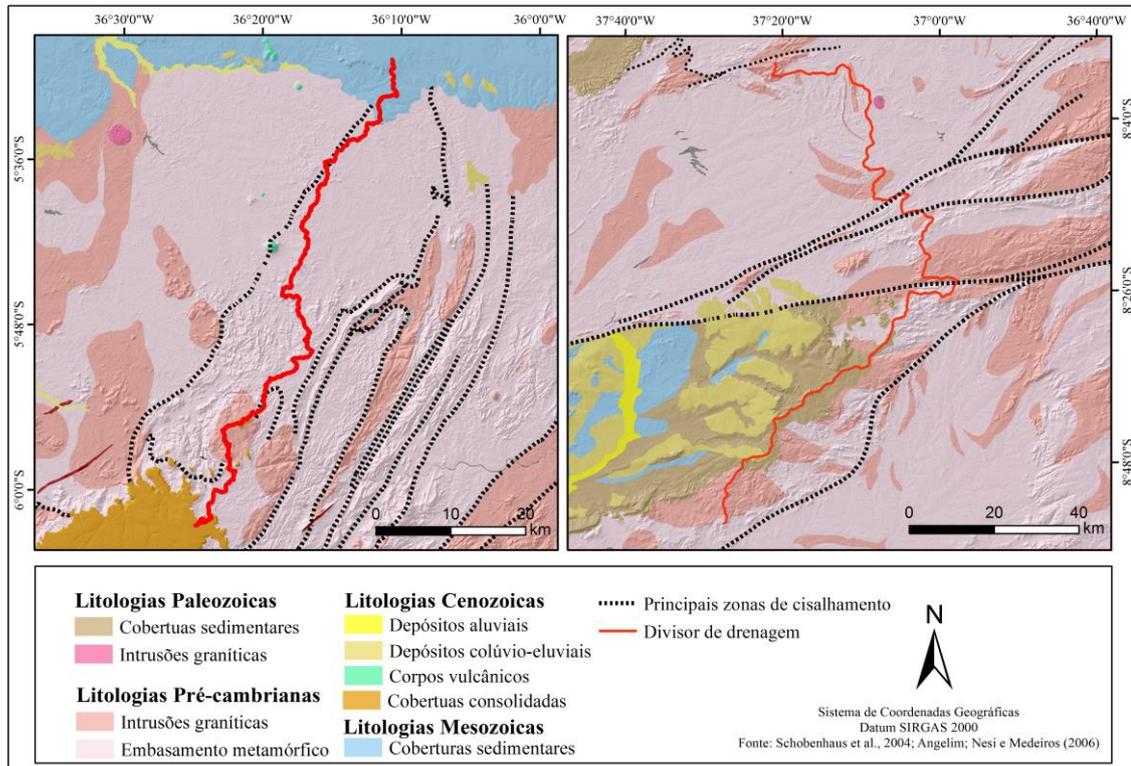
No Oligoceno (51,8 Ma) tem-se o início de atividade vulcânica de natureza alcalina, o Magmatismo Macau (ALMEIDA, 1988; SILVEIRA, 2006), o qual perdura até o Mioceno Superior (7,3 Ma) (KNESEL et al., 2011). Este ocorre em um alinhamento grosseiro N-S, sendo caracterizado por um baixo volume de material magmático distribuído em uma ampla região e sua origem é associada à um mecanismo de convecção de borda de pequena escala (KNESEL et al., 2011; OLIVEIRA; MEDEIROS, 2012).

Entre o Mioceno Inferior e Médio (22-17 Ma) ocorre um novo ciclo deposicional de estratos fluviais e marinhos rasos na zona costeira (Formação Barreiras) (LIMA, 2008). Este se dá num contexto de falhamento generalizado, o qual condiciona a sua alocação em espaços de acomodação controlados por falhas (BEZERRA, 1998; 2000). O padrão de deformação evidencia a instalação de um campo de tensões compressivas, destacadamente a partir do Mioceno Médio (BEZERRA, 2000; BEZERRA et al., 2014). Inicia-se assim o período neotectônico na Província Borborema.

A conjunção desses eventos é responsável atual configuração litológica do NE oriental, a qual é marcada por um embasamento proterozoico intensamente retrabalhado intrudido por uma série de maciços graníticos sinorogênicos e, de forma localizada,

anorogênicos. Coberturas sedimentares fanerozoicas recobrem estes nos setores relacionados, principalmente, aos esforços de reativação cretácea. Para as áreas de estudo, a síntese desta trama evolutiva é mostrada na Figura 3.

Figura 3 - Geologia simplificada dos divisores setentrional e meridional.



Fonte: Modificado de Schobbenhaus et al. (2004) e Angelim, Nesi e Medeiros (2006).

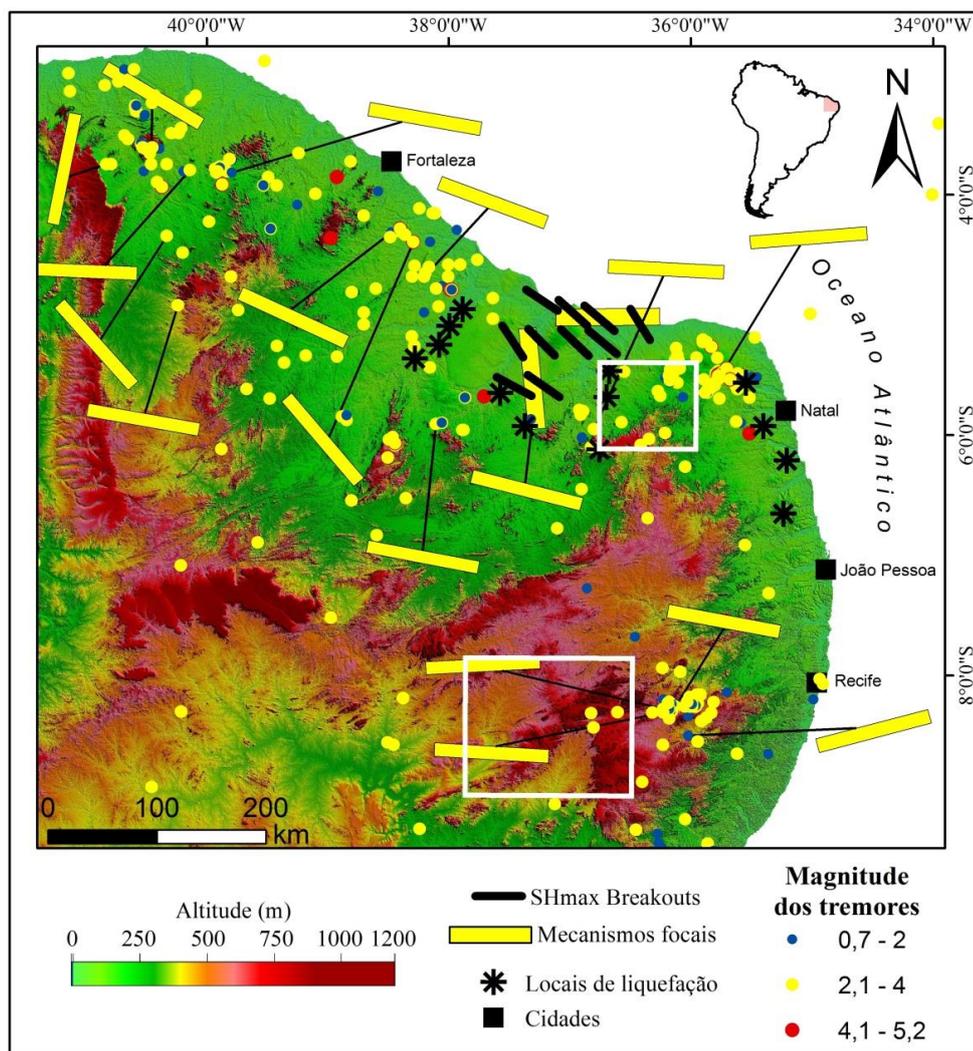
2.2 CARACTERIZAÇÃO SISMOTECTÔNICA

Informações a respeito da história e atual configuração do arcabouço litoestrutural são de grande importância para as pesquisas geomorfológicas. Contudo, no que diz respeito aos estudos com enfoque na evolução morfotectônica cenozoica das formas de relevo, dados a respeito do campo de tensões regional, bem como da sismicidade moderna, são imprescindíveis para uma análise satisfatória.

As tensões intraplaca na Placa Sulamericana são significativamente influenciados pelas forças de *ridge push* na dorsal mesoatlântica e pela subducção na região andina (ASSUMPCÃO, 1992; 1998; LOPES, 2011; ASSUMPCÃO et al., 2016). O campo de stresses regional no NE brasileiro, conforme inferido a partir de soluções de mecanismos focais (FERREIRA et al., 1998; 2008; LOPES et al., 2010; LOPES, 2011; LIMA NETO et al., 2013; 2014) e *breakout* de poços (LIMA; NASCIMENTO; ASSUMPCÃO, 1997), é

caracterizado pela predominância de um regime transcorrente na crosta superior com um trend compressivo variando de E-W a SE-NW e outro distensivo de com orientação N-S a NE-SW (Figura 4). *Stresses* distensivos locais perpendiculares a linha de costa ocorrem na transição crosta continental-oceânica em virtude de contrastes de densidade e deformações flexurais decorrentes da carga sedimentar na plataforma continental (ASSUMPCÃO, 1992; ASSUMPCÃO, 1998; FERREIRA et al., 1998).

Figura 4 - Mapa sismotectônico simplificado do NE Oriental. Os quadrados brancos demarcam as áreas de estudo desta pesquisa.



Fonte: Elaborado a partir de Lima, Nascimento e Assumpção (1997), Ferreira et al. (1998; 2008), Bezerra et al. (2007; 2010) e Lima et al. (2014).

O atual campo de stresses compressivos da Província Borborema é extrapolado até o Mioceno Médio, a partir de estratos neogênicos deformados (BEZERRA, 1998; BEZERRA et al., 1998; 2008; 2014; ROSSETTI et al., 2011) e dados de paleossismicidade (BEZERRA,

2000; BEZERRA; VITA-FINZI, 2000). Episódios de inversão tectônica de bacias sedimentares condizentes com esta idade (NOGUEIRA et al., 2015; MAIA; BEZERRA, 2014a; 2015; LIMA et al., 2017), bem como o reafeiçoamento de escarpas de falhas em maciços cristalinos e coluvionamento associado (GURGEL et al., 2013; TAVARES, 2015) evidenciam a mudança do campo de tensões neste período e a sua persistência ao longo do Quaternário.

As considerações acima levaram Bezerra (2000) e Bezerra et al. (2014) a posicionarem o início do período neotectônico na Província Borborema e bacias marginais adjacentes no Mioceno Médio. Isso contraria a proposta anterior de Saadi (1993), a qual utilizava como marco cronológico o evento tectônico Incaico II dos Andes, no intervalo Eoceno-Oligoceno, que ocorreu de forma coetânea ao magmatismo Macau.

A Província Borborema é a região de maior sismicidade intraplaca da Plataforma Brasileira (LOPES, 2011; COSTA et al., 2017), com um intervalo de recorrência de 15 anos para tremores com magnitudes $M_s = 4$ (BEZERRA et al., 2011). As magnitudes registradas não excedem 5,2 mb, e os tremores geralmente ocorrem em enxames que podem durar mais de 10 anos e em profundidades que variam de 1 a 12 km (FERREIRA et al., 1998; 2008; BEZERRA et al., 2007; 2011). Dois setores principais se destacam, sendo estes a borda continental da Bacia Potiguar e o Lineamento Pernambuco. Ambas as áreas analisadas nesta pesquisa se situam nas imediações destas estruturas.

Na bacia Potiguar, a atividade sísmica se concentra em sua borda SE, na crosta superior em cotas de profundidade menores que 12 km (FERREIRA et al., 1998; BEZERRA et al., 2011). O divisor setentrional se encontra nas imediações dos dois principais focos de eventos registrados nas últimas décadas.

O primeiro destes foi o enxame de mais de 40 mil réplicas que atingiu o município de João Câmara-RN e áreas adjacentes entre 1986 e 1990, dos quais 14 eventos tiveram $mb > 4,0$ com dois principais registrando 5,0 e 5,1 mb (TAKEYA et al., 1989; BEZERRA et al., 2007). Os sismos se concentraram ao longo da falha Samambaia e demonstraram, a partir de seus mecanismos focais, um regime de falhamento transcorrente com um pequeno componente secundário normal (BEZERRA et al., 2007). Não há indícios de ruptura de superfície, contudo foram identificados veios de quartzo e falhas silicificadas coincidindo com a zona reativada, o que se associa a fluidos de alta pressão (BEZERRA et al., 2007).

O segundo importante evento sísmico registrado na borda SE da bacia Potiguar se deu no município de Pedra Preta-RN e imediações, onde se registrou entre o ano de 2013 e início de 2014 273 sismos locais em três ou mais estações, a maioria microtremores com mb inferior

a 1,0 (COSTA et al., 2017). Assim como em João Câmara-RN, não houve ruptura de superfície.

Destaca-se que os hipocentros de ambos os eventos mencionados acima ocorrem de forma alinhada com as principais zonas de fraqueza do embasamento Pré-cambriano que possuem continuidade sobre os estratos sedimentares da bacia Potiguar. Além disso, este setor ostenta as maiores cotas altimétricas da referida bacia, mais especificamente no relevo homoclinal da Serra Verde (~300m). Contudo, nenhuma relação direta entre a sismicidade moderna e estas estruturas pode ser claramente estabelecida (TAKEYA et al., 1989; FERREIRA et al., 1998; BEZERRA et al., 2007; COSTA et al., 2017).

O Lineamento Pernambuco é o primeiro caso comprovado de reativação sísmica de uma antiga zona de cisalhamento neoproterozoica no Brasil (LOPES et al., 2010; BEZERRA et al., 2011). Ferreira et al. (2008) destacam a atuação das faixas miloníticas como zonas preferenciais de concentração de tremores neste lineamento. O divisor meridional se situa a W do setor de maior recorrência de sismos nesta região.

Dentre os principais eventos sísmicos registrados nessa região, têm-se os enxames de tremores de 1991 e 2002 em Caruaru-PE (FERREIRA et al., 1998; 2008), o enxame de 2004 em Belo Jardim-PE (LOPES et al., 2010; LOPES, 2011) e os enxames de 2007 e 2010 em São Caetano-PE (LIMA NETO et al., 2013). Conforme os autores supracitados, as profundidades dos hipocentros neste setor são mais rasas que na bacia Potiguar, variando de 2 a 8 km, e as magnitudes em nenhum dos eventos excedeu 4,0 mR.

Embora o Lineamento Pernambuco tenha cerca de 700 km de comprimento, só alguns pequenos segmentos indicam reativação (LIMA NETO et al., 2013), sobretudo em áreas próximas às intersecções de seu eixo principal E-W com suas ramificações NE-SW (LOPES et al., 2010; LOPES, 2011). Mecanismos de falhamento tanto transcorrentes com um componente normal (LIMA NETO et al., 2013; 2014) quanto normais (FERREIRA et al., 1998; 2008; LIMA NETO et al., 2013; 2014) são registrados ao longo de sua extensão, indicando sobreposições de várias fontes de *stresses*.

Como destacado por Lima Neto et al. (2014), esta estrutura apresenta um elevado grau de complexidade, reconhecendo-se três comportamentos distintos ao longo de sua extensão: a) uma falha principal E-W e algumas ramificações NE-SW exibindo atividade sísmica, sobretudo na porção oriental do Planalto da Borborema; b) uma zona sísmica sem relação com estruturas geológicas mapeadas (falhas sismogênicas de Serra Verde e Barra do Chata); e um setor assísmico, o qual é o limite norte da bacia do Jatobá (Falha de Ibimirim).

Conforme dados paleosismológicos, rupturas de superfície associadas à atividade sísmica não foram comprovadas na Província Borborema ao longo dos últimos 200 anos (BEZERRA, 2000; BEZERRA et al., 2011). Contudo, há evidência de falhamento quaternário em superfície e liquefação de sedimentos aluviais que recobrem a Formação Barreiras, as quais indicariam a ocorrência de sismos com $M_s = 6,8-7,0$ (BEZERRA et al., 1998; 2008; BEZERRA; VITA-FINZI, 2000).

Enfim, a sismicidade contemporânea, associada ao atual campo de tensões regional de caráter compressivo, não tem produzido relevo. Contudo, a paleosismologia tem mostrado que esta se deu forma mais intensa ao longo do Quaternário e, sobretudo no Mioceno, o que pode indicar importantes eventos pretéritos de evolução morfotectônica. Atenta-se para que a paleosismicidade quaternária, registrada na deformação das coberturas superficiais, é concordante com os campos de esforços responsáveis pela sismicidade ativa contemporânea.

2.3 SÍNTESE DA CLIMATOLOGIA DO SEMIÁRIDO NORDESTINO

Ambos os setores analisados neste estudo se inserem no contexto do Semiárido Nordeste (SN). Apesar de se situar em uma área tropical, esta região apresenta totais pluviométricos anormalmente reduzidos, geralmente inferiores a 800 mm/ano, em relação a outras regiões situadas na mesma faixa latitudinal (MOLION; BERNARDO, 2002). A baixa pluviometria associada a temperaturas médias elevadas, em torno de 26°C , contribui para a ocorrência de altas taxas de evapotranspiração potencial e persistência de déficit hídrico ao longo da maior parte do ano no SN.

O núcleo de semiaridez nordestino localiza-se num setor de subsidência das células de circulação de Walker e Hadley, o que resulta no aquecimento do ar na região por aquecimento adiabático e, conseqüentemente, na diminuição da umidade relativa (inversão psicrotérmica) (MOLION; BERNARDO, 2002; REBOITA et al., 2016). Com isso, os mecanismos de convecção locais, sem força suficiente para se contrapor aos movimentos subsidentes, não conseguem elevar o ar até as altitudes onde este atingiria a saturação e se precipitaria (REBOITA et al., 2016).

No que diz respeito às influências do Planalto da Borborema, Reboita et al. (2016) destacam que a subsidência favorecida por esta macroforma em sua face a sotavento se acopla com os ramos subsidentes das células de circulação geral, efeito este mais forte no inverno do Hemisfério Sul (HS). Desta forma, há uma complexa interação de fatores em meso e macro escalas que propiciam os baixos totais pluviométricos no SN durante o inverno austral e sua

variabilidade intra-anual, contudo as principais causas dizem respeito à dinâmica das células de Hadley e Walker.

Com relação aos sistemas atmosféricos em macroescala produtores da precipitação na região semiárida, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é o principal deles. Esta se trata de uma banda de nuvens convectivas posicionada em latitudes equatoriais decorrente da convergência entre os ventos alísios de NE e de SE (MOLION; BERNARDO, 2002; MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009). Sua migração (não migração) para sul no verão e outono do HS cria as condições propícias à ocorrência de períodos chuvosos (secos) na porção norte do NE brasileiro.

A variabilidade interanual de migração da ZCIT resulta numa significativa irregularidade dos totais pluviométricos no SN. Esta é condicionada por padrões de teleconexão climática, como o El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e o dipolo de temperatura da superfície do mar (TSM) no Oceano Atlântico Tropical (MOURA; SHUKLA, 1981; REBOITA; SANTOS, 2014; MARENGO; TORRES; ALVES, 2017).

O ENOS corresponde ao ciclo interanual de redistribuição de calor no Oceano Pacífico equatorial, o qual causa perturbações na circulação zonal da célula de Walker e na convecção tropical (MCPHADEN, 2002; REBOITA; SANTOS, 2014). A variabilidade climática do SN é perceptivelmente afetada por este processo, sendo os anos de maior estiagem geralmente associados à sua fase positiva (El Niño - EN - aumento da TSM no Pacífico Equatorial) enquanto os mais chuvosos se relacionam à sua fase negativa (La Niña - LN - diminuição da TSM no Pacífico Equatorial). (RODRIGUES, 2011; RODRIGUES; MCPHADEN, 2014).

Contudo, o ENSO só explica parte da variabilidade da precipitação do SN, havendo anos em que mesmo sob a atuação do EN não ocorreram períodos de estiagem, (RODRIGUES, 2011; MARENGO; TORRES; ALVES, 2017). Isso é corroborado por Kane (1997) ao demonstrar que dos 46 eventos de EN entre 1849 e 1992 só 21 resultaram em longos períodos de estiagem.

O mesmo é verificado para o LN, citando-se como exemplo o evento de 2011-2012 que ao invés de promover o aumento da precipitação no SN marca o início da maior estiagem dos últimos 30 anos para a região (RODRIGUES; MCPHADEN, 2014). Dessa forma, há outro fator preponderante condicionando a dinâmica de migração da ZCIT.

Moura e Shukla (1981) demonstraram a existência de um dipolo meridional de TSM no Atlântico tropical, o qual corresponde a manifestações anômalas de TSM com sinais opostos sobre as bacias norte e sul deste oceano (MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009). Esse perfil norte-sul de distribuição de calor influencia diretamente no deslocamento da ZCIT,

estando à mesma sempre posicionada sobre as zonas de máxima temperatura, já que estas são setores preferenciais de convecção (MOURA; SHUKLA, 1981).

O dipolo de TSM no Atlântico tropical, portanto, é o principal padrão de teleconexão condicionante da variabilidade interanual da precipitação do SN (REBOITA; SANTOS, 2014; REBOITA et al., 2016). Nos anos em que o Atlântico Sul (Norte) experimenta maiores temperaturas que o Atlântico Norte (Sul) durante o verão-outono austral, a ZCIT migra em direção à sul (se posiciona a norte), favorecendo (desfavorecendo) as chuvas sobre o SN e se sobrepondo aos efeitos do ENSO (REBOITA; SANTOS, 2014).

A ZCIT tem sua máxima atuação sobre o SN no trimestre fevereiro-março-abril, época em que a TSM no Atlântico Sul geralmente está mais elevada que no Atlântico Norte e alísios de SE estão enfraquecidos em relação aos de NE (MOLION; BERNARDO, 2002; POLZIN; HASTENRATH, 2014). Em anos chuvosos, esta se posiciona normalmente entre 2° e 4°S (FERREIRA; MELLO, 2005), podendo descer até 5°S ou 6°S (MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009).

Em anos de totais pluviométricos anormalmente elevados, pode-se ter a formação de uma segunda banda convectiva da ZCIT localizada a sul da banda principal (UVO, 1989). Em 2008, ano em que a precipitação ficou acima da média histórica, teve-se a formação desse padrão de banda dupla (MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009).

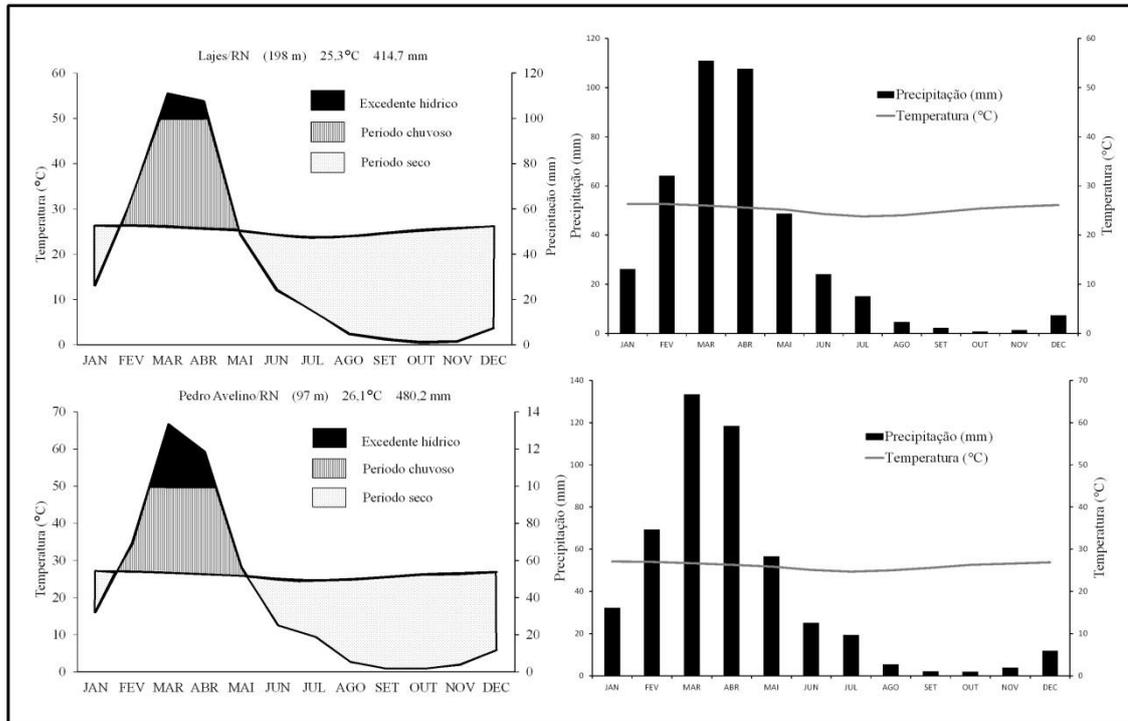
Outros sistemas podem atuar em conjunto com a ZCIT, fortalecendo os seus efeitos. Em mesoescala, pode-se ter a atuação de Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs), os quais promovem convecção e precipitação em sua periferia e uma área de alta pressão e estiagem em seu centro (FERREIRA; RAMÍREZ; GAN, 2009). Estes se formam sobre o Atlântico, geralmente entre novembro e março (maior frequência entre janeiro e fevereiro), e avançam para leste produzindo chuvas em algumas localidades do SN e tempo seco em outras (FERREIRA; MELLO, 2005).

A variabilidade climática no SN não é só temporal, mas também espacial, o que fica nítido quando se analisa a dinâmica pluviométrica dos dois setores alvo deste estudo. O divisor setentrional, o qual separa as bacias que drenam para o rio Piranhas-Açu das que fluem diretamente para o Atlântico, se localiza na porção mais seca do estado do Rio Grande do Norte (DINIZ; PEREIRA, 2015).

Os dados dos municípios de Lajes-RN e Pedro Avelino-RN, situado em flancos opostos do divisor setentrional, representam bem a dinâmica local. A precipitação média anual nestas localidades é de 414,7 mm, com temperatura de 25,3°C/ano, e 480,2 mm, com temperatura de 26,1°C/ano, respectivamente (SUDENE, 1990) (Figura 5). A estação chuvosa

dura três meses (fevereiro-março-abril), época de máxima atuação da ZCIT, enquanto que o período de déficit hídrico varia de oito a nove meses.

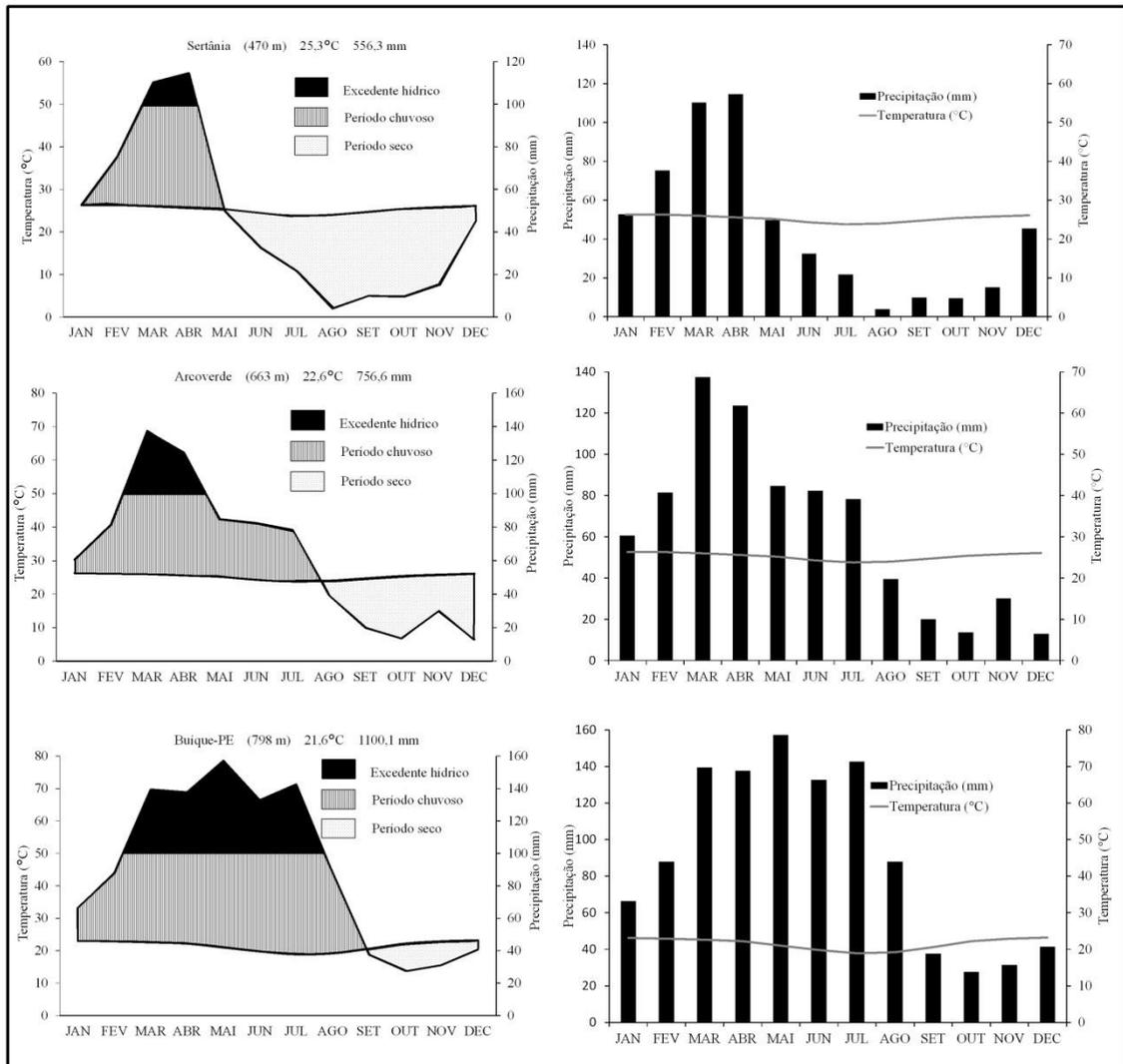
Figura 5 - Diagrama climático de Walter e climograma dos municípios de Lajes-RN e Pedro Avelino-RN.



Fonte: Elaborado pelo autor a partir de dados da SUDENE (1990).

No divisor meridional, entre a bacia do rio Moxotó e as bacias atlânticas (rios Paraíba e Ipojuca), além da bacia interior do Ipanema, a ZCIT também se apresenta como o principal sistema produtor de chuvas, estando os picos pluviométricos no trimestre fevereiro-março-abril. Contudo, o período chuvoso se estende até julho ou agosto em alguns setores, indicando uma maior participação nestes de outros sistemas ao longo do ano, como Complexos Convectivos em Mesoescala (CCMs) e Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs) (ALVES, 2012; CAVALCANTI; CORRÊA, 2014). Em Sertânia-PE, por exemplo, tem-se 8 meses secos, enquanto que nos setores mais ao sul, como Arcoverde-PE e Buíque-PE, ocorrem cinco e quatro meses de déficit hídrico, respectivamente (Figura 6).

Figura 6 - Diagrama climático de Walter e climograma dos municípios de Sertânia-PE, Arcoverde-PE e Buíque-PE.



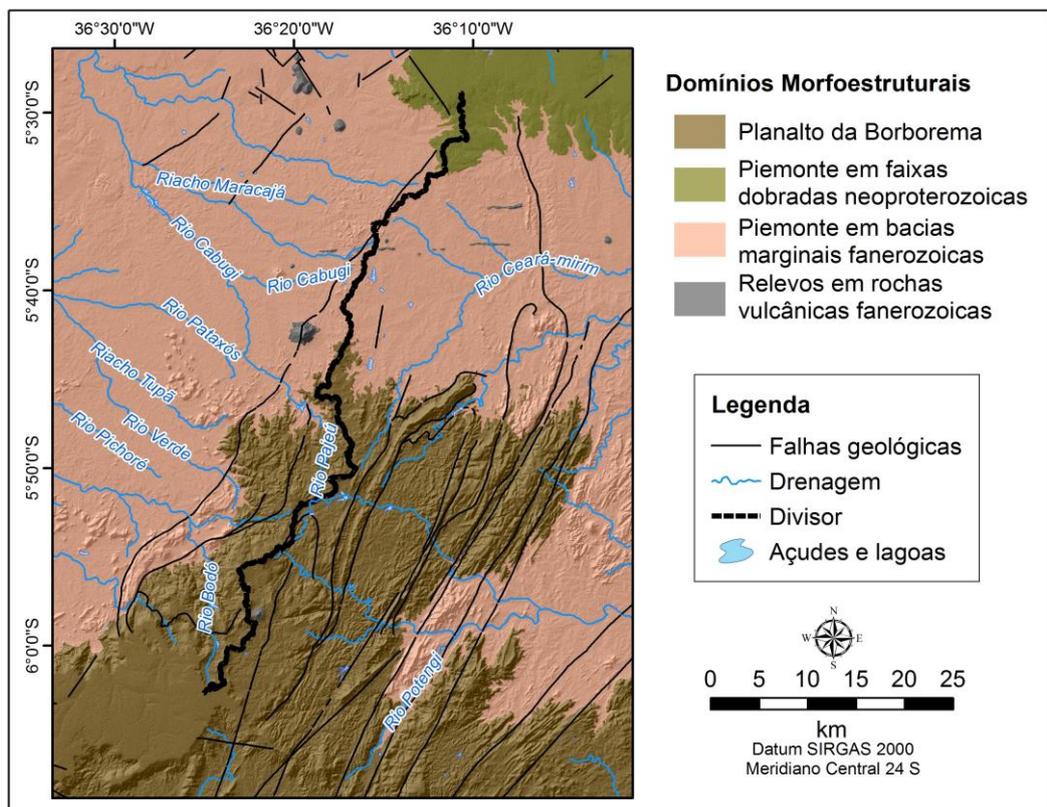
Fonte: Elaborado pelo autor a partir de dados do SUDENE (1990).

A semiaridez nitidamente é abrandada nos setores de cimeira do Planalto da Borborema e do Planalto sedimentar do Jatobá. À medida que se vai para sul, aumentam as cotas altimétricas e os totais pluviométricos, bem como diminuem as temperaturas, indicando assim a existência de um componente orográfico produzido por um sistema de circulação local do tipo vale-montanha (CAVALCANTI; CORRÊA, 2014). Em Sertânia-PE (470 m) a precipitação média anual é de 556,3 mm, aumentando para 756,6 mm em Arcoverde-PE (663 m) e para 1100,1 mm em Buíque-PE (798 m) (SUDENE, 1990).

2.4 - ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS GERAIS

No Divisor setentrional, tem-se uma paisagem de planaltos cristalinos e sedimentares rodeados por pedimentos (Figura 7). Quatro grandes domínios morfoestruturais compõem a paisagem em escala regional. No primeiro destes, o Planalto da Borborema, a paisagem se compartimenta em um conjunto de cimeiras com graus diferenciados de dissecação. Nos níveis mais elevados (700-750m), tem-se a Serra de Santana, a qual se trata de um platô arenítico conservado capeando o embasamento cristalino. Esta é rodeada por cimeiras cristalinas onde à medida que as isoípsas diminuem o grau de epigenia aumenta. Em cotas menos elevadas (300-600 m), o relevo passa a ser representado por um conjunto de vales e cristas alinhadas segundo o *trend* estrutural das zonas de cisalhamento pré-cambrianas.

Figura 7 - Domínios morfoestruturais do divisor setentrional.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Circundando o planalto da Borborema a norte tem-se um conjunto de pedimentos, os quais compõem o setor de piemonte cristalino. As cotas altimétricas varia de 50 a mais de 200 m neste macrocompartimento. Os níveis de dissecação são variados, sendo o grau de epigenia

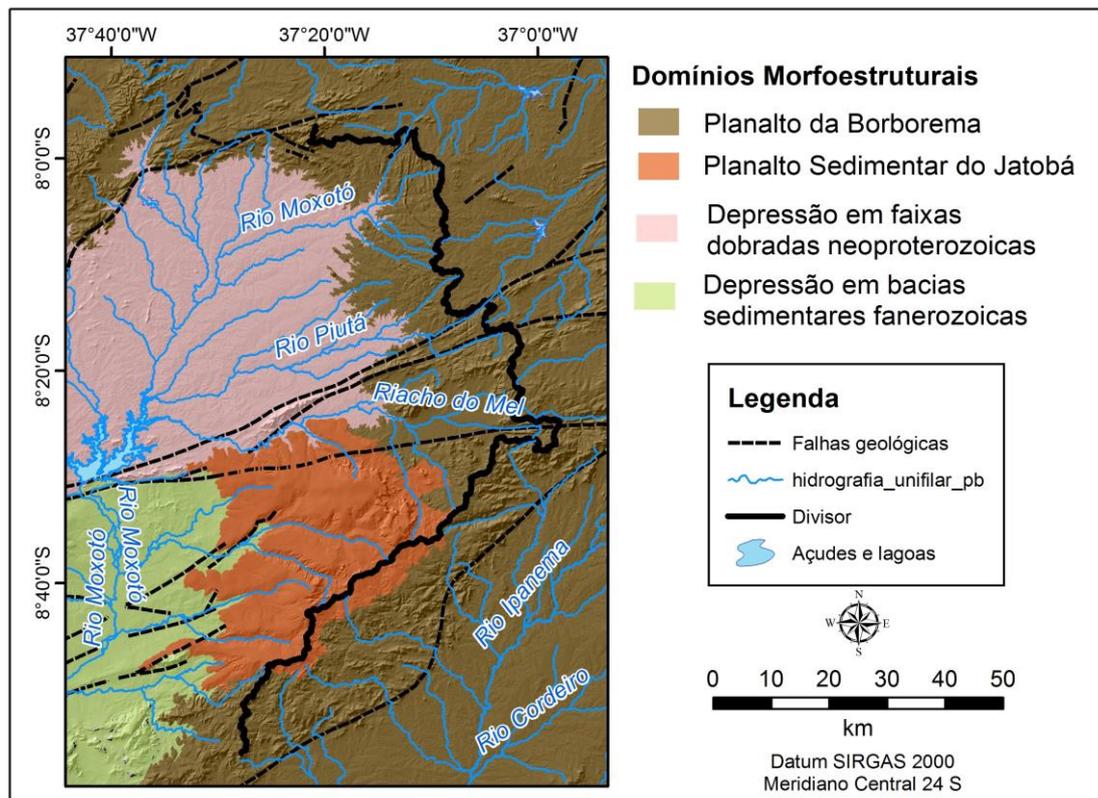
reduzido à medida que se aproxima da Bacia Potiguar e das estruturas vulcânicas do magmatismo cenozoico Macau.

Na bacia Potiguar, o relevo é caracterizado por um planalto cuestiforme com isoípsas máximas atingindo 250 m. Seu *front* é voltado para sul enquanto o seu reverso se dá para norte. O relevo apresenta um caráter festonado nas encostas estruturadas e rochas areníticas enquanto a cimeira homoclinal ocorre em litologia calcária. Esse setor constitui o piemonte sedimentar

Necks, plugs e diques vulcânicos pontilham a paisagem, evidência uma evolução tectonomagmática complexa para o divisor setentrional deste o Cretáceo. Estes ocorrem tanto no piemonte cristalino como no sedimentar, inclusive sobre os níveis de cimeira do Planalto da Borborema.

O divisor meridional se encontra totalmente inserido em níveis planálticos. Em suas porções norte e central esse ocorre nas cimeiras do Planalto da Borborema enquanto que a sul se situa sobre as coberturas sedimentares paleozoicas (Fm. Tacaratu) da Bacia do Jatobá (Figura 8).

Figura 8 - Domínios morfoestruturais do divisor meridional.



Fonte: Elaborado pelo autor.

No Planalto da Borborema, o relevo é dissecado e demonstra acentuadas evidências de controle estrutural da drenagem, sendo o Lineamento Pernambuco, de *trend* E-W, a principal zona de cisalhamento condicionando a morfologia regional. Lineamentos NE-SW se ramificam a partir desta, condicionando secundariamente o padrão de canais e de dissecção. Os principais afluentes que drenam a partir da cimeira convergem para depressões intraplanálticas marcadas por pedimentos dissecados e diversas feições residuais com morfologia de cristas.

O Planalto sedimentar do Jatobá se apresenta como um conjunto de hemigrábens e *horsts* exibindo dissecção nos setores de encaixamento da drenagem e cimeiras conservadas nos altos estruturais, os quais correspondem aos vales e divisores, respectivamente, em escala local. Relevos sedimentares residuais, como mesas e pináculos, marcam o entorno erodido do planalto.

Pedimentos ocorrem a oeste, formando depressões tanto no embasamento cristalino como nos litotipos sedimentares cretáceos da bacia do Jatobá. O grau de dissecção nestes macrocompartimentos é menor em relação aos setores planálticos. Relevos residuais estão presentes nesses dois setores.

3 EVOLUÇÃO MORFOTECTÔNICA PÓS-RIFTE DE MARGENS PASSIVAS E INTERIORES CONTINENTAIS

As margens continentais passivas, também denominadas de margens rifteadas ou do tipo Atlântico, representam cerca de 50% das zonas limítrofes entre crosta oceânica e continental da Terra, totalizando 105.000 km em comprimento agregado (BRADLEY, 2008; BLENKINSOP; MOORE, 2013). Com relação à sua gênese, os principais mecanismos envolvidos nos processos de rifteamento e separação de continentes já estão bem estabelecidos, estando as principais lacunas contemporâneas centradas em sua evolução pós-rifte.

Com os avanços recentes nos campos da Geologia e da Geofísica, alavancados pela moderna teoria da Tectônica Global, a ideia de quiescência tectônica em margens passivas vem sendo cada vez mais questionada, sendo sua “passividade” tratada como relativa nas pesquisas mais recentes. Na Geomorfologia teve-se a partir das últimas décadas do século XX um crescimento dos estudos que buscam traduzir os reflexos dos novos conhecimentos da tectônica pós-rifte na atual compartimentação morfoestrutural e evolução morfotectônica desses ambientes.

Diante do acima exposto, este capítulo vem tratar, de forma sucinta, dos principais mecanismos de evolução morfotectônica pós-rifte em margens passivas debatidos nos estudos mais recentes da Geomorfologia e áreas afins.

3.1 MECANISMOS RESPONSÁVEIS PELA EVOLUÇÃO TECTÔNICA PÓS-RIFTE EM MARGENS CONTINENTAIS PASSIVAS

Margens continentais passivas são zonas intraplaca de justaposição entre as crostas continental e oceânica formadas a partir dos processos inerentes ao rifteamento e expansão do assoalho oceânico (BOTT, 1995; PETERSEN; SCHIFFER, 2016). A partir da circulação convectiva atrelada a plumas mantélicas, formam-se zonas continentais de extensão a afinamento crustal que, ao assumirem a posição do novo nível de base geral, tornam-se áreas receptoras dos fluxos de drenagem e sedimentos advindos do interior.

Essas zonas geralmente formam-se aproveitando heranças tectonoestruturais do embasamento associadas a estruturas orogênicas pré-existentes (PETERSEN; SCHIFFER, 2016). Dentre os análogos modernos a essa dinâmica, tem-se a zona rifte na porção setentrional do Mar do Norte (costa da Noruega), onde as atuais estruturas extensionais

correspondem a reativações de falhas nucleadas na orogênese Caledoniana (Ordoviciano-Devoniano) (FOSSEN et al., 2016).

A zona de ruptura é marcada por um acentuado extravasamento de magmas basálticos que, à medida que vão se acumulando em concomitância com os processos extensionais, são responsáveis pela geração de crosta oceânica moderna. Essa tectônica extensional resulta em subsidência, formação de riftes e, em um último estágio, a ruptura continental (*breakup*), dando origem assim a um novo oceano. Bacias sedimentares marginais podem se formar nos baixos estruturais onde o processo de rifteamento cessou (riftes abortados ou aulacógenos) As bacias do Atlântico Norte e Sul que separaram, respectivamente, os continentes norte-americano do europeu e sul-americano do africano são exemplos modernos dessa última etapa.

A partir da idade do rifteamento e ruptura continental, é possível distinguir dois tipos de margens continentais passivas: as margens passivas maduras (> 60 Ma) e jovens (< 60 Ma) (GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1990). Essa revisão terá seu enfoque nas margens maduras, tendo em vista que elas são as de maior ocorrência em escala global e pelo fato da margem passiva brasileira estar inclusa nestas. Para uma visão geral sobre as do tipo jovem recomenda-se consultar Bradley (2008).

Com relação à assembleia de formas de relevo, as margens passivas maduras abrigam um conjunto distinto de megamorfologias relacionado à fase rifte e pós-rifte. A partir de critérios geomorfológicos é possível distinguir dois tipos: margens continentais passivas de baixa elevação e margens continentais passivas elevadas.

As margens continentais passivas de baixa elevação apresentam uma morfologia característica de rampa que se eleva gradualmente a partir das planícies costeiras em direção ao interior continental. A suavidade das superfícies do relevo denuncia uma menor perturbação de esforços tectônicos pós-rifte, o que não significa que estes se fazem ausentes, favorecendo assim a preservação de paleopaisagens (BÉTARD, 2010). A título de exemplos, podem-se citar setores da margem sul da Austrália (SANDIFORD, 2007), a margem atlântica no sudeste da França (BÉTARD, 2010), e a margem equatorial transformante da América do Sul (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2004; PEULVAST; BÉTARD, 2015).

No que tange a megamorfologia de margens passivas elevadas, a feição mais conspícua é um planalto elevado com altitudes geralmente entre 1000 e 2000 m e profundamente dissecados por vales incisivos (GREEN et al., 2018). Este geralmente é separado das planícies costeiras por uma ou mais escarpas denominadas de grande escarpamento (*Great Escarpments*) (OLLIER, 1982; UFIMTSEV, 2009). A sua gênese vem

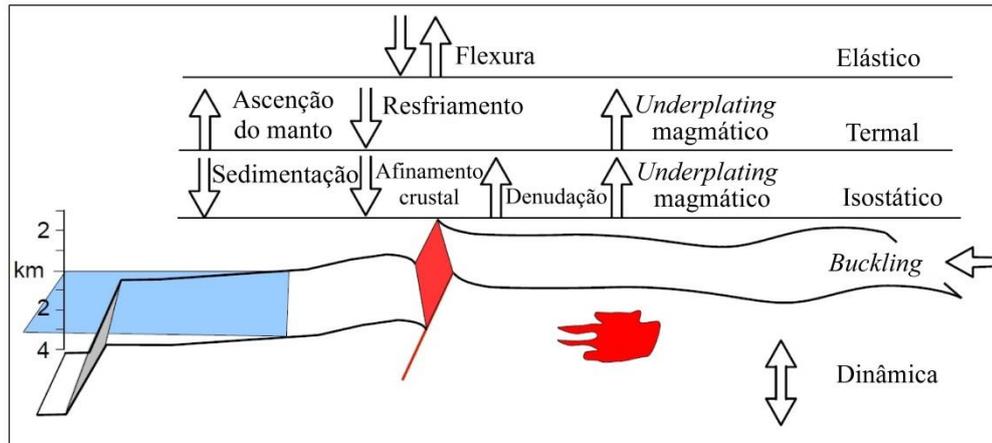
sendo relacionada à flexura e reajustes isostáticos decorrentes dos processos de rifteamento e ruptura continental (OLLIER, 1984; GILCHRIST; SUMMERFILED, 1990; SACEK; BRAUN; BEEK, 2012), podendo haver um reafeiçoamento destas macroformas por magmatismo e tectônica pós-rifte (CORRÊA et al., 2010; MEDEIROS; OLIVEIRA, 2012; JAPSEN et al., 2012a; 2012b; SACEK, 2017; GREEN et al., 2018). Este tipo de margem é encontrado no sudoeste africano (KEMPF, 2010; GREEN et al., 2016) e nas porções orientais da Austrália (QUIGLEY; CLARK; SANDIFORD, 2010), do continente sul-americano (HIRUMA et al., 2010; CORRÊA et al., 2010; JAPSEN et al., 2012b) e da Índia Peninsular (; KALE, 2010; KALE; VAIDYANADHAN, 2014), dentre outros setores.

Os modelos clássicos de evolução do relevo em margens passivas e seu entorno continental, como a pediplanação (KING, 1953; 1956) e a etchplanação (BÜDEL, 1982) trataram os esforços de reativação pós-rifte como episódios de soerguimentos regionais restritos a curtos intervalos de tempo. A quietude tectônica, sobretudo no caso da etchplanação, é uma condição imprescindível para o seu pleno desenvolvimento. Disso surge a noção de passividade nesses ambientes, sendo as paisagens contemporâneas tratadas como antigas e resultantes simplesmente de denudação diferencial.

Contudo, copiosos estudos recentes vêm atestando a importância da tectônica pós-cretácea em diversas regiões de margens passivas e adjacências continentais na evolução das formas de relevo ao longo do Cenozoico (HASUI, 1990; SAADI, 1993; 1996; BEZERRA, 1998; BEZERRA et al., 2008; QUIGLEY; CLARK; SANDIFORD, 2010; KEMPF, 2010; JAPSEN et al., 2012a; 2012b; BLENKINSOP; MOORE, 2013; GURGEL et al., 2013; YAMATO et al., 2013; MCPHERSON et al., 2014; WHITNEY; HENGESH, 2015; OWONO et al., 2016; ALVES; ROSSETTI, 2017; GREEN et al., 2018, dentre outros). Esses novos avanços lançam luz sobre uma série de problemas geomorfológicos, cuja elucidação não pode ser alcançada sob a ótica dos modelos tradicionais.

Com relação aos mecanismos de deformação pós-rifte em margens passivas, Blenkinsop e Moore (2013) os agrupam em cinco categorias distintas de processos: flexurais (elásticos), termais, isostáticos, dinâmicos e relacionados à propagação do campo de *stresses* gerados nos limites de placas (*far-field stresses*) (Figura 9). Esses processos não ocorrem isolados, sendo perceptível em diversas paisagens contemporâneas a conjunção destes na evolução do relevo.

Figura 9 - Processos que causam movimentação vertical em margens passivas e no interior continental.



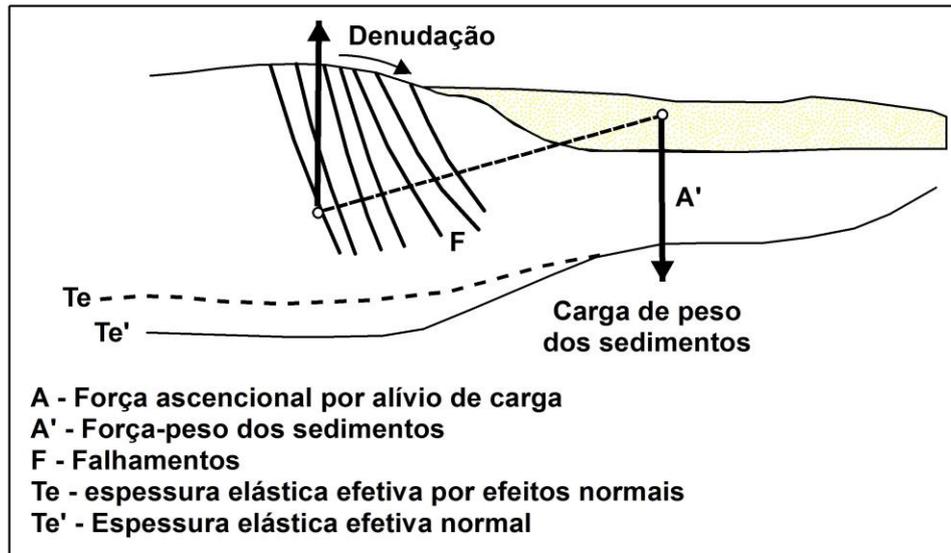
Fonte: Modificado de Blenkinsop e Moore (2013).

3.1.1 Isostasia flexural

Os processos flexurais e isostáticos estão intrinsecamente relacionados, sendo o modelo de isostasia flexural de Gilchrist e Summerfield (1990) digno de nota. De acordo com esses autores, durante os primeiros estágios do rifteamento as margens passivas se submetem as suas maiores taxas de denudação e recuo do grande escarpamento. Os 60 Ma das margens maduras teoricamente seriam suficientes para o desmantelamento desses patamares elevados, contudo o que se percebe em diversas regiões do globo é a persistência dessas proeminentes formas de relevo na paisagem.

Gilchrist e Summerfield (1990), com base em estudos na margem ocidental da África do Sul, propõem um modelo de soerguimento marginal contínuo pós-rifte. Levando em consideração a maior capacidade de dissecação dos canais que drenam em direção à costa do que os que drenam o interior, esses autores defendem que enquanto a porção continental está sendo denudada de forma mais acentuada a oceânica está em um estado constante de sobrecarga devido à deposição sedimentar (Figura 10). A existência de falhamento em níveis crustais profundos resultantes dos processos tectônicos de rifteamento facilitam a movimentação vertical dos blocos.

Figura 10 - Modelo de Isostasia Flexural de Gilchrist e Summerfield (1990).



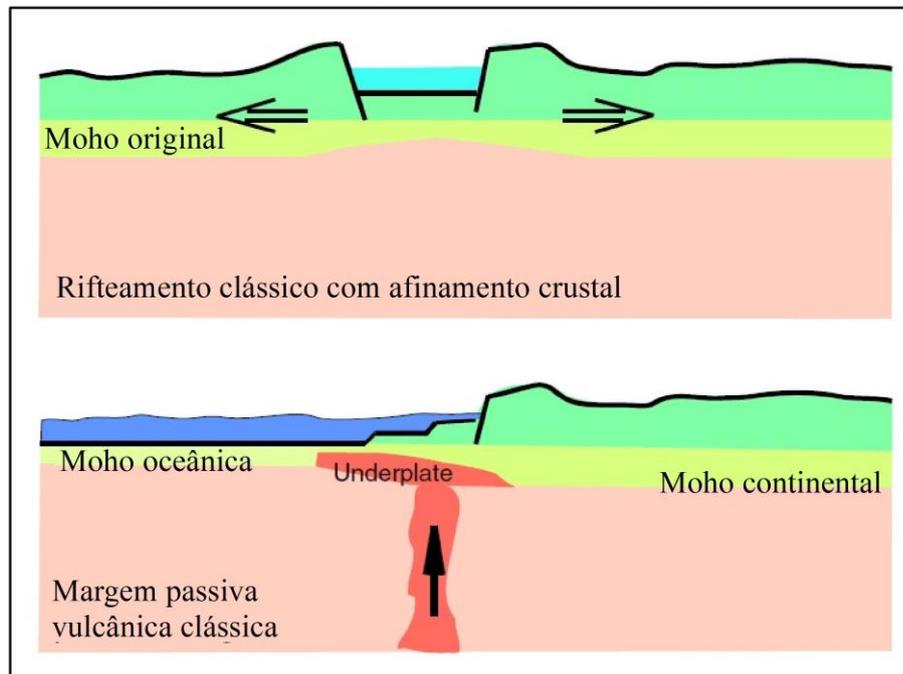
Fonte: Modificado de Macedo (1989).

Seguindo o princípio da compensação isostática, o que se espera é uma contínua subsidência do lado oceânico e um persistente soerguimento isostático do grande escarpamento, que migra em direção ao interior. Isso se configura, portanto, num mecanismo de rotação flexural sustentando as margens continentais elevadas (MARENT; SALGADO; SANTOS, 2013).

3.1.2 *Underplating* Magmático

Os mecanismos de deformação termal também são indissociáveis dos processos isostáticos em margens passivas. Nas zonas limítrofes entre a crosta oceânica e continental as variações na espessura e densidade da litosfera podem originar instabilidades mantélicas, dando origem a uma célula de convecção de borda em pequena escala (*Edge Drive Convection*) (KING; ANDERSON, 1998; SACEK, 2017). Sob esse mecanismo, a contínua ascensão do magma no manto superior e na litosfera pode acarretar, dependendo da estrutura crustal, em represamento deste material em porções da crosta onde este alcança uma flutuabilidade neutra, gerando assim o processo conhecido como *underplating* magmático (Figura 11) (MCKENZIE, 1984; THYBO; ARTEMIEVA, 2013).

Figura 11 - Modelo esquemático do *underplating* magmático.



Fonte: Modificado de Thybo e Artemieva (2013).

Num primeiro momento, o *underplating* magmático é marcado por soerguimento. A injeção instantânea de material fundido na crosta gera densidades contrastantes em seu interior, o que vem a ocasionar reajustes isostáticos (BRODIE; WHITE, 1995; OLIVEIRA; MEDEIROS, 2012). Conforme o magma ascende, esse pode alcançar os níveis mais superficiais e promover vulcanismo.

As formas de relevo resultantes desse estágio inicial correspondem à macro domos que passam a atuar como grandes divisores regionais da drenagem, além de estruturas vulcânicas em escalas locais. Espera-se também nas áreas costeiras um recuo do nível do mar decorrente de movimentação vertical positiva que causa a emergência da linha de costa, além da formação de terraços nos canais localizados nas áreas afetadas (MCCLENNAN; LOVELL, 2002).

Na medida em que se tem o resfriamento do material magmático aprisionado, inicia-se um segundo estágio caracterizado por uma lenta subsidência (MCCLENNAN; LOVELL, 2002). Dessa forma, margens passivas afetadas recentemente por episódios de *underplating* podem ter seu registro de subidas e descidas do nível do mar associadas a esse processo.

Essa correlação é feita por Mcclennan e Lovell (2002) para a costa ocidental da Escócia, onde as variações eustáticas coincidem com os episódios de magmatismo cenozoico, ocorrendo o soerguimento da costa e recuo do nível do mar de forma coetânea ao

underplating. Tendo cessado a fase de aprisionamento de magma, inicia-se um período de subsidência lenta e concomitante transgressão marinha.

3.1.3 Topografia dinâmica

A topografia dinâmica é a deformação da superfície em decorrência dos *stresses* verticais na base da litosfera gerados por fluxo no manto subjacente (plumas mantélicas) (LITHGOW-BERTELLONI; SILVER, 1998). Esse mecanismo é responsável pela criação de ondulações na superfície terrestre com grande comprimento de onda cuja magnitude espacial irá depender da profundidade e escala da convecção (QUIGLEY; CLARK; SANDIFORD, 2010). Nos setores onde ocorre ressurgência mantélica surgem intumescências (*swells*) e anomalias gravimétricas positivas enquanto onde se tem subsidência mantélica originam-se depressões (*basins*) com gravimetria anormalmente negativa.

Dependendo da profundidade das anomalias mantélicas e da estrutura da litosfera, os magmas associados a essa convecção podem ascender na crosta e promover *underplating* magmático. Caso contrário, estes podem se expressar na paisagem através de plutonismo e vulcanismo, mas sem apresentar grandes represamentos de material fundido nos limites entre as diferentes camadas crustais.

As porções sul e leste do continente africano exibem uma feição megageomorfológica que ocorre tanto no continente (Planalto Sulafricano) quanto no oceano onde as cotas de elevação excedem substancialmente as das áreas adjacentes. Nesse setor, denominado de *Superswell* Africano, os estudos de tomografia sísmica em escala geoidal apontaram para um fluxo mantélico induzido por variações de densidade que aparecem no registro geofísico como anomalias de baixa velocidade de propagação de ondas sísmicas (LITHGOW-BERTELLONI; SILVER, 1998). Esses indícios atestam que a topografia anômala dessa região é sustentada dinamicamente por forças advindas do manto.

A topografia dinâmica não se restringe ao sudeste africano. A megageomorfologia deste continente é marcada por um mosaico de domos soerguidos (e.g. Planalto de Jos, Planalto de Adamawa, *swell* de Hoggar), os quais atuam como os divisores hidrográficos regionais, e bacias sedimentares adjacentes receptoras da sedimentação moderna (e. g. bacias do Congo, do Chad, de Iullemmendem) (SUMMERFIELD, 1991). Essa configuração recebeu a denominação de topografia *basin and swell* (BURKE, 2001; CHARDON et al., 2016).

O continente australiano se apresenta como outro laboratório natural para a verificação da influência da topografia dinâmica na atual organização da paisagem em margens passivas.

Sandiford (2007), a partir da análise da largura de plataformas continentais, registro estratigráfico e posição atual de paleolinhas de costa em margens opostas, identificou uma notável assimetria. De acordo com esse autor, a plataforma ao norte se apresenta mais ampla e menos elevada, estando a maioria dos depósitos marinhos eocênicos a quaternários situados *offshore* ou em cotas que pouco chegam aos 50 m. Isso evidencia uma acentuada subsidência desde o Neógeno, levando em consideração que a queda eustática do nível do mar na região em progressão a partir desse período é de cerca de 100 a 150 m (SANDIFORD, 2007; QUIGLEY; CLARK; SANDIFORD, 2010).

No setor sudoeste da margem australiana, os depósitos marinhos eocênicos a quaternários posicionam-se a cerca de 250 m acima do nível do mar, distando centenas de quilômetros da atual linha de costa (SANDIFORD, 2007). Ao contrário do setor norte, esse trecho vem experimentando soerguimento desde o Neógeno.

A conjunção da subsidência do setor norte (*basin*) e soerguimento ao sudoeste (*swell*) gerou uma inclinação continental diferencial de cerca de 300 m, o que permite hipotetizar que o continente australiano está atualmente passando por ondulações geoidais de grande comprimento de onda (SANDIFORD, 2007).

Com relação às implicações geomorfológicas, esse fenômeno resulta em rios mais próximos ao seu nível de base e menor poder erosivo ao norte, com planícies costeiras mais jovens. Isso contrasta com a paisagem a sudoeste, marcada por rios com maior poder erosivo, planícies soerguidas largas e mais antigas (planície de Nullarbor) onde se tem uma maior ocorrência de falésias costeiras. Dessa forma, percebe-se que a topografia dinâmica influencia na geomorfologia costeira e configuração do perfil longitudinal de canais nas margens passivas afetadas (QUIGLEY; CLARK; SANDIFORD, 2010).

A topografia dinâmica é evocada para se explicar a manutenção de relevos elevados, bem como de áreas de subsidência, em outras regiões, como na porção norte da margem transformante da América do Sul (SHEPHARD et al., 2010), na margem escandinava (PEDERSEN; HUISMANS; MOUCHA, 2016), no Sudeste Asiático (ZAHIROVIC et al., 2016), na margem atlântica dos EUA (MOUCHA; RUETENIK, 2017), dentre outras.

3.1.4 *Far-field stresses*

Os mecanismos de movimentação vertical em margens continentais passivas discutidos anteriormente, associados à aplicação de cargas verticais na crosta, se adaptam bem a determinadas regiões da Terra. Contudo, os mesmos não apresentam um pressuposto geral

que explique as características similares de paisagens e *stresses* regionais, como por exemplo, a propensão a campos de tensão compressivos, em diferentes margens, tanto elevadas quanto de baixa altitude (CLOETHING et al., 2008; YAMATO et al., 2013).

No que tange a evolução pós-rifte dos interiores continentais, Blenckinsop e Moore (2013) sugerem que a topografia residual elevada nessas áreas pode ser mais bem explicada por *far-field stresses* (esforços/vetores gerados em zonas de interação de placas tectônicas que adentram o interior continental - BRITO NEVES, 2011) do que por anomalias relacionadas à topografia dinâmica e fenômenos puramente térmicos. Dessa forma, tem-se uma evolução do relevo em meso e macro escala associada a cargas horizontais decorrentes de um estado de compressão.

A geração dos *stresses* compressivos em limites de placas pode se dar a partir de três fontes primárias: forças topográficas decorrentes de variações laterais na energia potencial gravitacional da litosfera, originadas a partir do empurrão de cadeia (*ridge push*) nos centros de expansão do assoalho oceânico; forças colisionais geradas em zonas de subducção de placas (*slab pull*); e forças de arraste basal resultantes do movimento relativo das placas litosféricas sobre a astenosfera (*basal drag*) (LOPES, 2011; RAIMONDO, 2011; RAIMONDO; HAND; COLLINS, 2014).

Yamato et al. (2013) afirmam que dos três mecanismos citados acima, a existência de uma zona de subducção em uma das extremidades da placa na qual se situa uma margem passiva é condição *sine qua non* para a sua inversão tectônica em direção a um estado de compressão. Nessas condições, *stresses* horizontais se propagam para os setores intraplaca, deformando a crosta superficial, configurando-se assim no denominado modelo de colisão. Na ausência desta, o que se teria é o que o autor nomeia de modelo de deriva livre, onde os esforços extensionais predominam ao longo de toda a fase pós-rifte.

Os *stresses* crustais são continuamente gerados, conforme as placas interagem umas com as outras. A partir da segunda metade do século XX difundiu-se cada vez mais, sobretudo a partir dos trabalhos de Stephenson e Cloetingh (1991), Ziegler Cloetingh e Van Wees (1995) e Cloetingh, Burov e Poliakov (1999), a noção de que os esforços compressivos gerados nos limites de placas podem se propagar por longas distâncias tanto em crosta continental quanto oceânica. Isso teria como resultado a ocorrência de movimentos verticais que originam antiformes e sinformes de grande comprimento de onda em níveis crustais rasos, num processo que foi denominado pelos autores supracitados de dobramento ou *buckling* litosférico.

Dentre os elementos necessários para tornar a crosta continental ou oceânica propícias ao *buckling*, tem-se a existência de uma litosfera reologicamente estratificada, conforme destacado por Fernandez-Lózano et al. (2011). De acordo com estes autores, regiões com crosta superior rúptil, crosta inferior dúctil e manto superior plástico são zonas preferenciais de deformação crustal pela transmissão de *stresses* compressivos.

Descontinuidades crustais preexistentes também desempenham um papel fundamental na localização das deformações intraplaca de caráter compressivo (BEEKMAN et al., 1996; CLOETINGH et al., 2008). Como destaca Hasui (1990), a reativação de falhas herdadas em um contexto de atuação de um regime *stresses* é um processo menos complexo do que a nucleação de novas estruturas. De acordo com o autor, a granulação mais fina dos materiais encontrados em zonas de falha, como brechas, *gouge* e minerais nelas formados, e a presença de foliação as tornam setores preferenciais de acomodação das tensões intraplaca. A percolação de fluidos nas falhas é outro elemento que favorece a sua reativação sob um regime de compressão horizontal (RAIMONDO, et al., 2011).

Diferentemente da topografia *basin and swell* resultante da circulação convectiva do manto, cujos eixos de movimentação vertical se sobrepõem à descontinuidades crustais pré-existentes, em regiões afetadas por *far-fiel stresses* formam-se um conjunto de *ridge and basins* alinhados de acordo com essas heranças tectonoestruturais. A megageomorfologia da margem Ibérica reflete bem este contexto (CLOETINGH et al., 2002; FERNÁNDEZ-LOZANO et al., 2011).

Nos setores elevados, o soerguimento diferencial induzido pelos *stresses* compressivos passa a controlar os padrões de dissecação fluvial, além de influenciar na localização dos principais divisores de drenagem regionais (CLOETINGH et al., 2008). Já nas zonas de agradação, a contínua deposição pode evoluir para a formação de bacias sedimentares onde as perturbações térmicas características das bacias originadas em um contexto de extensão e rifteamento se fazem ausentes (CLOETHING; BUROV, 2011).

A inversão e exumação de bacias sedimentares rifteadas é um processo característico de margens passivas submetidas à *stresses* compressivos (HOLFORD et al., 2009; INDREVÆR; GABRIELSEN; FALEIDE, 2017). Os estratos riftes e pós-riftes são deformados e soerguidos, por vezes formando antiformes dômicos e outras feições indicadores de dobramento, como nos casos das bacias *onshore* e *offshore* da porção NW da Europa (HOLLFORD et al., 2009), da bacia Potiguar, na margem equatorial sulamericana (MAIA; BEZERRA, 2015), e da bacia de Carnarvon, na margem ocidental australiana (WHITNEY; HENGESH, 2015).

Em margens continentais passivas elevadas, como destacado anteriormente, planaltos marginais separados da costa por grandes escarpamentos são uma feição característica destes ambientes. Green et al. (2018) associam a persistência dessas feições megageomorfológicas à soerguimentos pós-rifte relacionados a propagação de *far-field stresses* e consequente *buckling* litosférico, hipótese inicialmente proposta Japsen et al. (2012a) com base em estudos termocronológicos nas margens da Groelândia e da Escandinávia.

Os autores supracitados vão além ao afirmar que as margens passivas elevadas não permanecem topograficamente salientes desde a fase de rifteamento e ruptura, a qual seria marcada pelo predomínio da subsidência. Dessa forma, os planaltos e grandes escarpamentos não teriam uma gênese atrelada ao soerguimento de ombreiras de rifte e de seu recuo erosivo, mas seria feições morfotectônicas pós-rifte associadas à dinâmica de propagação de *stresses* regionais a partir dos limites de placas. Em outras palavras, as margens passivas elevadas seriam dobras litosféricas (anticlinais) formadas sob um regime compressivo (JAPSEN et al., 2012a; GREEN et al., 2018), no que se assemelha a um conceito moderno de Geossinclinal.

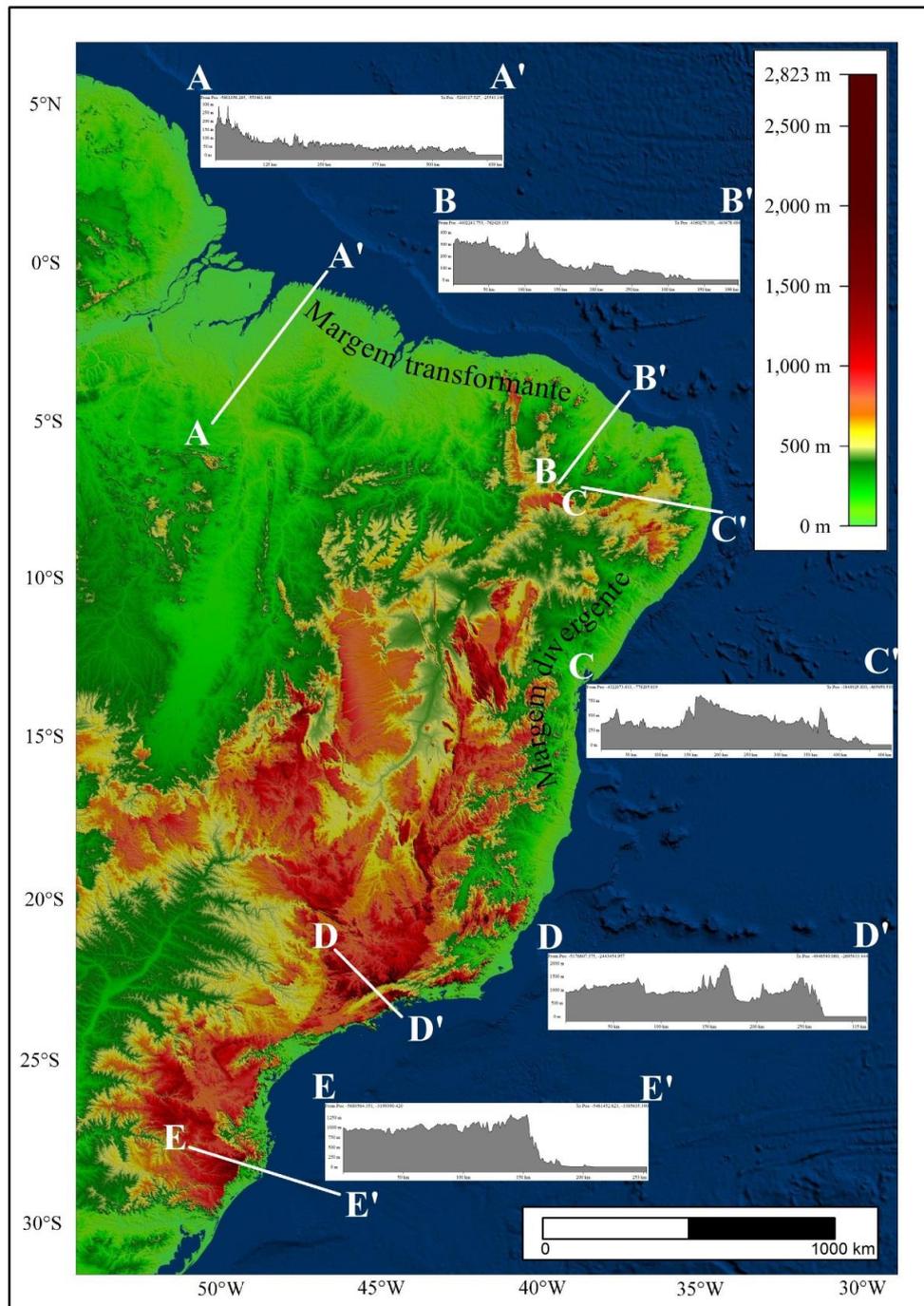
3.2 MORFOTECTÔNICA NA MARGEM PASSIVA BRASILEIRA

A origem da margem continental passiva brasileira foi condicionada pelas heranças estruturais do Ciclo Brasileiro-Panafricano (BRITO NEVES, 1999; BRITO NEVES; FUCK; PIMENTEL, 2014). Essa ativação culminou na amalgamação do supercontinente Gondwana e soerguimento da cadeia Brasileira, no neoproterozoico (BRITO NEVES, 2014), além de consolidar a Plataforma brasileira. A posterior fase de colapso orogênico e plataformização resultou na formação das grandes sinéclises paleozoicas, onde as áreas adjacentes aos setores elevados passaram a receber sedimentos clásticos continentais (HASUI, 2012b). Formaram-se assim as bacias sedimentares do Amazonas, Solimões, Parnaíba e Chaco-Paraná, dentre outras menores.

Entre o final do Jurássico e o início do Cretáceo, tem-se a reativação extensional das antigas zonas de sutura orogênicas, que posteriormente resultou no rifteamento e na separação continental de Gondwana Ocidental, no limite entre o Cretáceo Superior e o Cenozoico (PETERSEN; SCHIFFER, 2016). As suturas colisionais que por último se consolidaram na orogênese Brasileira atuaram como zonas preferenciais de extensão (CARNEIRO et al., 2012).

Após a consolidação do estágio de ruptura, a margem continental passiva brasileira ficou subdividida em dois macrocompartimentos, sendo estes a margem equatorial transformante de baixa elevação e a margem oriental divergente elevada (Figura 12). A atual configuração topográfica desses dois setores reflete dinâmicas distintas de rifteamento e posterior deriva (*drift*), além de diferenciações em sua evolução morfotectônica pós-rifte.

Figura 12 - A margem passiva brasileira e seus diferentes domínios.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na margem passiva brasileira, esforços regionais compressivos com *trend* E-W predominam, havendo variações locais para uma distensão N-S no limite crosta continental-oceânica em decorrência de contrastes de densidade e carga sedimentar (ASSUMPÇÃO, 1998; ASSUMPÇÃO et al., 2016). Estes vêm se acumulando na placa Sulamericana desde o Cretáceo Superior, em decorrência das forças de *ridge push* e *slab pull* na Dorsal Meso-Atlântica e na orogênese andina, respectivamente (ASSUMPÇÃO, 1992; COBBOLD et al., 2007).

A margem continental passiva do leste se apresenta como uma típica margem elevada, sendo bordejada em quase toda à sua extensão por um grande escarpamento. O mesmo varia em altimetria ao longo de sua extensão, estando as maiores cotas situadas no segmento SE, onde estas chegam a ultrapassar os 2000 m.

No segmento divergente Sudeste se encontra uma das feições mais conspícuas da margem passiva brasileira originada pela tectônica pós-rifte, o Rifte Continental do Sudeste Brasileiro (RICCOMINI, 1989; RICCOMINI et al. 2004) ou Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste Brasileiro (ZÁLAN; OLIVEIRA, 2005). Ao longo do Cenozoico (58-20 Ma), sobretudo a partir do Paleógeno, teve-se nessa região uma reativação extensional de estruturas herdadas do embasamento pré-cambriano, o que resultou em rifteamento e subsidência expressos na paisagem a partir de um corredor de grábens paralelos a linha de costa (ZÁLAN; OLIVEIRA, 2005). Este se situa entre as costas fluminense e paranaense, com um comprimento que ultrapassa os 900 km (RICCOMINI; SANT'ANNA; FERRARI, 2004)

O basculamento atrelado à reativação extensional gerou uma depressão alongada com *trend* ENE-WSW a qual foi ocupada pelo rio Paraíba do Sul. Esta é bordejada a leste pela serra do Mar e a oeste, em cotas mais elevadas, pela serra da Mantiqueira, o que resultou numa paisagem atípica de duplo escarpamento (HIRUMA et al., 2010). A persistência de atividade tectônica ao longo do Neógeno e do Quaternário, agora de caráter compressivo, é evidenciada a partir da formação de altos estruturais dividindo o rifte em bacias menores, bem como indícios de capturas fluviais e soerguimento diferencial gerando escalonamento de blocos nas cimeiras adjacentes (MODENESI-GAUTTIERI; HIRUMA; RICCOMINI, 2002; RICCOMINI; SANT'ANNA; FERRARI, 2004).

Setores mais ao sul também exibem diversas feições indicadores de reativações tectônicas cenozoicas. Na serra do mar paranaense, evidências geomorfológicas, como cimeiras escalonadas, escarpas de falhas, *knickpoints* controlados estruturalmente, anomalias de drenagem e bacias de drenagem suspensas, atestam uma dinâmica evolução tectônica pós-rifte (NASCIMENTO et al., 2013). Estudos de campo de tensões tem mostrado que estas

deformações se dão em acordo com os *stresses* compressivos regionais (JACQUES et al., 2014).

No segmento divergente Nordeste, evidências geomorfológicas e geofísicas apontam para uma fase de soerguimento pós-rifte no Planalto da Borborema induzido pelo magmatismo cenozoico (CORRÊA et al., 2010; OLIVEIRA; MEDEIROS, 2012). Nas bacias marginais costeiras, a reativação no embasamento subjacente de estruturas do embasamento pré-cambriano, como zonas de cisalhamento, tem resultado na deformação de estratos sedimentares miocênicos (Formação Barreiras) e pós-miocênicos (BEZERRA et al., 2014; LIMA et al., 2017).

Na margem equatorial transformante, sobretudo em seu segmento NE, a inversão neotectônica de bacias sedimentares a partir do Mioceno também é bem documentada, destacando-se o antiforme dômico de serra do Mel, cujo soerguimento alçou a Formação Barreiras e depósitos aluviais quaternários à cerca de 270 m de altitude (MAIA; BEZERRA, 2014a; 2015). Reativações recentes também se evidenciam a partir de terraços marinhos e *beachrocks* deformados (BEZERRA, 1998), bem como pelos registros de paleosismicidade (BEZERRA; VITA-FINZI, 2000; BEZERRA et al., 2011).

No segmento Norte, apesar da tendência a subsidência no Mioceno, este período também registra uma fase de inversão morfotectônica de bacias sedimentares, como na bacia do Grajaú (SOARES JÚNIOR et al., 2011). Essa inversão associada à compressão também é registrada em sequências sedimentares pós-miocênicas, as quais se apresentam dobradas em alguns setores (ROSSETTI et al., 2012). Contudo, evidências indicando um expressivo campo extensional levaram Rossetti et al. (2012) a defenderem que a tectônica na região ainda responde primariamente aos últimos estágios do processo de rifteamento na margem equatorial transformante.

Em síntese, a margem passiva brasileira exhibe um mosaico de processos e formas decorrentes de reativações tectônicas pós-rifte. Estas, por sua vez, resultam tanto da inversão cenozoica do campo de tensões regional, bem como de peculiaridades locais inerentes a compartimentos morfoestruturais específicos.

Em escalas menores, a tectônica pós-rifte, apesar de sutil, pode deixar fortes impressões na paisagem, como a presença de antigos níveis deposicionais em setores de cimeira, promovendo assim inversão de relevo, e processos de rearranjo da drenagem. A estes temas será dirigida atenção nos capítulos subsequentes.

4 INVERSÃO DO RELEVO E EVOLUÇÃO DA PAISAGEM: UMA REVISÃO

O conceito de inversão do relevo se mostra como um dos menos discutidos no âmbito da teoria geomorfológica. Esse processo é geralmente percebido como algo incomum no contexto de evolução das geofornas, contudo diversas áreas têm demonstrado que este se trata de um componente geral de evolução da paisagem (PAIN; OLLIER, 1995).

De forma genérica, a inversão do relevo é entendida como o processo em que as partes mais rebaixadas da paisagem onde predomina a acumulação, como fundos de vales, adquirem resistência diferencial à erosão e se tornam as áreas mais elevadas conforme os terrenos adjacentes são erodidos (PAIN; OLLIER, 1995; PAIN; CLARKE; THOMAS, 2007). Portanto, trata-se da alteração de uma dinâmica morfogenética deposicional para uma erosional.

Tendo em vista que os relevos invertidos geralmente eram antigos níveis de agradação, estes geralmente se apresentam na paisagem como superfícies de cimeiras planas, constituindo chapadas ou mesas de acordo com o contexto litoestrutural no qual se formaram. O entendimento destas áreas é importante do ponto de vista econômico, levando em consideração que antigos depósitos de plácer podem estar agora presentes nessas áreas elevadas (PAIN; OLLIER, 1995; MIGÓN, 2004).

Em relevos dobrados em escala continental, tem-se o caso clássico de inversão do relevo em ambientes de anticlinais e sinclinais. Após o dobramento os relevos anticlinais se sustentam na paisagem como cristas elevadas, sendo as áreas de predomínio da erosão. As sinclinais, por sua vez, hospedam os fundos de vales. Conforme a dissecação das cristas prossegue e retira as camadas mais resistentes, a incisão pode alcançar estratos menos resistentes e promover erosão generalizada e formação de um novo nível de vales. Os antigos vales sinclinais passam a ser os novos patamares de cimeira, se mantendo na paisagem como relevos invertidos (MIGÓN, 2004).

Contudo, são em escalas regionais e locais onde a inversão do relevo é mais evidente. Diversos fatores têm sido apontados como indutores desse processo. Dentre estes se destacam a ocupação de fundos de vales por lavas vulcânicas que, após o seu resfriamento e solidificação, acabam criando trechos de resistência á erosão (PAIN; OLLIER, 1995; HUGGET, 2011); a formação de camadas de duricrostas, processo frequentemente apontado como o principal fator de gênese dos relevos invertidos (SUMMERFIELD; 1991; PAIN; OLLIER, 1995; OLLIER; SHETH, 2008; RABASSA; 2014); e a ocorrência de tectonismo e outros processos epirogênicos alterando o nível de base e alçando superfícies deposicionais

(BRODIE; WHITE, 1995; TURNER; WILLIAMS, 2004; MAIA; BEZERRA, 2014a; SHCHETNIKOV, 2017). Estes dois últimos casos serão o foco desta revisão.

4.1 EROSÃO DIFERENCIAL E INVERSÃO DE RELEVO

Duricrostas são materiais regolíticos endurecidos devido a presença de elementos cimentantes localizados na parte superior de solos e depósitos superficiais (EAGLETON, 2001; RABASSA, 2014). Há uma grande diversidade desses materiais, sendo as suas denominações elaboradas de acordo com a composição do material de cimentação: ferricrete (materiais ferruginosos), alcrete (alumínio), silcrete (sílica), calcrete (carbonatos), manganocrete (manganês), salcrete (sais), gipcrete (gipsita), dentre outros (EGGLETON, 2001; TAYLOR, 2007).

Para Pain, Clarke e Thomas (2007), a formação de duricrostas nas partes mais rebaixadas da paisagem é o principal responsável pela formação de relevos invertidos na superfície terrestre. A cimentação geoquímica de antigos depósitos de vales vem sendo também apontada como o principal mecanismo responsável pela existência de paleocanais invertidos na superfície de Marte (PAIN; CLARKE; THOMAS, 2007; NEWSOM et al.; 2010), embora isso ainda seja de caráter especulativo.

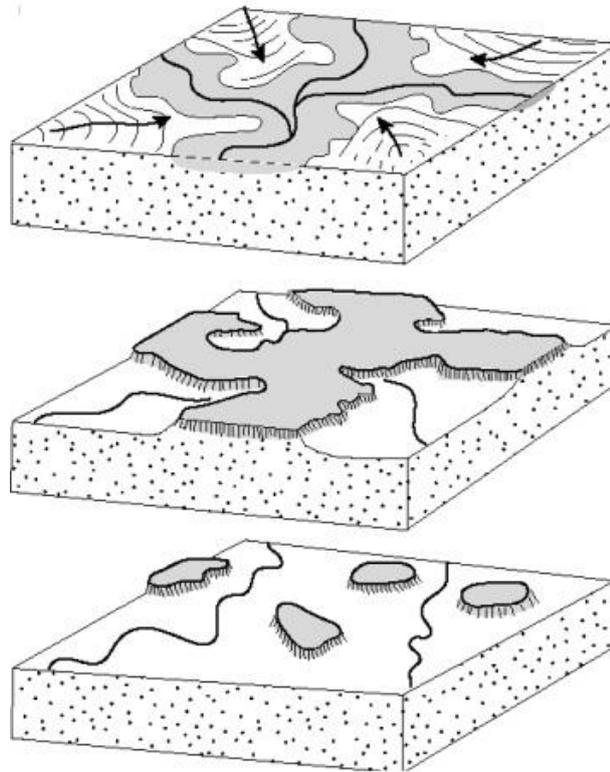
Dentre os diferentes tipos de duricrostas associados à inversão do relevo, o ferricrete é o que possui um maior número de casos registrados, o qual tem sido documentado em todos os continentes, com exceção da Antártica (GOUDIE, 1973). O termo ferricrete inclui tanto as concreções ferruginosas denominadas de lateritas como outros materiais normalmente superficiais, mas também podendo ser submarinos, endurecidos por altas concentrações de óxidos e hidróxidos de Fe (OLLIER; GALLOWAY, 1990). Considerando que este material geralmente se forma nas partes mais baixas do relevo, a sua ocorrência em pontos elevados estruturando superfícies de cimeiras em mesas e platôs é apontada como uma evidência nítida de inversão do relevo (OLLIER; GALLOWAY, 1990; SUMMERFIELD, 1991; PAIN; OLLIER, 1995).

Como mostrado de forma geral por Summerfield (1991), as concreções ferruginosas tendem a se formar em áreas rebaixadas do relevo, em trechos onde há convergência do escoamento superficial, como fundos de vales (duricrostas por hidromorfismo). Para que o seu processo de formação seja pleno, três condições básicas são necessárias: clima sazonalmente úmido, com altas taxas de precipitação e temperatura que favoreçam o intemperismo e a alteração mineral; atuação limitada da erosão, o que torna os ambientes de

agração mais propícios; e estabilidade tectônica (WIDDOWSON, 2007), sendo as margens passivas mais adequadas ao seu desenvolvimento.

Alterações no nível de base decorrentes de mudanças climáticas ou reativações tectônicas podem levar a uma fase de denudação. Enquanto as áreas adjacentes são denudadas, os antigos fundos de vales, por estarem protegidos pelas concreções ferruginosas resistentes à erosão, conseguem se manter na paisagem como mesas ou mesetas (Figura 13).

Figura 13 - Processo de inversão de relevo decorrente da formação de duricrostas.



Fonte: Pain, Clarke e Thomas (2007).

Schwarz (1994) documentou a ocorrência de inversão do relevo associada à ferricrete na parte central do Sudão. Nessa região, ferricretes de cerca de 9 m de espessura, formados por migração lateral, capeiam *inselbergs* que se elevam 50 m em relação às áreas adjacentes. A existência de trechos onde o capeamento ferruginoso se encontra deformado por reativações neotectônicas permitiu que lhe fosse atribuído uma idade mínima (Mioceno).

Na Austrália, além dos diversos exemplos apresentados por Pain e Ollier (1995), Twidale e Bourne (1998) documentam na região montanhosa de Hamersley Range uma inversão de relevo em escala local associada à formação de duricrostas ferruginosas. A partir de uma superfície elevada com altas concentrações de óxido de ferro no perfil de

intemperismo, detritos ricos em ferro foram remobilizados das encostas superiores e topos para fundos de vales, sendo posteriormente cimentados. Conforme a paisagem adjacente foi denudada, os fundos de vales resistentes a erosão foram convertidos em novos interflúvios que assumiram a forma de mesas estreitas, compridas e sinuosas, seguindo a geometria dos antigos vales.

Um exemplo em escala regional, tido como um dos principais exemplos de relevos invertidos associado a ferricretes, é apresentado por Ollier e Sheth (2008) para o planalto do Decão, na Índia. De acordo com esses autores, à leste do escarpamento dos Gates Ocidentais e na chapada de Matheran, elevações basálticas se encontram capeadas por ferricretes de em média 20 m de espessura. Essas duricrostas incomumente espessas formadas em antigos vales estruturam atualmente superfícies de cimeiras planas, constituindo consideráveis indicadores de inversão do relevo. Assim como no caso de Hamersley Range, as superfícies capeadas pelo ferricrete possuem um padrão de afloramento de forma estreita e alongada com uma distribuição dendrítica.

Butt e Bristow (2013) defendem que a inversão do relevo é um importante mecanismo de evolução da paisagem na África Ocidental Subsaariana, evidenciado pela considerável ocorrência de mesas e cuestas capeados por ferricretes que ocorrem na região. Esses autores propõem para a sua área de estudo um modelo de evolução de superfícies escalonadas decorrentes de diferentes ciclos de formação de relevos invertidos.

De acordo com os autores supracitados, a partir de uma superfície mais antiga capeada por duricrostas lateríticas residuais de 3 m de espessura, teve-se o início de uma fase de erosão induzida por tectonismo e/ou mudanças climáticas. Os materiais erodidos (detritos ricos em óxidos de ferro, além de fragmentos de quartzo) foram depositados nas baixas encostas e fundos de vales, sendo posteriormente recimentados e vindo a formar ferricretes de cerca de 20 m de espessura.

Esses ferricretes, após a deflagração de um novo ciclo de erosão, preservaram uma série de platôs na paisagem e serviram como área fonte de materiais para um novo nível de deposição e recimentação, formando assim uma segunda superfície de ferricretes de origem detrítica. Como já percebido para outras áreas, os relevos com topos sustentados pelas duricrostas seguem a geometria dos vales onde se formaram. O modelo de inversão do relevo de Butt e Bristow (2013) difere dos demais por tentar conduzir a uma explicação onde a erosão diferencial das duricrostas ocorre de maneira consorciada com possíveis reativações tectônicas e mudanças climáticas.

Sintetizando, os estudos discutidos acima demonstram que as duricrostas ferruginosas associadas à relevos invertidos apresentam espessuras métricas e se dispõem na paisagem de acordo com a geometria dos fundos de vales onde tiveram origem, sendo geralmente faixas estreitas e alongadas com padrão de distribuição dendrítico. As margens passivas, por apresentarem as condições de estabilidade propícias ao desenvolvimento dessas concreções, são ambientes preferenciais de ocorrência desse processo.

A ocorrência de níveis de duricrostas em patamares de cimeira não indica obrigatoriamente que o relevo invertido foi primariamente resultante de sua resistência diferencial. Outras causas, como, por exemplo, reativações tectônicas podem ter sido mais substanciais em promover o fenômeno de inversão do relevo ao provocar o rebaixamento do nível de base e acentuar a dissecação. Dessa forma, a resistência diferencial das duricrostas seria apenas responsável por um maior período de manutenção dos relevos invertidos na paisagem e não de sua gênese.

4.2 INVERSÃO TECTÔNICA E EPIROGÊNICA DO RELEVO EM MARGENS PASSIVAS

Em margens continentais passivas, a fase de rifteamento e separação continental é marcada por uma tectônica extensional associada a falhamento normal. Contudo, cessado esses processos e tendo-se início o estágio de deriva, é comum ocorrer nesses ambientes a inversão do campo de tensões para um regime de compressão, principalmente se houver orogenias em curso na outra extremidade da placa (YAMATO et al., 2013; MARQUES et al., 2013; WHITNEY; HENGESH, 2015; GREEN et al., 2018). A partir disso, as falhas normais podem sofrer reativações com uma cinemática de movimento diferente, se tornando reversas, por exemplo, o que caracteriza uma inversão tectônica (COOPER et al., 1989) ou inversão do sistema de falhas (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 2004).

A inversão tectônica não necessariamente produz relevo, podendo se limitar à deformação de estratos sem alça-los acima da elevação regional, o que caracteriza uma inversão parcial (COOPER et al., 1989). Estruturas de dobramento nas camadas sedimentares cretáceas da bacia intracontinental do Rio do Peixe, NE setentrional brasileiro, podem ser associadas a este caso (NOGUEIRA et al., 2015). Não houve nenhum soerguimento significativo da bacia e esta continua sendo uma zona de acumulação de depósitos aluvionares recentes.

Em outras situações, a inversão tectônica pode ser total, alçando as bacias sedimentares instaladas em grábens intracontinentais e braços de rifte abortados para os níveis mais elevados da paisagem, desencadeando fases de exumação e trazendo a superfície rochas situadas anteriormente em profundidade (TURNER; WILLIAMS, 2004). A partir do momento que se tem soerguimento de antigos níveis deposicionais e criação de novos patamares de relevo, tem-se então a inversão tectônica do relevo ou inversão morfotectônica (SHCHETNIKOV, 2017).

Como destacado por Indrevær, Gabrielsen e Faleide (2017), a partir de observações na margem passiva escandinava, ao longo da fase sin-rifte pode haver pulsos de inversão tectônica e criação de altos estruturais. Um análogo moderno dessa dinâmica é relatado por Shchetnikov (2017) para a porção SW do sistema de riftes Baikal, onde a inversão neotectônica de estruturas locais está promovendo soerguimento diferencial em alguns setores da bacia sedimentar de Tunka. Em vez de se ter uma paisagem típica de riftes ativos, com grábens constantemente acomodando a deposição atual, essa bacia abriga relevos colinosos dissecados.

A propagação de *stresses* intraplaca a partir de zonas de deformação orogenética e dorsais meso-oceânicas é a causa principal da inversão de bacias sedimentares em ambientes de margens passivas. Evidências desse processo são relatadas nas margens Australiana (WHITNEY; HENGESH, 2015), Ibérica (HOLLFORD et al., 2009; CLOETHING; BUROV, 2011), brasileira (SOARES JÚNIOR et al., 2011; MAIA; BEZERRA, 2014a; LIMA et al., 2017), dentre outras.

Bodie e White (1995), analisando a margem passiva Ocidental da Europa, apontam o *underplating* magmático como o principal responsável pela inversão das bacias mesozoicas. Os autores defendem que a entrada de magmas de densidades contrastantes na litosfera seria o responsável pelo soerguimento pós-rifte e exumação dos sistemas deposicionais instalados no Cretáceo. Neste caso, o que se tem é uma inversão de relevo resultante de esforços verticais na litosfera ao invés de horizontais, configurando-se, portanto, em uma inversão epirogênica (PEULVAST; BÉTARD, 2015) em vez de morfotectônica.

Ambos os modelos de inversão tratados nos parágrafos anteriores são complementares em vez de excludentes. A importância relativa destes varia com a escala analisada e a dinâmica tectnomagmática pós-rifte do ambiente de margem passiva analisado.

4.3 INVERSÃO DO RELEVO NA MARGEM PASSIVA BRASILEIRA

Na margem passiva brasileira, ainda são poucos os estudos que abordam a relação entre inversão de relevo e evolução da paisagem. Contudo, os trabalhos existentes demonstram uma considerável diversificação de exemplos e de mecanismos de desencadeamento do processo, tanto atrelados à erosão diferencial como a causas tectônicas e epirogênicas.

Duricrostas de origem carbonática com características genéticas freáticas (calcretes) são apontadas por Fernandes (2010) como as responsáveis pela manutenção na paisagem de mesetas na bacia de Bauru (Cretáceo Superior). Para o autor, esses calcretes se formaram nos vales de um antigo sistema fluvial, posteriormente passando por inversão de relevo ao adquirirem resistência diferencial à erosão. O aspecto dendrítico em planta de suas áreas de ocorrência sustenta essa hipótese.

No NE setentrional brasileiro, entre os estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte, destacam-se na paisagem um conjunto de maciços cristalinos capeados por arenitos conglomeráticos paleo-neogênicos (Formação Serra do Martins) indicadores de uma notória inversão de relevo. Para Maia, Bétard e Bezerra (2016), este processo se deu em decorrência de um rebaixamento regional do nível de base, o qual foi seguido da dissecação desses estratos.

Os autores supracitados defendem que seus remanescentes atuais teriam sido preservados por estarem assentados sobre granitoides com resistência diferencial à erosão. Além disso, destacam também a influência de concreções ferruginosas como um componente secundário de manutenção dos platôs sedimentares. O agente de desencadeamento da inversão estaria relacionado a uma inversão epirogênica associada ao magmatismo cenozoico da Província Borborema.

Fumiya (2017) apresenta um modelo de evolução da paisagem para a região de afloramento dos arenitos do Grupo Caiuá (Cretáceo Superior), NW do estado do Paraná. De acordo com o autor, possíveis reativações tectônicas cenozoicas promoveram o soerguimento e denudação da paisagem, criando um fluxo lateral de água e ferro em solução direcionado para os vales e originando nesses setores níveis de ferricretes de até 2 m de espessura.

Um novo pulso de soerguimento quaternário gerou mais uma fase de dissecação, ocorrendo a inversão de relevo local nos setores de ferricretes (FUMIYA, 2017). Dessa forma, antigos fundos de vales foram convertidos em interflúvios devido à ação consorciada entre neotectônica e erosão diferencial, havendo um progressivo dismantelamento dos níveis de duricrostas.

No que diz respeito à inversão morfotectônica de bacias sedimentares, esta é evidente em diversos setores da margem passiva brasileira. Santos et al. (1999) destacam o caso da bacia de Aiuruoca, formada na tafrogênese paleogênica que culminou na formação do Rifte Continental do Sudeste brasileiro (RICCOMINI, 1989).

Os autores supracitados destacam o fato das fácies distais da bacia (depocentro) estarem topograficamente elevadas em relação às fácies intermediárias, o caráter erosivo da paisagem atual e as discordâncias erosivas entre os estratos da bacia e os depósitos pleistocênicos. Essas características, associadas à existência de dobras nos sedimentos cenozoicos, evidencia uma significativa inversão de relevo.

Na bacia sedimentar de Grajaú, porção norte do Brasil, as evidências de inversão também são notórias. Soares Júnior et al. (2011) demonstram, a partir de deformações no registro estratigráfico, a mudança do campo de tensões para uma tectônica transpressiva a partir do Mioceno. Esta resultou no dobramento dos estratos miocênicos e em seu soerguimento, formando feições de relevo invertidas, como a serra do Tiracambu.

Evidências geomórficas também sugerem inversão neotectônica do relevo na bacia Potiguar, NE brasileiro, destacando-se o antifforme dômico de Serra do Mel, na costa norte potiguar (MAIA; BEZERRA, 2014a; 2015). Neste setor, estratos miocênicos da Formação Barreiras (Mioceno) se encontram deformados e soerguidos cerca de 100 m acima do nível do mar a poucos quilômetros da costa. Outros setores do NE brasileiro, como o gráben do Cariatá (BEZERRA et al., 2008; TAVARES et al., 2014), a Bacia Paraíba (LIMA et al., 2017) e a Chapada do Araripe (MARQUES et al., 2014) mostram evidências do processo de inversão pós-rifte.

Deformações tectônicas sutis, não necessariamente atreladas ao contexto regional de bacias sedimentares, também pode promover inversão de relevo em escalas mais locais. Paisani, Pontelli e Calegari (2012) atestam a existência de uma seção estratigráfica de um antigo paleocanal, no planalto de Palmas/Água Doce (sul do Brasil), estruturando atualmente divisores. Variações do nível de base, possivelmente atreladas a pulsos quaternários de reativação neotectônica, levaram a incisão de canais de 1º ordem e rebaixamento de lençol freático, o que promoveu inversão de relevo neste setor da paisagem.

5 PROCESSOS DE REARRANJO DA DRENAGEM EM MARGENS PASSIVAS

A história dos rios é a história das paisagens. Sendo os canais fluviais os agentes geomórficos mais perceptíveis aos olhos do pesquisador geomorfólogo, o estudo da rede de drenagem acompanha a evolução do pensamento geomorfológico desde os seus primórdios.

Davis (1889), fundamentado nos trabalhos de seus predecessores, foi responsável por sistematizar e apresentar a comunidade geomorfológica diversos conceitos de evolução e rearranjo da drenagem, que mais tarde dariam corpo ao seu Ciclo Geográfico (DAVIS, 1899). Embora as ideias de ciclos de erosão e peneplanação tenham perdido popularidade frente às concepções modernas de evolução da paisagem, conceitos como capturas fluviais, reversão de drenagem, migração de divisores, controle estrutural de canais, dentre outros, ainda representam pontos de debate de considerável valor nos estudos geomorfológicos contemporâneos (MORISAWA, 1989).

No que tange ao rearranjo fluvial em margens passivas, diversos estudos vem atestando a complexidade da evolução da drenagem nesses ambientes (PRINCE; SPOTILA; HENIKA, 2010; 2011; WILLET et al., 2014; LAVARINI et al., 2016; SANTOS, 2017; SORDI et al., 2018), a qual nem sempre se comporta da maneira esperada para regiões de quiescência tectônica. Contudo, carece-se de mais detalhes sobre os possíveis controles morfo(neo)tectônicos em sua atual configuração.

Controles estruturais, também denominados de tectônicos passivos, são responsáveis pelo condicionamento geral dos padrões de canais. Estes são herdados de ciclos de reorganização tectônica anteriores, sendo mais sutis e difíceis de identificar, uma vez que os processos erosivos posteriores podem já ter obliterado as evidências de estruturas pré-existentes (SUMMERFIELD, 1991). Em margens passivas, a influência das heranças tectonoestruturais é o principal elemento responsável pela atual configuração dos sistemas fluviais.

Os controles tectônicos ativos (falhamento e inclinação do terreno), os quais envolvem a resposta da drenagem à tectônica em curso ou recente, são mais evidentes em margens ativas. Contudo, mesmo em ambientes de relativa quiescência, os efeitos de deformações cenozoicas podem se fazer presentes (SUMMERFIELD, 1991), se apresentando na paisagem como anomalias nos padrões de canal e na geometria das bacias hidrográficas.

As repercussões na paisagem dos controles ativos e passivos nos sistemas fluviais são elementos complementares na evolução cenozoica destes. Dessa forma, neste capítulo

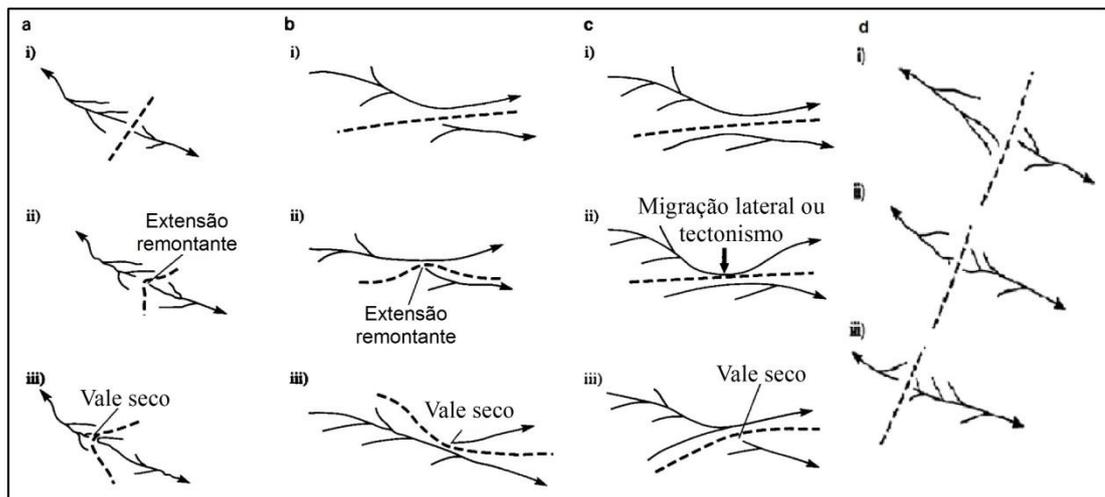
apresentar-se-á uma revisão dos principais processos de rearranjo da drenagem à luz dos conhecimentos recentes acerca da evolução geomorfológica pós-rifte em margens passivas. Dar-se-á um maior enfoque nos processos de captura fluvial e reversão de drenagem, atentando-se para a margem passiva brasileira.

5.1 PROCESSOS DE REARRANJO DA DRENAGEM

É da natureza dos sistemas geomórficos buscar o equilíbrio frente a perturbações, sejam elas de ordem litoestrutural, tectônica e/ou climática. No caso dos sistemas fluviais, a busca por condições de ajuste (rearranjo da drenagem) influencia diretamente no balanço sedimentar e distribuição da biota, bem como na evolução da paisagem (BISHOP, 1995).

Por rearranjo da drenagem entende-se todos os processos relacionados a transferência de uma parte ou do todo de um sistema fluvial bem estabelecido para outro (BISHOP, 1995). De acordo com o sistema classificatório de Bishop (1995) para canais de leito rochoso, os processos de rearranjo fluvial podem ser de três tipos: captura fluvial *strictu sensu*, desvio e decapitação (Figura 14).

Figura 14 - Processos básicos de rearranjo da drenagem. a - captura fluvial; b e c - desvio; e d - decapitação.



Fonte: Bishop (1995).

Capturas fluviais *strictu sensu* ocorrem quando um canal em um nível mais baixo erode mais agressivamente do que outro adjacente e captura sua descarga ao interceptá-lo, promovendo a transferência tanto da área da bacia como de linhas de drenagem (SUMMERFIELD, 1991; BISHOP, 1995; PEDERSON, 2001; OLIVEIRA, 2010). O rio que

capta recebe a denominação de captador, capturado ou beneficiário enquanto a parte a montante de canal captado é chamada de capturada ou decapitada (OLIVEIRA, 2010).

Os processos envolvidos nas capturas são denominados de ascendentes ou *bottom-up*, pois o canal capturador age ativamente na interceptação das drenagens adjacentes (BISHOP, 1995). Exemplos desse processo podem ser visualizados no sul dos Apalaches (PRINCE; SPOTILA; HENIKA, 2010; 2011), nos Gates Ocidentais (MANDAL; BURG; HAGHIPOUR, 2017) e em diversos trechos da margem passiva brasileira (CHEREM et al.; 2013; TAVARES et al., 2014; LAVARINI et al.; 2016; SANTOS; 2017; SORDI et al., 2018, dentre outros).

O segundo processo de rearranjo apresentado por Bishop (1995) é o desvio. De acordo com o autor, este corresponde ao redirecionamento de um canal para outra bacia devido ao rompimento de um divisor associado à migração de canal, reativações tectônicas (inclinação ou domeamento) ou avulsões catastróficas decorrentes de eventos de inundações de alta magnitude. O desvio está relacionado à processos descendentes ou *top-down*, pois neste caso é o canal interceptado que avança em direção ao canal interceptador, diferentemente da captura fluvial *strictu sensu* (BISHOP, 1995). Evidências de alterações do curso do rio Zambezi sugerem que o alto curso deste canal foi desviado por inclinação tectônica em direção à outro canal que hoje se constitui como o seu médio curso (GOUDIE, 2005).

A decapitação, terceiro processo destacado por Bishop (1995), consiste na assimilação da área de uma bacia hidrográfica por outra sem o envolvimento das linhas de drenagem. Em vez de se ter uma ação marcante da incisão fluvial, o que se vê na paisagem é uma progressiva penetração do divisor em uma bacia devido ao recuo lateral de escarpas.

No grande escarpamento dos Gates Ocidentais, faixa leste da Índia, uma série de vales decapitados, cujo truncamento não se deu por falhamento ou incisão fluvial, se destaca na paisagem (KALE, 2010). Conforme o escarpamento migra a partir de oeste em direção ao continente, as cabeceiras de drenagem das bacias que fluem para o planalto superior a leste vão sendo consumidas e originando os vales decapitados (KALE, 2010). Estes posteriormente são ocupados por pequenos canais desajustados em decorrência da perda de suas cabeceiras (KALE, 2010).

Destes três processos, a captura fluvial é o menos excêntrico a paisagem. Seu significativo registro em margens continentais passivas torna o seu entendimento de vital importância para a compreensão satisfatória da evolução da rede de drenagem e das formas de relevo nestes ambientes.

5.1.1 As capturas fluviais e sua importância para a evolução da paisagem em margens passivas

A erosão remontante ou regressiva é o principal mecanismo responsável pela ocorrência de capturas fluviais, sendo o aumento progressivo do gradiente de declividade regional (STRUTH; BABAULT, TEIXELL, 2015) e o consequente rebaixamento do nível de base condições *sine qua non* para a ocorrência dos processos de captura. As taxas erosivas nas cabeceiras também podem ser acentuadas pelo processo de solapamento por água subterrânea, o qual promove um contato pré-captura entre os canais fluviais envolvidos (PEDERSON, 2001).

Dentre as evidências morfológicas diagnósticas do processo de captura fluvial, têm-se os cotovelos de captura (*elbows*), padrão de drenagem ortogonal ou afluentes farpados (*barbed drainage*), canais decapitados, canais desajustados (*underfit stream*), baixos divisores e vales secos (*wind gaps*) com possível sedimentação aluvial preservada (SUMMERFIELD, 1991; BISHOP, 1995; PEDERSON, 2001; HACKNEY; CARLING, 2011). Knickzonas podem estar presentes, geralmente associadas a controles estruturais e/ou tectônicos, nos trechos limítrofes entre as drenagens em fase de rearranjo e os sistemas fluviais relictuais (PRINCE; SPOTILA; HENIKA, 2010; 2011; ANTÓN et al., 2014).

Prince, Spotila e Henika (2011) destacam a formação de terraços escalonados em virtude do rebaixamento do nível de base nas bacias capturadas. Planícies aluviais pouco desenvolvidas também podem ser esperadas nos ambientes de captura (CHEREM et al., 2013).

A ocorrência de capturas pode estar sujeita ou não à controles estruturais (SUMMERFIELD, 1991). Contudo, outros mecanismos desencadeadores de alterações nos gradientes de inclinação do terreno e nível de base se fazem necessários para sua deflagração. No contexto das margens passivas, flutuações climáticas vêm sendo apontadas como o principal indutor de processos de rearranjo de drenagem (PEDERSON, 2001; SANTOS, 2017). As perturbações na rede fluvial ocorreriam basicamente nas fases de transição de uma condição climática para outra (VANDERBERGHE, 1995).

É consenso que os períodos de transição climática, sejam estes de climas mais úmidos para mais secos ou vice-e-versa, são seguidos por uma aceleração das taxas de erosão em virtude da alteração do regime da descarga fluvial e/ou devido a redução da cobertura vegetal ripária (MIKESELL; WEISSMANN; KARACHEWSKI, 2010). De forma sintética, os atrasos relacionados ao desaparecimento de uma cobertura vegetal para dar lugar à outra mais adaptada às novas condições cria um curto intervalo de tempo onde a dissecação da paisagem

se acentua (VANDERBERGHE, 1995). Consequentemente, tem-se um aumento da incisão fluvial nos setores de maior gradiente de declividade, sobretudo nos trechos de cabeceiras, intensificando-se os processos de reajuste de canais.

Contudo, para as margens passivas elevadas, a sua própria configuração geomorfológica pode favorecer a ocorrência de capturas fluviais. Levando-se em consideração a atuação em escala regional de mecanismos tectônicos, flexurais, isostáticos e termiais sustentando as topografias em altas cotas após o rifteamento (BLENKISOP; MOORE, 2013), a rede de drenagem nesses ambientes está em um estágio constante de desajuste com o nível de base geral. Dessa forma, há sempre energia potencial disponível que pode ser convertida em energia cinética, deflagrando capturas fluviais e outros processos de rearranjo dos sistemas hidrográficos (PRINCE; SPOTILA; HENIKA, 2011).

Após o processo de captura, a bacia de drenagem capturada passa a erodir conforme o novo nível de base local rebaixado, o que resulta no encaixamento dos vales e, por conseguinte, no rebaixamento das vertentes e formação de terraços (PRINCE; SPOTILA, HENIKA, 2011; CHEREM et al., 2013). Tem-se início então uma fase de aceleração na morfodinâmica do recuo do escarpamento (PRINCE; SPOTILA; HENIKA, 2010), num processo de retroalimentação onde o avanço do divisor gera a captura fluvial que, por sua vez, leva ao aumento das taxas de erosão remontante e a um maior avanço da linha divisória da drenagem.

Um laboratório natural para se analisar a importância das capturas fluviais para a evolução da paisagem em margens passivas elevadas pode ser encontrado no escarpamento da Blue Ridge, nos Apalaches do Sul. Apesar de se tratar de um ambiente de relativa quiescência tectônica, significativas retomadas erosivas vem se sucedendo ao longo de sua evolução pós-rifte. Esse fato é atestado pela recorrente captura ao longo do Cenozoico de bacias hidrográficas que drenavam para o interior continental por outras que tem o Atlântico como nível de base (PRINCE; SPOTILA; HENIKA, 2010; 2011).

Prince, Spotila e Henika (2010; 2011) defendem que as capturas fluviais no escarpamento da Blue Ridge ocorreram sem a atuação de forças externas. A manutenção do gradiente elevado nos Apalaches ao longo do Cenozoico vem promovendo um progressivo avanço da rede de drenagem Atlântica em direção ao interior, o que episodicamente resulta no processo de captura (PRINCE; SPOTILA; HENIKA, 2010).

Após a sua deflagração, os processos de rearranjo de drenagem passam a ser influenciados diretamente pelo arcabouço litoestrutural. Isso decorre do fato de que a capacidade erosiva de um canal é condicionada pela resistência do substrato rochoso sobre o

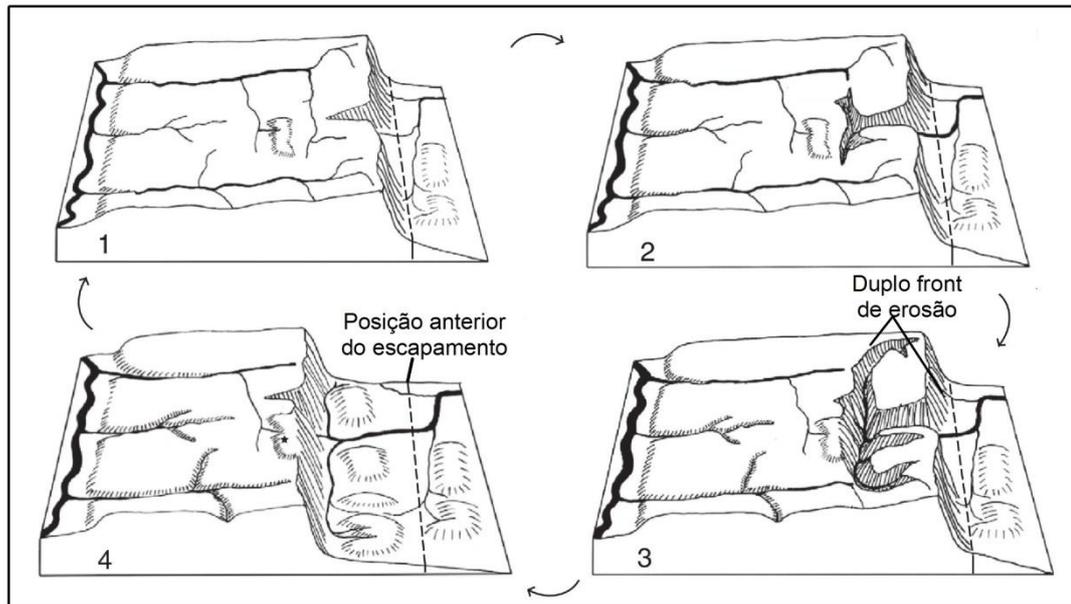
qual ele drena, do espaçamento das juntas de fraqueza, da densidade de falhas e fraturas e da configuração dos planos de acamamento (WHIPPLE; HANCOCK; ANDERSON, 2000). Litologia e estrutura também exercem controles significativos sobre as taxas de infiltração e de escoamento superficial (*runoff*), influenciando assim no modo como se dá a incisão (TWIDALE, 2004).

Retomando o escarpamento da Blue Ridge como exemplo, após a deflagração do processo de captura, o avanço da incisão fluvial em escala regional passou a ser condicionado por fraquezas estruturais, como falhas, juntas e fraturas (PRINCE; SPOTILA; HENIKA, 2010; 2011). Além disso, a erosão remontante concentrada nessas estruturas produziram capturas adicionais direcionadas de acordo com os seus *trends* (PRINCE; SPOTILA; HENIKA, 2011).

Na bacia sedimentar Cenozoica de Duero, setor NW da Ibéria, controles litológicos se apresentam como a explicação mais plausível para a atual configuração da rede de drenagem. Após um evento de captura fluvial, o sistema hidrográfico antes endorréico se integrou ao conjunto de bacias que drenam para o Atlântico. A erosão remontante ao invés de se propagar por toda a bacia foi barrada nos setores de afloramento de granitoides, preservando assim padrões de drenagem relictuais nos setores mais a montante, separados do restante da bacia por *knickpoints* (ANTÓN et al., 2014).

O modelo de Prince, Spotila e Henika (2010; 2011) (Figura 15) tem sua aplicação na margem passiva brasileira a partir dos estudos de Salgado et al. (2012); Sordi, Salgado e Paisani (2015) e Sordi et al. (2018). Salgado et al. (2012), tendo como área de estudo o divisor entre as bacias dos rios Doce e Paraná, defende um sistema de evolução de divisores regionais a partir de um duplo *front* de erosão remontante.

Figura 15 - Modelo de evolução de margens passivas por capturas fluviais.



Fonte: Prince, Spotila e Henika (2010).

O primeiro *front* seria a escarpa propriamente dita que corresponde ao degrau geomorfológico entre os planaltos escalonados nos quais as bacias analisadas se inserem. A evolução nesse setor se daria, sobretudo, por recuo lateral das escarpas (*backwearing*) e as taxas de denudação são mais elevadas devido a condicionantes morfológicos (gradiente de declividade) (SALGADO et al., 2012).

Os processos de incisão fluvial e rebaixamento vertical das vertentes (*downwearing*) seriam os predominantes no segundo *front*, onde o recuo do escarpamento permitiria à drenagem do planalto inferior iniciar uma onda de avanço da erosão remontante em direção aos canais do planalto superior (SALGADO et al., 2012). O resultado disso seria uma zona onde as capturas fluviais passariam a controlar a migração lateral do divisor entre as bacias escalonadas. As taxas de denudação quaternárias seriam inferiores nesse setor em relação ao primeiro *front*, o que é confirmado a partir da aplicação de método do isótopo cosmogênico Be_{10} .

Conforme as drenagens que avançam pelo grande escarpamento vão consumindo as bacias interiores, este deixa de ser o divisor hidrográfico e tem-se então uma área de captura consolidada, conforme mostrado por Sordi, Salgado e Paisani (2015) e Sordi et al., (2018) para o tríplice divisor das bacias dos rios Itajaí-Açu, Uruguai e Paraná, no Planalto das Araucárias. Os autores também mostram a persistência pós-consolidação dos processos de rearranjo fluvial, marcados por uma considerável variabilidade espacial e temporal nas taxas de denudação quaternárias, além de um acentuado controle litoestrutural.

Sintetizando o exposto nos parágrafos acima, os modelos de evolução atuais defendem que os consideráveis gradientes de altimetria e declividade em margens passivas elevadas criam as condições propícias para a constante migração de divisores e, conseqüentemente, capturas fluviais. Após a deflagração do processo, tem-se uma retomada erosiva induzida pela busca do novo nível de base na bacia hidrográfica capturada, gerando um efeito em cascata onde a acentuação da erosão remontante devido à captura inicial faz com que o processo vá se repetindo ao longo das cabeceiras afetadas.

Trends estruturais ditam as zonas de maior avanço dos processos de dissecação. Conforme a drenagem conectada ao nível de base geral avança em direção aos sistemas fluviais interiores, o grande escarpamento das margens passivas elevadas perde sua posição como divisor hidrográfico regional. Em margens de baixa elevação, essa dinâmica de rearranjo seria rara.

Os modelos apresentados nos parágrafos anteriores assumem uma paisagem estática, do ponto de vista de evolução morfotectônica das margens passivas, sobretudo no que diz respeito á dinâmica dos movimentos verticais diferenciais em escalas locais, surgindo disso uma indagação. Levando-se em consideração a participação dos mecanismos de reativação pós-rifte, como a neotectônica, seja regional ou pontual, pode influir nos processos de captura e rearranjo da drenagem em geral? É na margem passiva brasileira onde se buscará a resposta a este questionamento.

No que tange aos condicionantes tectônicos pontuais na deflagração de rearranjo da drenagem, sobretudo capturas fluviais, estudos morfotectônicos na Serra da Mantiqueira passaram a chamar atenção para esta questão (HIRUMA, 1999; MODENESI-GAUTTIERI; HIRUMA; RICCOMINI, 2002). Estes começam a demonstrar a relação entre zonas de captura locais e setores de deformação neotectônica, estando estas primeiras concentradas na intersecção de falhas reativadas no Quaternário sob um regime de esforços compressivos. Feições morfológicas, como cotovelos e baixos divisores evidenciam o rearranjo da drenagem nesses setores.

O tectonismo cenozoico também pode ser evocado para se explicar as capturas fluviais em escala regional. Cherem et al. (2013) defendem que os processos atuais de rearranjo da drenagem nas bordas interplanálticas do sudeste é um reflexo da tectônica distensional paleógena que culminou na formação do Rift Continental do sudeste brasileiro (RICCOMINI, 1989).

O basculamento de blocos associado à dinâmica de rifteamento cenozoica originou patamares e, conseqüentemente, sistemas hidrográficos escalonados, estando a bacia do rio

Paraíba do Sul situada na parte central mais rebaixada do rifte (CHEREM et al., 2013). Isso deu a esta bacia a vantagem erosiva, iniciando-se assim o seu avanço em direção à bacia do rio Doce que, por sua vez, passou a se apropriar de áreas das bacias dos rios São Francisco e Paraná (CHEREM et al., 2013). Como evidências morfológicas, os autores apontam a ocorrência de baixos divisores, terraços escalonados e planícies aluviais pouco desenvolvidas nas sub-bacias situadas nos divisores regionais. Destacam também os vales secos com registro estratigráfico de sedimentação aluvial contendo ainda seixos rolados.

Um exemplo notório de captura fluvial por possíveis causas neotectônicas pode ser visualizado no canal principal da bacia do rio Paraíba, no trecho onde este passa a drenar o gráben do Cariatá, no NE oriental brasileiro (TAVARES et al., 2014). Como mostrado por Tavares et al. (2014), deformações neotectônicas promoveram desajustes ao longo de seu curso, originando um cotovelo de captura marcando a inflexão do sentido E-W para N-S.

A reativação quaternária de falhas com componente normal desajustou o seu curso E-W, tornando-o susceptível a ser capturado por um canal N-S que passou a se situar em um patamar menos elevado e possuir, por conseguinte, uma maior capacidade erosiva. Isso resultou na captura do rio Paraíba e na decapitação de seu antigo vale, formando-se assim um vale seco no trecho logo após a zona de captura (TAVARES et al., 2014).

A jusante da zona de captura, o rio Mumbaba, nitidamente desajustado em relação ao dimensionamento do vale, se aproveitou do trecho de canal abandonado pelo rio Paraíba e passou a fluir neste (TAVARES et al., 2014). Terraços fluviais ocorrem em ambos os canais, indicadores do rebaixamento do nível de base (TAVARES et al., 2014).

Outras capturas fluviais podem ser encontradas ao longo do trecho desta bacia, evidenciando-se assim uma complexa interação entre soerguimento diferencial e rearranjo da drenagem no gráben do Cariatá. Assim como no sudeste, estas reativações estão relacionadas à inversão tectônica cenozoica para um campo de esforços compressivos (BEZERRA et al., 2008).

Relações entre capturas fluviais e neotectônica também são destacadas por Lavarini et al. (2016) para a Sinclinal da Moeda, no Quadrilátero Ferrífero. Estes autores demonstram as potencialidades do uso de índices geomórficos (Índice de Hack, Fator de Assimetria de Bacia, Curvas Hipsométricas, dentre outros) em conjunção com análises morfológicas para a elucidação de questões relacionadas ao rearranjo da drenagem em ambientes de reativação quaternária.

Para a sua área de estudo, Lavarini et al. (2016) evidenciam a relação temporal entre as principais ondas de incisão fluvial e rearranjo da drenagem com os pulsos de reativação

recentes, expressos na rede de drenagem pelo considerável grau de assimetria das bacias. Apesar de não encontrarem controles tectônicos tão nítidos como os apresentados para a Serra da Mantiqueira (MODENESI-GAUTTIERI; HIRUMA; RICCOMINI, 2002) ou para o Gráben do Cariatá (TAVARES et al., 2014), os índices apontados sugerem uma complexa evolução quaternária marcada por capturas *sensu strictu*, desvios e decapitação condicionadas por causas neotectônicas e litoestruturais.

Portanto, evidencia-se que as reativações tectônicas cenozoicas são um importante motor de deflagração do processo de capturas fluviais e, conseqüentemente, da evolução da paisagem em margens passivas tanto em escalas regionais quanto locais. A dinâmica de soerguimento e subsidência diferenciais atrelada à evolução morfotectônica pós-rifte retira ou adiciona vantagem erosiva aos sistemas fluviais e, agindo em conjunto com os fatores climáticos, condiciona a morfogênese nos divisores de drenagem da margem Atlântica brasileira.

5.1.2 Reversão de drenagem

Quando um rio se depara ao longo de seu curso com um setor de soerguimento ou subsidência ele tem seu perfil longitudinal deformado, podendo este responder de duas formas: i) sendo as taxas de deformação mais lentas que as taxas de erosão a drenagem incide até romper o obstáculo topográfico; ii) tendo-se a situação inversa, ele obrigatoriamente alterará o seu curso (HOLBROOK; SCHUMM, 1999; BORDAL, 2014).

No primeiro caso, o que se tem é formação de drenagens transversas, canais que entralham seus vales de forma perpendicular às estruturas geológicas (SUMMERFIELD, 1991; TWIDALE, 2004). Os processos envolvidos nessa dinâmica podem se dar principalmente por antecedência (quando o rio erode de forma concomitante ao soerguimento) ou por superimposição (quando a incisão se inicia em uma massa rochosa superior homogênea que ao ser denudada revela um arcabouço de litoestruturas contrastantes à direção do vale) (TWIDALE, 2004).

Nos setores de relevo pouco movimentado, onde predominam canais de baixo gradiente, deformações verticais sutis na crosta podem promover profundas alterações nos padrões de drenagem (SUMMERFIELD, 1991; HOLBROOK; SCHUMM, 1999). A conjugação entre forçantes tectônicas promovendo desnivelamentos topográficos e exígua capacidade erosiva do canal pode levar a inversão da direção de seu fluxo, ocorrendo assim o

processo de reversão do sentido da drenagem (SUMMERFIELD, 1991; BISHOP, 1995; ZELILIDIS, 2000; BORDAL, 2014).

Para que não haja um desmembramento generalizado da drenagem após a deformação e a reversão de drenagem possa se concretizar, é necessário que as taxas de soerguimento não sejam tão elevadas a ponto de causar também uma mudança na direção dos tributários (BISHOP, 1995; SANTOS, 2017). Essa condição é atendida caso estes estejam em um maior gradiente que o canal principal do sistema fluvial revertido (BISHOP, 1995).

O que se espera na paisagem após a reversão de drenagem é a preservação de dois componentes opostos da rede fluvial. O primeiro seria um canal desajustado ao seu vale, o qual se situa a jusante do trecho de reversão. Este manteve a direção original de seu fluxo, mas teve uma considerável redução de sua descarga de água e sedimentos devido à perda de área da bacia (ZELILIDIS, 2000). No outro extremo do novo divisor, tem-se um canal revertido, o qual teve a inversão do sentido da drenagem. (ZELILIDIS, 2000).

Além dos elementos citados acima, tem-se também o vale seco demarcando a zona de reversão e estruturando um baixo divisor (ZELILIDIS, 2000). No componente revertido, tributários se conectando ao canal principal em junções obtusas ($>90^\circ$), delineiam o padrão de drenagem ortogonal (*barbed drainage*) (SUMMERFIELD, 1991; HACKNEY; CARLING, 2011).

A estratigrafia de antigos depósitos de terraço ao longo de canais revertidos também pode ceder importantes indícios da inversão de fluxo. Dentre estes se destaca a imbricação e petrografia de clastos sugerindo um sentido contrário ao da atual rede de drenagem (CRAW; WATERS, 2007), bem como sua proveniência e idade (MATMON et al., 1999). Com relação à datação do processo, taxas de divergência genética obtidas a partir da comparação do DNA mitocondrial em peixes de mesma espécie, mas situados em canais opostos na zona de reversão, podem fornecer dados importantes (CRAW; WATERS, 2007).

Com a atenuação dos processos tectônicos na área do divisor e havendo um rebaixamento do nível de base no canal revertido, o qual possa promover o seu avanço por erosão remontante, pode-se ter a ocorrência de capturas fluviais e o restabelecimento do sentido original do fluxo (ZELILIDIS, 2000). Todos os estágios da reversão de drenagem, desde os canais desajustados e revertidos aos setores de fluxo restabelecido são demonstrados por Zelilidis (2000) no grabén de Corinto, na Grécia. Isso evidencia as possíveis relações entre este processo e o rifteamento.

No contexto de margens continentais passivas, apesar de poucos estudos abordando esta temática, a reversão de drenagem é um processo de rearranjo fluvial e evolução da

paisagem ubíquo em suas fases sin e pós-rifte. No que tange ao processo de rifteamento, deve-se levar em consideração que este leva a criação de um novo nível de base geral para os sistemas hidrográficos continentais.

Na costa leste da Austrália, Haworth e Ollier (1992) demonstraram que a reversão de drenagem do rio Clarence se deu em estreita relação com o riftemaneto cretáceo que culminou na abertura do Mar da Tasmânia. Instalou-se assim novo nível de base geral, o qual levou à reversão do sentido de fluxo de canais que drenavam para o interior (HAWORTH; OLLIER, 1992).

Deve-se salientar que não é o falhamento normal em si que promove a reversão, mas sim o arqueamento flexural e/ou térmico associado á dinâmica de rifteamento que leva a inclinação do terreno e reorientação da drenagem (MATMON et al., 1999) (Figura 16). Em outros termos, o soerguimento das ombreiras do rifte leva a alteração da direção do fluxo dos canais.

Figura 16 - Reversão de drenagem em ambiente de rifteamento.



Fonte: Matmon et al. (1999).

Dessa forma, o rio Clarence teve parte da direção do fluxo de sua bacia revertida após o arqueamento das ombreiras do rifte, o que levou a uma intensa fase de erosão remontante nesse trecho e esculturação do grande escarpamento da margem oriental australiana (HAWORTH; OLLIER, 1992). O avanço das cabeceiras resultou na migração do divisor continental por capturas fluviais e/ou decapitação de bacias interiores, tendo-se assim uma nova fase de reversão de drenagem pós-rifte (HAWORTH; OLLIER, 1992; MATMON et al., 1999). Um análogo moderno a essa dinâmica pode ser encontrado no rifte do Mar Morto, porção norte de Israel (MATMON et al., 1999).

O continente africano, por sua extensão continental e multiplicidade de cenários geológicos e geomorfológicos, apresenta uma notória variedade de exemplos de reversão de drenagem, tanto em relação às escalas quanto aos mecanismos desencadeadores.

Numa escala continental, destaca-se o caso dos rios Katonga e Kagera, que atualmente possuem um curso W-E, desembocando no lago Victoria, mas que evidenciam um antigo

direcionamento E-W. O padrão ortogonal de seus afluentes denuncia uma reversão de drenagem em escala continental onde, após o soerguimento pós-rifte da margem ocidental africana, seus canais principais tiveram a inversão do seu sentido de fluxo (GOUDIE, 2005).

O magmatismo intraplaca, ao promover soerguimento dômico e dispersão da drenagem a partir de ressaltos topográficos, pode ser apontado como importante mecanismo de deformação do perfil longitudinal de canais em margens passivas. Chardon et al. (2016) defendem que o macrodomo cenozoico resultante do *hotspot* de Hoggar, na margem ocidental da África, causou a reversão de drenagem de rios que antes drenavam para o interior continental, como o rio Volta, e hoje tem o Atlântico como novo nível de base.

As relações entre neotectônica e reversão de drenagem são evidentes nos sistemas de riftes modernos do continente africano. Abdelkareem e El-Baz (2015) apresentam evidências de uma mudança no direcionamento de norte, antigo nível de base correspondente ao paleo-mar de Tethys, para sul no rio Qena, atualmente tributário do rio Nilo. Essa reversão seria decorrente de um soerguimento diferencial oligo-miocênico associado à tectônica no Rifte do Mar Vermelho.

Como evidências geomórficas, os autores supracitados apontam a angulação obtusa na qual o Qena se conecta ao rio Nilo, a existência de terrenos de mesma litologia em cotas altimétricas distintas nas extremidades da bacia (mais elevados ao norte em relação ao sul) e indícios de deformações neotectônicas a partir do uso de índices tectono-mórficos. Além disso, destacam também a presença de sedimentos fluviais arenosos próximos às cabeceiras cuja área fonte só poderia estar a sul (Arenito Nubiano), levando-se em consideração que o alto curso da bacia se encontra sobre rochas calcárias.

Paleofeições deposicionais, como deltas abandonados, também podem ser indicadores de episódios recentes de reversão de drenagem. Na costa sul da península da Flórida, o complexo sedimentar pleistocênico Ilha Merritt-Cabo Canaveral apresenta evidências de uma possível origem fluvial, contudo não há na drenagem moderna canais conectados a esse sistema que possuam uma descarga fluvial capaz de produzir tal zona de acumulação (ADAMS, 2018).

Para Adams (2018), isso é um indício suficiente para se hipotetizar a reversão de drenagem de um canal que fluía para sul, no caso o rio St. John, que, por processos de movimentação vertical do terreno, teve o seu sentido de fluxo alterado para norte. Levando-se em consideração os baixos gradientes de relevo e declividade da paisagem costeira na região, o autor destaca que uma inclinação sutil já seria suficiente para desencadear o processo.

Como prováveis causas responsáveis pela mudança no sentido da drenagem, Adams (2018) aponta três mecanismos: i) soerguimento flexural diferencial decorrente do alívio de carga após a dissolução de terrenos cársticos; ii) ajustamentos glácio-isostáticos; e iii) soerguimento diferencial decorrente de topografia dinâmica.

Em síntese, a reversão do sentido da drenagem acompanha e evolução da paisagem em margens passivas desde o estágio de rifteamento, onde a criação de um novo nível de base geral e a flexura isostática/térmica promove o desmembramento de sistemas fluviais que antes drenavam somente para o interior. Os processos de recuo do grande escarpamento e migração do divisor continental impulsionam fases de rearranjo da drenagem, onde por captura fluvial e/ou decapitação, tem-se novas fases de reversão pós-rifte em escalas regionais.

6 CONCEPÇÕES ATUAIS ACERCA DA EVOLUÇÃO MORFOTECTÔNICA PÓS-RIFTE DO NORDESTE ORIENTAL BRASILEIRO

O NE oriental brasileiro é composto por um mosaico de Planaltos cristalinos e sedimentares, os quais são dissecados pelo avanço de alvéolos de circudesnudação que se coalescem formando grandes depressões em forma de anfiteatro, destacando-se o anfiteatro Jaguaribe-Piranhas (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2004), em sua porção setentrional. Nos setores mais meridionais, o relevo é marcado pelas superfícies elevadas do Planalto da Borborema, feição dômica de grande comprimento de onda cuja origem está atrelada ao soergimento sin-rifte e magmatismo cenozoico (CORRÊA et al., 2010). Por se situar em um contexto de margem transformante a norte e margem divergente a leste, esta região apresenta um complexo padrão de evolução morfoestrutural e morfotectônica pós-rifte.

Os padrões morfoestruturais do NE oriental são nitidamente influenciados pelas zonas de cisalhamento pré-cambrianas herdadas da orogênese brasiliana, bem como por falhas cretáceas associadas à fragmentação de Gondwana Ocidental. Estas condicionam os eixos de dissecação e a áreas de sedimentação aluvionar ao controlarem estruturalmente os principais sistemas fluviais da região (MAIA; BEZERRA, 2011; 2014b).

Com a revisão dos modelos de evolução da paisagem para o Nordeste brasileiro, o clássico ciclo de pediplanação e evolução de superfícies de aplainamento (KING, 1956; ANDRADE, 1968; AB'SÁBER, 1969; MABESSONE; CASTRO, 1975) deu lugar a uma nova gama de modelos acíclicos dotados de maior complexidade (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2004; CORRÊA et al., 2010). A partir destes, tem-se o resgate de termos como morfoestrutura e morfotectônica.

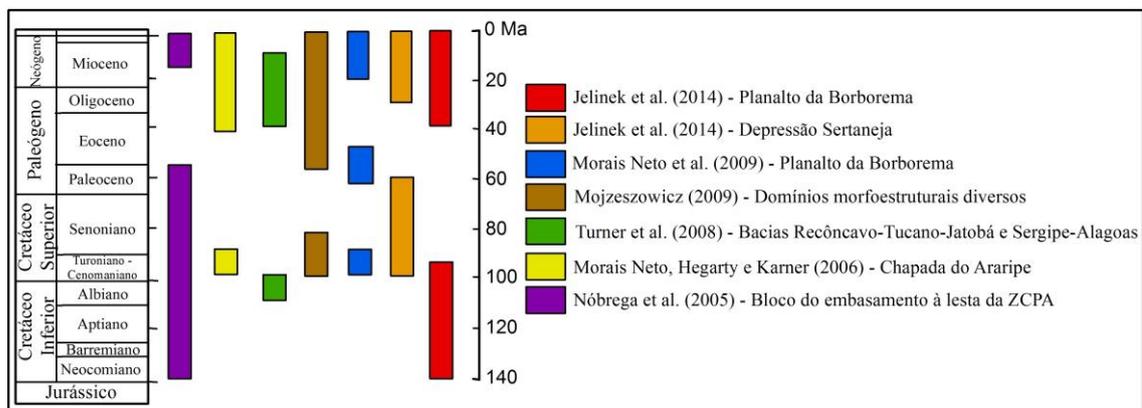
Atualmente, persiste nos principais estudos sobre a evolução geomorfológica do Nordeste brasileiro uma dualidade relacionada aos mecanismos e escalas de reativação tectonomagmática pós-rifte. Os modelos de inversão epirogênica regional (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2004; PEULVAST et al. 2008; PEULVAST; BÉTARD, 2015), frequentemente associados à anomalias térmicas profundas (KNESEL et al., 2011; OLIVEIRA; MEDEIROS, 2012), contrastam com as teorias de inversão morfotectônica diferencial condicionadas pela acumulação de *stresses* litosféricos em discontinuidades crustais pré-existentes (BEZERRA et al., 2008; 2014; GURGEL et al., 2013; MARQUES et al., 2014; TAVARES et al., 2014; MAIA; BEZERRA, 2014a; 2015; ALVES; ROSSETTI, 2017).

Dessa forma, o presente capítulo se propõe a revisar as principais características relacionadas às concepções atuais acerca da evolução geomorfológica pós-rifte do Nordeste Oriental brasileiro. Os modelos clássicos não serão alvos desta discussão, levando-se em consideração que estes já foram satisfatoriamente revisitados por estudos recentes (MAIA; BEZERRA; CLAUDINO SALES, 2010; MONTEIRO, 2015; TAVARES, 2015).

6.1 EVOLUÇÃO EPIROGÊNICA PÓS-RIFTE DO NE ORIENTAL

Evidências morfoestratigráficas e morfoestruturais, tanto na Província Borborema setentrional (PEULVAST; CLAUDINO SALES; PEULVAST et al., 2008) quanto em suas porções central e meridional (CORRÊA et al., 2010) indicam uma complexa história de fases de soerguimento regional pós-rifte. Apesar das diferenças de idades decorrentes das variações de protocolos utilizados, dados de traços de fissão em apatita para diferentes domínios morfoestruturais do NE (Figura 17) apontam para dois principais eventos de resfriamento e exumação, um primeiro entre o Cretáceo Inferior e Superior (~100 Ma) e um segundo começando entre o Eoceno e o Oligoceno (30-20 Ma) e persistindo até o Recente. Esse padrão termocronológico se repete tanto em bacias sedimentares cretáceas (MORAIS NETO; HEGARTY; KARNER, 2006; TURNER et al., 2008) como nos blocos do embasamento pré-cambriano (NÓBREGA et al., 2005; MORAIS NETO et al., 2009; MOJZESZOWICZ, 2009; JELINEK et al., 2014).

Figura 17 - Diferentes cenários de evolução termocronológica para o NE brasileiro.



Fonte: Elaborado a partir de Nóbrega et al. (2005), Morais Neto, Hegarty e Karner (2006), Turner et al. (2008), Mojzeszowicz (2009), Morais Neto et al. (2009) e Jelinek et al. (2014).

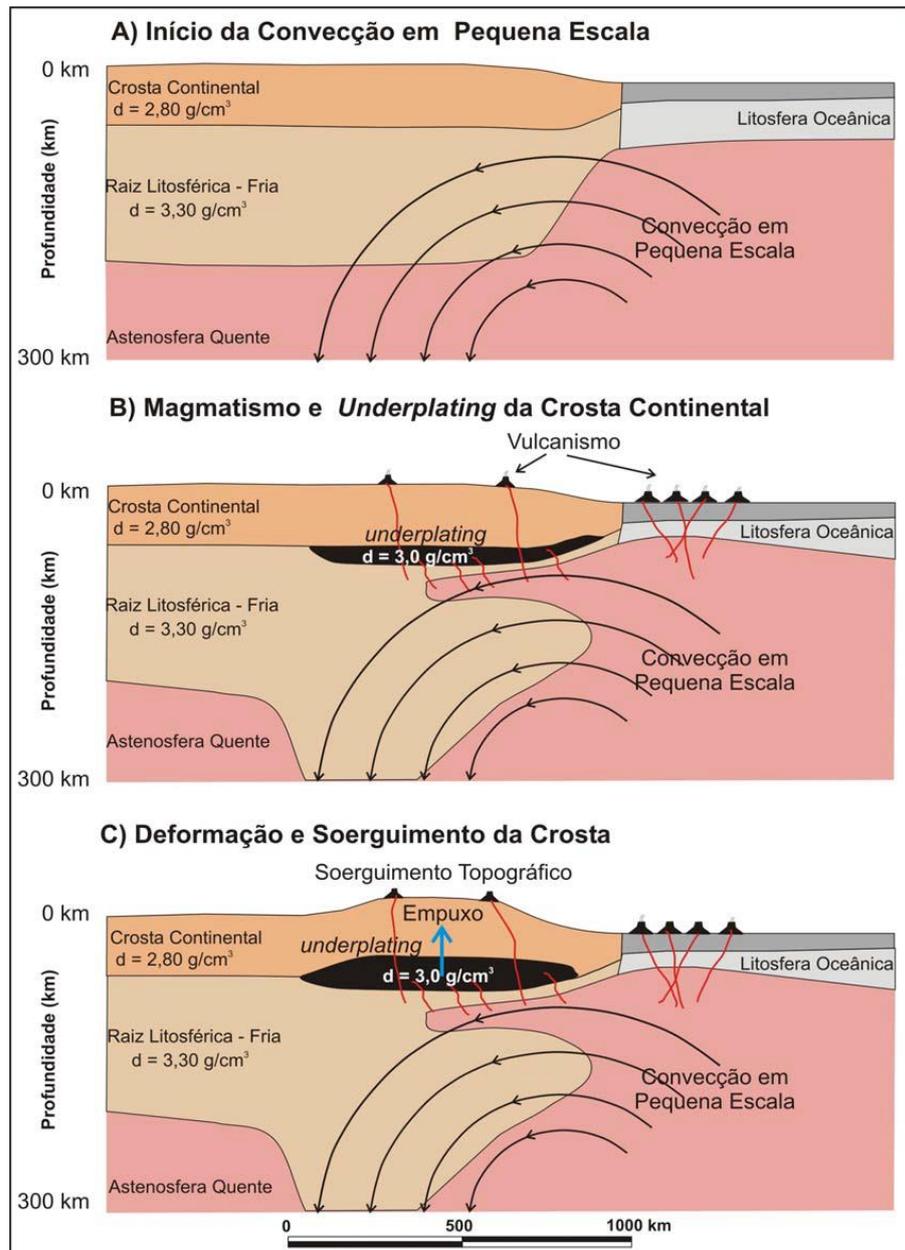
Os mecanismos responsáveis por esses eventos ainda não estão totalmente estabelecidos. Para o resfriamento no Cretáceo, Morais Neto et al. (2009) defendem a atuação um mecanismo de *underplating* magmático relacionado a atuação das plumas de Santa Helena e Ascensão. Contudo, nenhuma evidência geofísica corrobora essa hipótese, estando a exumação pós-cenomaniana possivelmente atrelada à reajustes flexurais decorrentes do final do rifteamento e início da etapa de deriva.

Para o evento de resfriamento estabelecido a partir do Cenozoico, Morais Neto et al. (2009) evoca uma fase de transição climática no Oligoceno-Mioceno. Essa hipótese encontra apoio no estudo de Jelinek et al. (2014) que correlaciona o início da exumação cenozoica à uma resposta da paisagem à instalação dos climas tropicais semiáridos na região.

Uma hipótese alternativa à das flutuações climáticas recai novamente na teoria do *underplating* magmático. Knesel et al. (2011) defendem que a partir do cenozoico, devido aos contrastes de densidade entre crosta continental espessa e a crosta oceânica delgada, criou-se as condições necessárias no segmento NE da margem passiva brasileira para a instalação de um mecanismo de convecção de borda em pequena escala, conforme modelo de King e Anderson (1998). Esta célula de convecção seria, assim, a anomalia mantélica rasa que alimenta o magmatismo cenozoico Macau na Província Borborema (Kenesel et al., 2011), o qual teve o seu pico entre 30 e 20 Ma e prosseguiu até o Mioceno Superior (SILVEIRA, 2006).

Considerando o baixo volume do vulcanismo Macau e tendo como base uma série de evidências geofísicas relacionadas à espessura e densidade crustais, Oliveira e Medeiros (2012) afirmam que a maior parte do material magmático resultante da convecção cenozoica teria ficado retido na seção basal da crosta continental sob a Província Borborema, se configurando assim num mecanismo de *underplating* magmático (Figura 18). A adição magma de baixa densidade, além de promover espessamento crustal, teria induzido uma resposta isostática que acarretou no soerguimento cenozoico do Planalto da Borborema (CORRÊA et al., 2010; OLIVEIRA; MEDEIROS, 2012).

Figura 18 - Modelo esquemático da convecção de borda e *underplating* magmático no segmento NE da margem passiva brasileira.



Fonte: Oliveira (2008).

A aplicação de índices geomórficos nos sistemas fluviais do rebordo oriental do Planalto da Borborema mostrou correspondência com a persistência de um domeamento flexural no Planalto da Borborema ao longo do Cenozoico, o que é compatível com o estilo de deformação associado ao *underplating* (MONTEIRO, 2015). Dessa forma, em escala regional, esse macrodomo se manteve na paisagem devido a ocorrência de reajustes isostáticos tanto decorrentes da descarga denudacional (LUZ et al., 2015) como de anomalias térmicas, estando portanto em um estado de equilíbrio dinâmico (MONTEIRO, 2015). Essa

hipótese é aplicável, sobretudo, nos setores centrais e meridionais do Planalto da Borborema, onde a ausência de coberturas fanerozoicas, como as localizadas a NE neste planalto, indica uma contínua denudação atrelada à persistência de soerguimento.

A chapada do Araripe é uma feição chave para se entender a evolução geomorfológica pós-rifte do NE Oriental. Calcários Albianos marinhos (Formação Santana) situados atualmente em cotas de até 800 m atestam um considerável soerguimento de no mínimo 600 m, levando-se em consideração um hipotético nível de base de 200 m acima do atual durante sua deposição (MAGNAVITA; DAVISON; KUSZNIR, 1994). Além disso, os depósitos cenomanianos que capeiam esse compartimento morfoestrutural (Formação Exu) são tidos como os principais indicadores estratigráficos de um intumescimento regional e inversão de relevo pós-cenomaniana (PEULVAST et al, 2008; PEULVAST; BÉTARD, 2015).

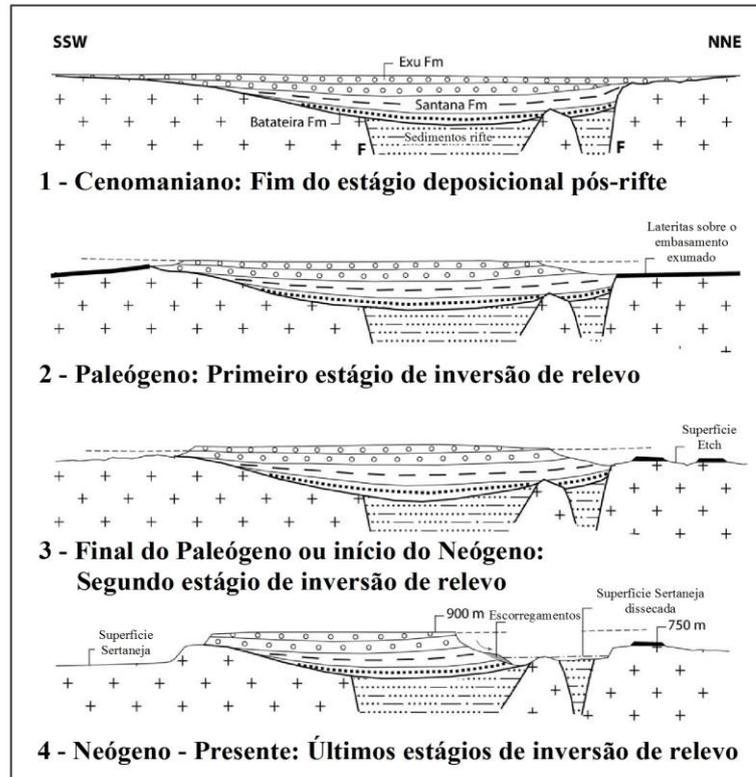
Peulvast e Bétard (2015) elaboraram um modelo de evolução para a bacia do Araripe, onde se tem uma série de episódios de inversão topográfica ou epirogênica regional, dentre os quais se destacam as fases de inversão pós-cenomaniana e oligocênica, em acordo com os dados de traços de fissão em apatita (Figura 19). Os mecanismos desencadeadores seriam processos de deformação flexural, bem como reajustes isostáticos associados ao *underplating* magmático. Nessa visão, a erosão diferencial é o mecanismo chave de inversão do relevo, cabendo aos arqueamentos em larga escala a função de promover alterações no nível de base e denudação da paisagem, a qual se dá, sobretudo, por recuo lateral das escarpas em longo termo e movimentos de massa. As formas de relevo contemporâneas seriam, portanto, remanescentes de bacias mesozoicas encimadas por *caprocks* ou restos dissecados de antigas ombreiras de rifte (PEULVAST et al., 2008).

A existência de coberturas sedimentares siliciclásticas, a Formação Serra do Martins (FSM), recobrando patamares de cimeira do Planalto da Borborema e de maciços estruturais isolados atestam para uma conspícua inversão de relevo entre o Oligoceno e o Mioceno (MORAIS NETO ; ALKMIN, 2001; LIMA, 2008; MEDEIROS; OLIVEIRA, 2012; MAIA; BÉTARD, BEZERRA, 2016). Estes depósitos de origem fluvial (MENEZES, 1999) correspondem a antigos níveis de sedimentação que se instalaram no NE setentrional possivelmente após o domeamento cretáceo do Planalto da Borborema (CORRÊA et al., 2010).

Maia, Bétard e Bezerra (2016) enquadram as causas da inversão de relevo da FSM no modelo de Peulvast e Bétard (2015), ao proporem que seus remanescentes foram dissecados após o soerguimento epirogênico regional decorrente do *underplating* cenozoico. Os resquícios desses arenitos teriam permanecido na paisagem protegidos da erosão quando

capeando maciços graníticos de resistência diferencial. Um componente secundário de preservação seriam duricrostas ferruginosas formadas sobre os platôs sedimentares.

Figura 19 - Estágios de inversão topográfica regional na Chapada do Araripe.



Fonte: Peulvast e Bétard (2015).

Por fim, o modelo de inversão topográfica regional afirma não haver evidências no embasamento da Província Borborema de inversão morfotectônica localizada e soerguimento diferencial (PEULVAST; BÉTARD, 2015). As reativações de antigas estruturas brasileiras, como zonas de cisalhamento pré-cambrianas, estariam retidas nas bacias marginais costeiras (PEULVAST et al., 2006), não havendo, portanto, controles tectônicos ativos condicionando as atuais formas de relevo nos setores cristalinos.

6.2 INVERSÃO TECTÔNICA E SOERGUIMENTO DIFERENCIAL NO NE ORIENTAL

Os modelos de epirogenias regionais se adequam bem à escala megageomorfológica. Contudo, diversas evidências apontam para a reativação de zonas de fraquezas do embasamento Pré-cambriano, tanto no contexto das bacias marginais (MAIA; BEZERRA, 2014a; BEZERRA et al., 2014; ALVES; ROSSETTI, 2017; LIMA et al., 2017), como nos

domínios sedimentares (MARQUES et al., 2014; NOGUEIRA et al., 2015) e cristalinos (GURGEL et al., 2013; TAVARES, 2015) intracontinentais.

Como mostrado anteriormente, o Mioceno Inferior (~20 Ma) marca o início de uma conspícua fase de exumação nas terras altas do interior do NE oriental, evidenciada, sobretudo, pela inversão dos depósitos da FSM no setor setentrional do Planalto da Borborema. Este evento marca o início da deposição dos estratos siliciclásticos da Formação Barreiras, na zona costeira, o qual se deu no intervalo 22-17 Ma (LIMA, 2008).

Como evidenciado por estudos neotectônicos nas bacias marginais Potiguar (BEZERRA, 1998; BEZERRA et al., 1998;) e Paraíba (ROSSETTI et al., 2011), a Formação Barreiras se depositou num contexto de falhamento generalizado na costa, aproveitando-se esta de espaços de acomodação criados pela reativação de falhas. Este evento coincide com a inversão tectônica do campo de tensão regional para um regime compressivo (ASSUMPCÃO, 1992; HASUI, 1990; BEZERRA, 2000; BEZERRA; VITA-FINZI, 2000; BEZERRA et al., 2010; 2011; 2014). A deformação destes estratos persistiu ao longo do Mioceno e do Quaternário, o que é atestado pela ocorrência de depósitos pós-Barreiras deformados (BEZERRA et al., 2008; ROSSETTI et al., 2011; LIMA et al., 2014; LIMA et al., 2017) e por evidências de paleosismicidade, como estruturas de liquefação (BEZERRA et al., 2008; 2010) e falhas silicificadas (BEZERRA et al., 2007).

Em escalas subregionais, a tectônica miocênica e pós-miocênica promoveu a inversão morfo(neo)tectônica em terrenos sedimentares da costa, criando antiformes dômicos delimitados por falhas reativadas (MAIA; BEZERRA, 2013; 2014a; 2015). Os vales estruturais bordejando essas feições foram aproveitados pelos sistemas fluviais nordestinos para o estabelecimento de sua conexão com o Atlântico (MAIA; BEZERRA, 2011). Os setores de reativação geralmente coincidem com zonas de fraqueza pré-existentes do embasamento, como zonas de cisalhamento pré-cambrianas e planos de foliação metamórfica (BEZERRA et al., 2014).

Exemplo nítido da situação destacada acima é o antiforme dômico de Serra do Mel, porção central da bacia Potiguar. Neste, depósitos miocênicos Barreiras e sequências aluvionares quaternárias foram alçados a cotas de cerca de 270 m, enquanto que em seu entorno estes se situam próximos ao nível do mar (MAIA; BEZERRA, 2014a; 2015). Os vales adjacentes estruturados em falhas cretáceas são ocupados pelos rios Piranhas-Açu a leste e Apodi-Mossoró a oeste. Níveis de cascalheiras nas encostas do domo atestam um rearranjo da drenagem em decorrência do soerguimento (MAIA; BEZERRA, 2013). O setor

também é marcado por linhas de falésias que atingem 100 m a curtas distâncias da costa, o que é incomum para a faixa litorânea do NE oriental (MAIA; BEZERRA, 2015).

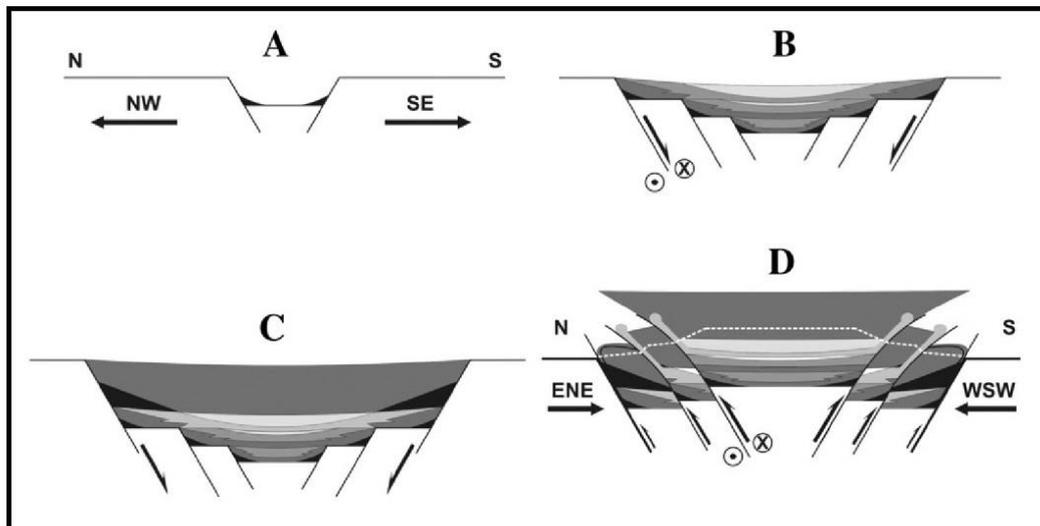
Do ponto de vista do soerguimento diferencial, a bacia do Araripe também se apresenta como um laboratório natural. Marques et al. (2014) apontam para uma série de evidências de inversão tectônica diferencial deste planalto sedimentar, onde zonas de cisalhamento rúpteis pré-cambrianas são reativadas no Cenozoico a partir da instalação do regime de *stresses* compressivos na margem passiva do NE oriental. Falhas anteriormente normais estariam agora alterando o seu comportamento cinemático para a reversão, o que gerou o soerguimento do que era até o Cretáceo um gráben.

Marques et al. (2014) também destaca a ocorrência de falhas deformando depósitos coluviais quaternários e episódios generalizados de paleofluxos de detritos decorrentes de uma acentuada instabilidade gravitacional. O estado de preservação das estruturas de inversão seria um indicador da natureza recente de sua reativação, onde as taxas de soerguimento conseguiram se equilibrar com as de denudação. A bacia do Araripe, portanto, se configuraria atualmente como um gráben intracontinental invertido (Figura 20), o que contrasta consideravelmente com o que é proposto por Peulvast e Bétard (2015).

Evidências de inversão tectônica em bacias intracontinentais também são destacadas por Nogueira et al. (2015) para a bacia do Rio do Peixe. De acordo com os autores, os depósitos cretáceos nesta estrutura se encontram dobrados próximos às principais falhas regionais, como a zona de cisalhamento Portalegre. Diferentemente do que é mostrado por Marques et al. (2014) para o Araripe, a inversão tectônica nesta área não promoveu inversão de relevo e esta continua atuando como uma zona deposicional para os depósitos aluvionares recentes.

Os estudos de reativação tectônica e soerguimento diferencial em relevos cristalinos ainda são escassos no NE oriental, destacando-se entre os existentes os de Gurgel et al. (2013) e Tavares (2015), nos maciços estruturais do Pereiro e da Baixa Verde, respectivamente. Gurgel et al. (2013) destacam a existência de falhas exibindo estruturas de reativação, como cataclastos, *breccias*, veios de quartzo e silicificação, as quais deformam tanto o embasamento cristalino, como as coberturas sedimentares cretáceas e quaternários que se aloca em grábens no interior do maciço. Evidências morfológicas também são marcantes, como escarpas de falha rejuvenescidas exibindo por vezes facetas triangulares e anfiteatros suspensos (GURGEL et al., 2013).

Figura 20 - Modelo de inversão tectônica cenozoica do relevo na Chapada do Araripe.



Fonte: Marques et al. (2014).

Um ponto que merece ser destacado é a ocorrência nas encostas do maciço do Pereiro de depósitos coluviais ocupando *locis* deposicionais criados pelas reativações tectônicas quaternárias (GURGEL et al., 2013). Estruturas semelhantes já havia sido evidenciadas por Bezerra et al. (2008) para o Gráben do Cariatá e, recentemente, por Tavares (2015) para o maciço da Serra da Baixa Verde.

O maciço da Serra da Baixa Verde, superfície de cimeira mais elevada do Planalto da Borborema, demonstra uma série de feições geomorfológicas indicadores de reativações neotectônicas. Tavares (2015) destaca a ocorrência de escarpas de falha rejuvenescidas, facetas triangulares e trapezoidais, anfiteatros de erosão, capturas fluviais, depósitos superficiais deformados, dentre outros, os quais se concentram nos setores de influência de zonas de cisalhamento pré-cambrianas. Como já destacado anteriormente, a dinâmica coluvial quaternária também se mostra consideravelmente influenciada por processos de movimentação de falhas.

Os resultados de Tavares (2015) demonstram que, apesar da tendência geral ao soerguimento regional nos setores centrais e meridionais da Província Borborema, reativações sutis também podem ser fazer presentes. Estas condicionam, de forma pontual, processos de rearranjo da drenagem e escalonamento de superfícies, promovendo em alguns casos inversão morfotectônica diferencial.

No que tange aos mecanismos desencadeadores da inversão tectônica cenozoica do NE oriental, diversos autores destacam a correlação entre os eventos de soerguimento, sejam estes regionais ou diferenciais, e as fases de maior ativação na Cadeia Andina (MARQUES et

al., 2014; NOGUEIRA et al., 2015; GURGEL et al., 2013; TAVARES, 2015). A propagação de *far-fiel stresses*, tanto a partir do setor de orogênese a oeste como das forças de *ridge push* na Dorsal Meso-Atlântica a leste, estaria comprimindo a placa Sulamericana. A acomodação destes esforços litosféricos em descontinuidades crustais pré-existentes condicionaria assim a história do soerguimento diferencial do NE Oriental.

Os setores mais setentrionais, por possuírem uma menor espessura crustal, seriam mais suscetíveis à dinâmica destacada acima, o que seria evidenciado pela ocorrência nesta área de topografias anômalas, como o maciço do Pereiro, o próprio Planalto da Borborema a norte e outras formas de relevo onde as cotas se aproximam dos 1000 m, mesmo não havendo raízes crustais profundas que os sustentem (LUZ et al., 2015). Luz et al. (2015) levantam a hipótese da influência do processo de *buckling* litosférico na Província Borborema setentrional, o que explicaria as deformações pontuais no embasamento e bacias relacionadas, contudo as evidências geofísicas na escala de detalhe necessária ainda não são suficientes para a testagem deste modelo.

Independente dos mecanismos atuantes, os indícios mostrados até aqui evidenciam uma dinâmica de soerguimento diferencial em setores preferenciais atrelada a zonas de fraquezas herdadas nos últimos ciclos de reorganização tectônica. Esta de nenhuma forma anula a teoria de inversão epirogênica regional, sendo a ação conjunta de ambos os processos responsável pela atual configuração geomorfológica do NE oriental brasileiro.

7 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Para se alcançarem os objetivos propostos neste estudo, foram utilizados dois conjuntos básicos de procedimentos metodológicos: i) análise morfológica, no tocante tanto às formas de relevo como a rede de drenagem; e ii) análise morfométrica de bacias hidrográficas e da rede de drenagem.

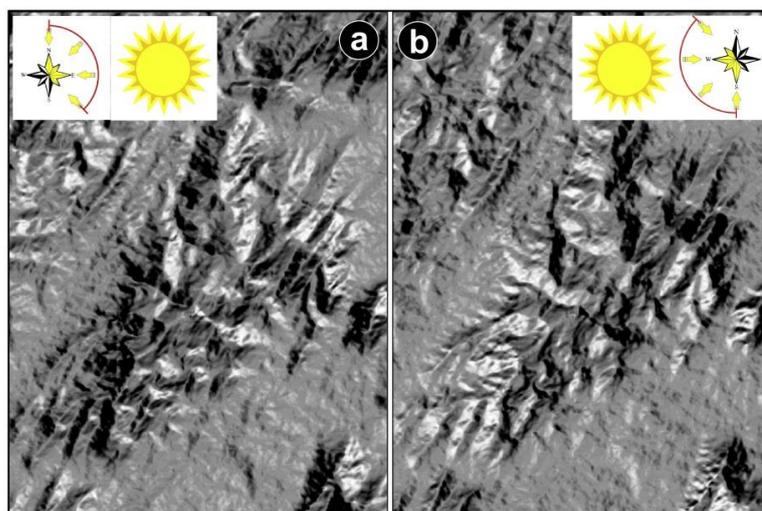
7.1 PARÂMETROS MORFOLÓGICOS

Três procedimentos principais de análise morfológica foram executados neste estudo, sendo estes os seguintes: i) extração de fotolineamentos estruturais; ii) Mapeamento geomorfológico; e iii) mapeamento de anomalias de drenagem.

A extração de fotolineamentos estruturais seguiu a rotina apresentada por Radaideh et al. (2016), a qual se baseia na elaboração de modelos de relevo sombreado multidirecionais. Para a confecção destes utilizou-se imagens de radar ALOS-PALSAR, com resolução espacial de 12,5 por pixel.

Os modelos sombreados multidirecionais foram elaborados no software ArcGIS 10.4 através da extensão *DEM Surface Tools* (JENNESS, 2013). O primeiro destes reúne os azimutes de insolação de 0°, 45°, 90° e 135°, o qual dá um maior realce para os fotolineamentos de relevo negativos, como vales estruturados em falhas e fraturas. O segundo, por sua vez, corresponde a junção dos azimutes de 180°, 225°, 270° e 315° e destaca as feições lineares positivas, como cristas alinhadas (Figura 21).

Figura 21 - Modelos sombreados multidirecionais. a - Feições de relevo negativas destacadas; b - Feições de relevo positivas destacadas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A partir de ambos os modelos os fotolineamentos foram vetorizados manualmente e submetidos ao cálculo de densidade. Além disso, estes foram exportados para o software Spring, onde foram feitos os diagramas de roseta correspondentes ao comprimento e frequência absolutos.

O mapeamento geomorfológico das áreas de estudo seguiu as recomendações básicas de Demek (1972), conforme adaptações para o contexto do Nordeste Oriental brasileiro (TAVARES et al., 2014; LIMA; CORRÊA, 2016; FONSÊCA; CORRÊA; SILVA, 2016). A escala de trabalho foi de 1:100.000 e foram utilizadas imagens de radar ALOS-PALSAR, de resolução espacial de 12,5 m.

Num primeiro nível, identificaram-se os grandes compartimentos morfoestruturais, os quais herdam uma herança tectonoestrutural comum relacionada aos principais eventos de reativação Pré-cambriana e Cretácea, bem como de deformações pós-rifte. Estes, por sua vez, foram subdivididos em unidades geomorfológicas. A identificação destas seguiu o princípio da homogeneidade interna, isto é, a partir de análise consorciada de diferentes elementos (litologia, solos, altimetria, rugosidade, declividade etc.) e se o que é visualizado constitui alguma forma de relevo recorrentemente citada na literatura regional (TAVARES et al., 2014).

A delimitação das unidades morfoestruturais e geomorfológicas foi executada manualmente em ambiente SIG, mais especificamente no software ArcGIS 10.4. Para esta, foram utilizados recursos diversificados, como curvas de nível, relevo sombreado e perfis topográficos. O produto cartográfico final foi submetido a escrutínio mediante levantamentos de campo nas áreas mapeadas.

A partir das formas de relevo mapeadas, foram feitas inferências no que diz respeito ao posicionamento destas na paisagem e seus condicionantes morfoestruturais e morfotectônicos. Com isso buscou-se estabelecer uma relação entre os compartimentos geomorfológicos e os processos de deformação pós-rifte, conforme o modelo lógico qualitativo de Hack (1982).

O levantamento das características morfológicas da rede de drenagem são imprescindíveis para a análise dos processos de rearranjo fluvial pretéritos ou atuais, bem como de deformações recentes nos perfis longitudinais de canais. Seguindo pressupostos estabelecidos em outros estudos (BISHOP, 1995; LAVARINI et al., 2016; SORDI et al., 2018), executou-se uma busca por anomalias de drenagem, como cotovelos de captura, baixos divisores, vales secos, vales desajustados, inflexões decorrentes de controles estruturais, dentre outras feições.

A identificação de anomalias de drenagem foi elaborada em ambiente SIG (ArcGIS 10.4), onde, partir de dados topográficos (ALOS-PALSAR), foi feita a extração da rede de drenagem. Essa foi corrigida em setores estratégicos fazendo-se uso de imagens Landsat 8/sensor OLI, as quais foram submetidas a *pan-sharpening* e adquiriram uma resolução espacial final de 15 m. Os setores anômalos foram cartografados de forma pontual, conforme metodologia empregada por Sordi et al. (2018).

O mapa de anomalias foi validado a partir de levantamentos de campo e do cruzamento das feições mapeadas com as variáveis morfométricas, as quais serão esmiuçadas no próximo tópico.

7.2 ÍNDICES MORFOMÉTRICOS

Índices morfométricos ou geomórficos são importantes ferramentas para se analisar o grau de estabilidade de um sistema fluvial, sobretudo no que diz respeito ao seu estágio de ajustamento à perturbações externas. Em margens ativas, o uso de variáveis morfométricas para a quantificação dos processos de deformações morfotectônicas é uma metodologia recorrente (EL HAMDOUNI et al., 2008; DEHBOZORGI et al., 2010; DAXBERGER et al., 2014; CHENG et al., 2016; GAIDZIK; RAMÍREZ-HERRERA, 2017; sendo a maioria destes índices desenvolvida com base em limiares geomórficos específicos para estes ambientes.

Em margens passivas, o uso de índices morfométricos vem ganhando destaque em estudos recentes (ANTÓN et al., 2014; SOUZA; PÉREZ FILHO, 2016; ALVES; ROSSETTI, 2017; SORDI et al., 2018; XUE et al., 2018), apresentando resultados diversos que às vezes refletem mais especificidades locais do que reativações tectônicas propriamente ditas (ANTÓN et al., 2014). A utilização destes nesta pesquisa permitirá também a avaliação de sua eficácia no contexto do Nordeste semiárido brasileiro.

Para a aplicação nos divisores analisados neste estudo, escolheu-se um conjunto de índices consagrados na literatura com o intuito de identificar a resposta da drenagem a possíveis reativações tectonomagmáticas pós-rifte, bem como a controles estruturais. Imagens de radar ALOS-PALSAR foram utilizadas para as mensurações, tendo-se em vista que estas têm fornecido melhores resultados neste tipo de análise (KOUKOUVELAS et al., 2018).

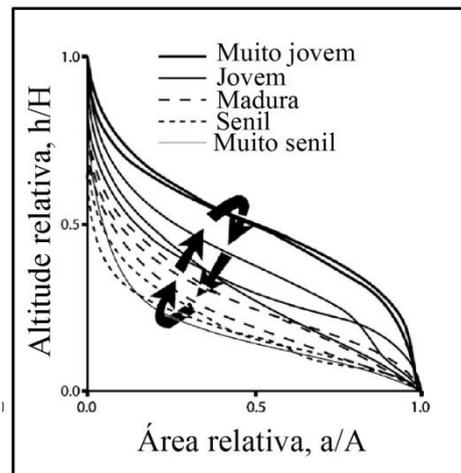
A aplicação dos índices morfométricos se dá em escala de bacias hidrográficas, delimitando-se para isso um conjunto de sub-bacias no entorno dos divisores analisados. Optou-se pela utilização de bacias de 4ª e/ou 3ª ordem com mais de 10 km de extensão,

levando-se em consideração que canais de baixa ordem são mais sensíveis à deformações no seu perfil longitudinal (GARROTE; HEYDT; COX, 2008).

Curvas hipsométricas (STHALER, 1952) são um recurso antigo na análise do estágio de evolução de uma bacia hidrográfica. Estas representam a proporção relativa da área de uma bacia abaixo ou acima de uma determinada altitude (STHALER, 1952; PÉREZ-PEÑA; AZAÑÓN; AZOR, 2009). Apesar de incorporar de maneira expressiva o paradigma davisiano, sua aplicação ainda é válida do ponto de vista metodológico quando analisadas sob uma perspectiva de evolução dinâmica da paisagem.

Quando a curva hipsométrica possui forma côncava, tem-se uma bacia madura ou senil onde a maior parte de sua área está em cotas altimétricas pouco elevadas, o que evidência um prolongado período de erosão. Curvas convexas, por sua vez, se relacionam a bacias jovens, as quais podem ter passado por um reafeiçoamento tectônico recente e a dissecação ainda não atuou a ponto de rebaixar o relevo nos setores soerguidos. Contudo, estas também podem representar setores de deformações contínuas no tempo, bem como trechos onde as taxas de erosão do relevo são pouco elevadas devido a controles litoestruturais (Figura 22).

Figura 22 - Modelo de curvas hipsométricas em diferentes estágios evolutivos.



Fonte: Modificado de Pérez-Peña, Azañón e Azor (2009).

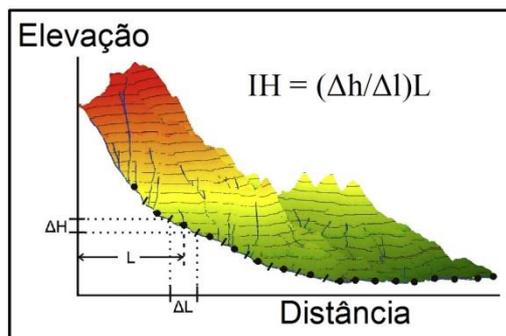
A síntese quantitativa de uma curva hipsométrica é representada pela Integral Hipsométrica (HI), a qual é expressa pela fórmula:

$$HI = (E_{med} - E_{min}) / (E_{max} - E_{min})$$

onde Emed é a elevação média, Emin é a elevação mínima e Emax é a elevação máxima. Valores de HI menores que 0,3 indicam bacias senis enquanto que valores entre 0,3 e 0,6 e maiores que 0,6 se relacionam a bacias maduras e jovens, respectivamente (SARANGI et al., 2001; LAVARINI et al., 2016). As curvas hipsométricas e suas respectivas integrais foram extraídas no software ArcGIS 10.4, a partir da extensão CalHypso (PÉREZ-PEÑA; AZAÑÓN; AZOR, 2009).

O índice de Hack (HACK, 1973) ou Relação Declividade-Extensão (RDE) (ETCHEBEHERE, 2004) se relaciona a energia de um canal em um determinado trecho, sendo, portanto, sensível a alterações na declividade ao longo de um rio (Figura 23). Por estas características, este se apresenta como uma importante ferramenta para a identificação de *knickpoints*, sejam estes de origem litoestrutural ou tectônica.

Figura 23 - Modelo esquemático do Índice de Hack.



Fonte: Modificado de Gaidzik e Ramírez-Herrera (2017).

A fórmula utilizada para o cálculo do RDE é a seguinte:

$$RDE = (\Delta h / \Delta l) L$$

onde Δh é a diferença altimétrica entre as isoípsas analisadas; Δl corresponde à distância em linha reta entre as isoípsas; e L é o trecho efetivo do canal desde a sua nascente até o trecho em que se quer calcular o RDE.

Além disso, é possível também se extrair o RDE do trecho total dos canais analisados. Para isso utiliza-se a seguinte fórmula:

$$RDE_{total} = \Delta H / \log L$$

onde ΔH é a relação entre a diferença total de altitude de cabeceira à foz e $\log L$ o logaritmo natural do comprimento total da drenagem.

Trechos anômalos, os quais evidenciam knickpoints, são classificados de acordo com grau de deformação do perfil longitudinal, conforme metodologia de Seeber e Gornitz (1983). De acordo com esta, nos trechos cuja divisão de seu RDE pelo RDE_{total} for acima de 2 tem-se a ocorrência de anomalias. Os valores situados entre 2 e 10 correspondem à anomalias de 2° ordem, enquanto nos trechos onde esta forem superiores a 10 ocorrem anomalias de 1° ordem.

As anomalias de 1° ordem correspondem aos trechos do canal se situam sobre áreas muito íngremes, o que pode ser um indicador de deformações tectônicas ou um contato litológico entre rochas de resistências contrastantes à erosão. Já as anomalias de 2° ordem estão relacionadas aos trechos do canal que passam por áreas íngremes mais sutis.

Os *knickpoints* com valores de RDE anômalos foram extraídos a partir da extensão *Knickpoint Finder* (QUEIROZ; SALAMUNI; NASCIMENTO, 2015), implementada no software ArcGIS 10.3, cuja eficácia já vem sendo demonstrada por outros estudos (SALAMUNI et al., 2013; SORDI; SALGADO; PAISANI et al., 2015; SORDI et al., 2018; MOUSSI et al., 2018). Após isso, fez-se o mapa de densidade dos mesmos, evidenciando-se os setores com mais deformações ao longo do perfil longitudinal dos canais de drenagem.

O fator de assimetria (FA) (HARE; GARDNER, 1985) é um índice que visa identificar a ocorrência de inclinação por possíveis causas tectônicas em uma bacia de drenagem (EL HAMDOUNI et al., 2008). O FA é definido pela seguinte equação:

$$FA = 100(A_r/A_t)$$

onde A_r é a área correspondente a margem direita da bacia e A_t é a área total da mesma.

Valores de FA próximos ou iguais a 50 sugerem a ausência de atividade tectônica, enquanto que acima (abaixo) deste valor indicam um possível adernamento da margem direita (esquerda) da bacia de drenagem (HARE; GARDNER, 1985). Este foi calculado de forma manual em ambiente SIG.

O Fator de Simetria Topográfico Transversal (FSTT) ou Fator T (COX, 1994), assim como o FA, é um índice de inclinação de bacias de drenagem, porém este primeiro é um avanço em relação ao segundo por permitir destacar a maneira na qual a assimetria varia ao longo do canal (LAVARINI et al., 2016). O mesmo é calculado pela equação abaixo:

$$T = D_a/D_d$$

onde D_a representa a distância entre o trecho do canal analisado e a linha média da bacia e D_d é a distância entre a linha média da bacia e o seu divisor na margem direita.

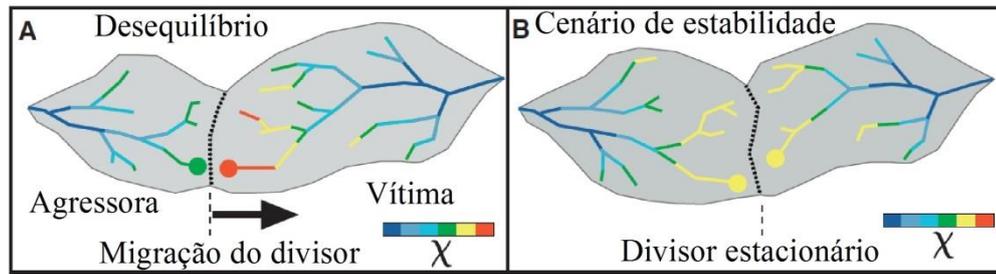
O FSTT foi calculado em segmentos a cada 500 m ao longo do canal principal das sub-bacias analisadas. A sua extração foi feita manualmente ambiente SIG (ArcGIS 10.3). As zonas de migração lateral de canal foram representadas através de polígonos, bem como de vetores. Diagramas de roseta foram feitos para a identificação das orientações preferenciais de migração.

Perfis longitudinais normalizados foram extraídos para cada sub-bacia analisada. Estes consistem em gráficos com eixos de elevação e distância normalizados, bem como uma linha de tendência, sendo úteis na comparação de canais com diferentes comprimentos a variações hipsométricas. Para a elaboração dos perfis foi utilizada a extensão NProfiler (PÉREZ-PEÑA et al., 2017), em ambiente SIG (ArcGIS 10.3), a qual, além de extrair o gráfico de valores normalizados, calcula o índice relativo de concavidade do canal (IC), permitindo a análise do grau de dissecação nas sub-bacias analisadas.

Por último, tem-se o índice de valores de χ (PERRON; ROYDEN, 2013; WILLETT et al., 2014) o qual mede o grau de estabilidade de divisores hidrográficos. Em divisores em equilíbrio há a equidistância de cabeceiras e gradientes de altitude e declividade semelhantes em ambos os flancos (MONTGOMERY; DIETRICH, 1988). Partindo deste pressuposto, essa metodologia analisa a geometria da drenagem, a altimetria e a inclinação do terreno em diferentes setores para comparar a capacidade de erosão remontante em distintos trechos da linha divisória dos canais entre diferentes bacias hidrográficas.

De forma genérica, um mapa de valores de χ mostra quais bacias de drenagem possuem a vantagem erosiva e estão avançando sobre as demais por captura fluvial ou outros processos. De outra forma, este pode apresentar um cenário de estabilidade onde o divisor se encontra estacionário (Figura 24). Conhecendo-se as peculiaridades da área analisada e tendo-se em mão o mapa de anomalias de canal, é possível se reconstruir a história do rearranjo da drenagem nos setores estudados, bem como se hipotetizar cenários futuros.

Figura 24 - Cenários de estabilidade de um divisor de drenagem conforme modelo de valores de χ .



Fonte: Modificado de Willett et al. (2014).

Os valores de χ foram calculados no software MATLAB, a partir do *script* DivideTools (FORTE; WHIPPLE, 2018). Os dados gerados nesta rotina foram exportados em formato vetorial e analisados no software ArcGIS 10.4, onde foi feita a correlação desta variável com outros índices quantitativos e dados morfológicos.

8 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os divisores setentrional e meridional se encontram inseridos em domínios morfoestruturais distintos, o que resultou numa distinta assembleia de formas de relevo e processos de evolução geomorfológica ao longo do Cenozoico. Essas diferenciações se explicitam tanto do ponto de vista qualitativo quanto quantitativo, que se expressam na paisagem a partir de morfoestruturas indicativas de processos epirogênicos recentes, bem como de valores de índices morfométricos atípicos para margens passivas. Essas questões serão tratadas de forma aprofundada nos tópicos no presente capítulo.

8.1 DIVISOR SETENTRIONAL

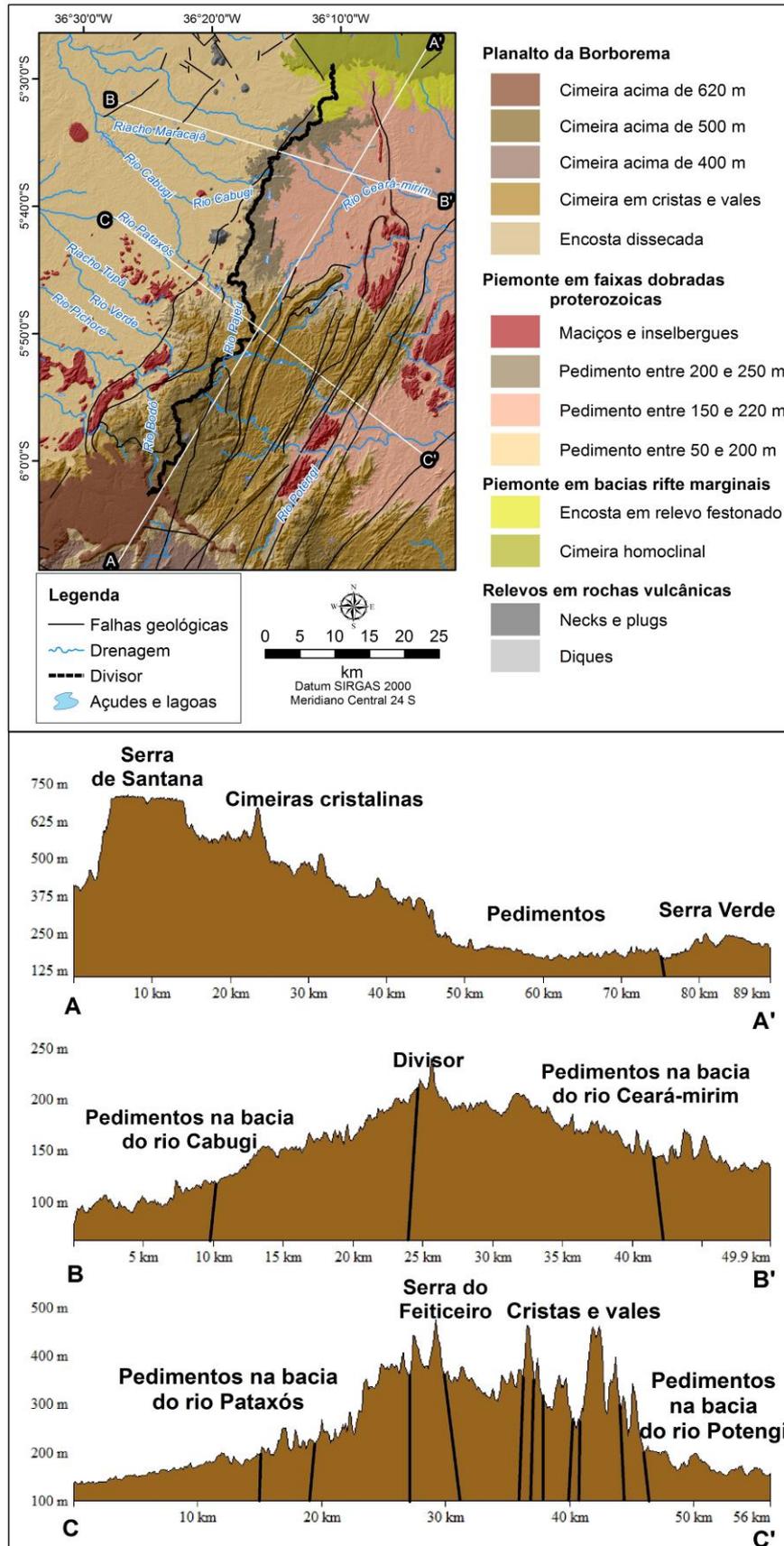
8.1.1 Mapeamento geomorfológico e análise morfotectônica

No divisor setentrional e seu entorno foram identificados quatro grandes domínios morfoestruturais, os quais se dividem em treze compartimentos de relevo (Figura 25). Segue-se abaixo uma sucinta descrição de cada um destes.

No domínio morfoestrutural do Planalto da Borborema tem-se um conjunto de terras altas estruturadas nos complexos metamórficos da faixa de dobramento Seridó. Esse setor corresponde à porção terminal do referido planalto a norte, variando as cotas entre 500 e 750 m, as quais são mais modestas em comparação aos setores do Planalto ao sul, que correspondem aos Maciços Remobilizados da Zona Transversal (CORRÊA et al., 2010).

A sua superfície somital se constitui num platô sedimentar de relevo tabular estruturado em arenitos conglomeráticos da Formação Serra do Martins (FSM), a Serra de Santana (Figura 26), com isoípsas que variam de 620 a 750 m. A dissecação neste setor é pouco pronunciada em virtude das características de permeabilidade da litologia predominante, as quais favorecem a infiltração em relação à erosão linear. O desgaste erosivo se dá, sobretudo, por recuo lateral das encostas sem, contudo, formar as cornijas abruptas típicas de planaltos sedimentares.

Figura 25 - Mapa Geomorfológico e perfis topográficos do divisor setentrional. As linhas pretas nos perfis demarcam zonas de fraqueza pré-cambrianas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 26 - Vista da encosta meridional da Serra de Santana.

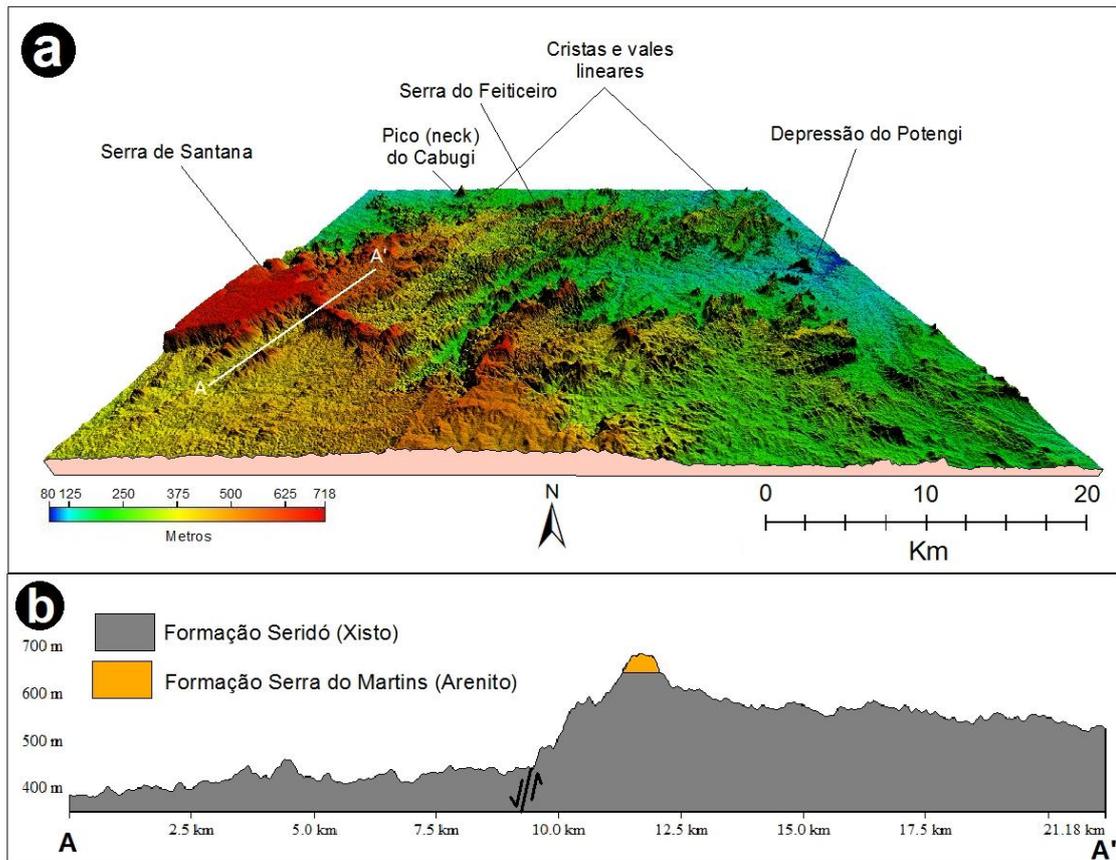


Fonte: Acervo do autor.

As idades para a FSM se situam entre o Oligoceno (25 Ma) (MORAIS NETO et al., 2008) e o Mioceno (20 Ma) (LIMA, 2008). O fato de tais coberturas areníticas cenozoicas se situarem nos atuais níveis somitais denota uma considerável inversão de relevo, a qual se deu em tempos geológicos recentes, levando-se em consideração a ausência de epigenia e o estágio pouco avançado de dismantelamento do platô. O escalonamento das superfícies de cimeira cristalinas subjacentes (Figura 27) e os diferentes patamares nos quais a FSM ocorre sobre a Borborema potiguar evidenciam a influência de processos de soerguimento diferencial sobre a atual compartimentação topográfica. Estes podem ter se dado em decorrência de processos epirogênicos associados ao magmatismo cenozoico (OLIVEIRA; MEDEIROS, 2012), a reativações tectônicas pós-miocênicas ou, mais provavelmente, a uma conjunção entre ambos os eventos.

A sul da cimeira arenítica, os xistos da Formação Seridó se encontram em altitudes de cerca de 400 m, se elevando abruptamente ao se aproximar de uma estrutura de falha (COSTA; DANTAS, 2014) e da encosta meridional da Serra de Santana, onde as cotas chegam até cerca de 600 m. O escalonamento de uma mesma unidade litoestratigráfica com rupturas de patamar tão pronunciadas é uma destacável evidência de soerguimento tectônico diferencial (HACK, 1982). O fato da FSM se situar sobre o bloco mais elevado posiciona essa reativação em um período no mínimo posterior ao Oligoceno, considerando as idades mais antigas para esta (MORAIS NETO et al., 2008).

Figura 27 - Modelo tridimensional da porção norte da Borborema potiguar (a) e perfil topográfico destacando quebras de patamar entre suas cimeiras.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Em outros setores de ocorrência da FSM, como nos platôs de Martins e Portalegre, a inversão de relevo vem sendo atribuída a processos de soerguimento epirogênico atrelado ao *underplating* magmático cenozoico (MAIA; BÉTARD; BEZERRA, 2016). Os remanescentes das coberturas areníticas na paisagem ocupariam setores de erosão diferencial, como maciços graníticos, além de terem uma proteção adicional à erosão representada por crostas lateríticas. No caso da Serra de Santana, essa explicação por si só não oferece um enquadramento evolutivo adequado para os fatos geomorfológicos observados, mormente levando-se em consideração que a maior parte do platô se assenta sobre os litotipos metamórficos da Formação Seridó e do Complexo Caicó.

Além dos três níveis de cimeira destacados acima, um nível planáltico dissecado com cotas variando de 300 a 600 m ocorre ao sul, exibindo consideráveis controles estruturais por parte das Zonas de Cisalhamento (ZCs) regionais, como a ZC Frei Martinho, a ZC Santa Mônica, a ZC Picuí-João Câmara, dentre outras. A sua morfologia em cristas e vales alinhados segundo o *trend* regional NE-SW não permite a identificação de um nível

homogêneo de cimeira, como nos demais patamares elevados do Planalto da Borborema. Tal cenário evidencia o considerável estágio de epigenia bem como o caráter residual desta unidade, além de um acentuado condicionamento estrutural da incisão fluvial.

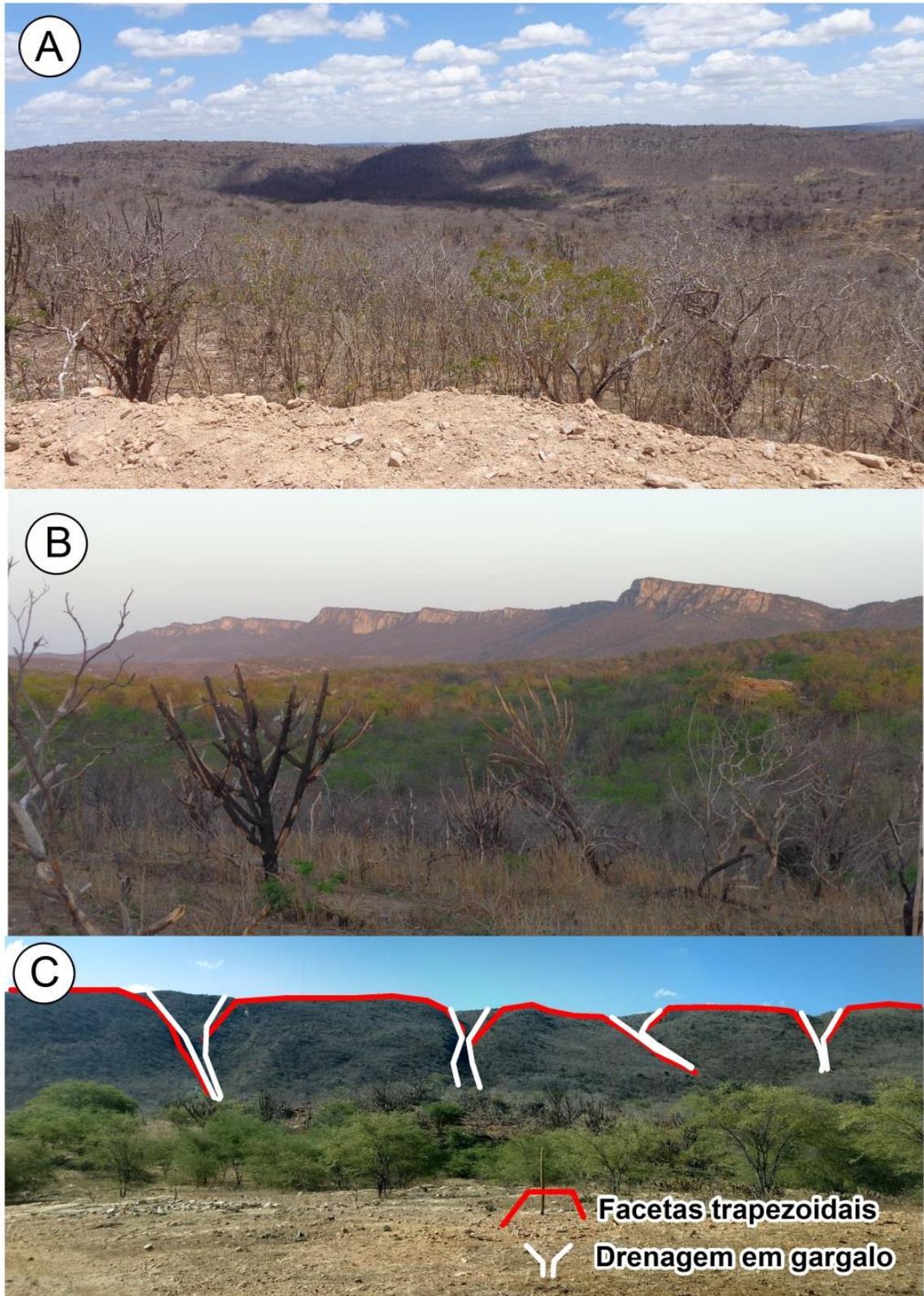
Evidências de soerguimento diferencial se fazem presentes em alguns setores, destacadamente na Serra do Feiticeiro (Figura 28; Figura 29), crista quartzítica de relevo mais aguçado em *flatiron*. Enquanto que a SW esta feição exhibe um modelado dissecado (Figura 28 A; Figura 29 B) com isoípsas que pouco ultrapassam os 450m e canais de drenagem se superimpondo à estrutura, a NE esta ocorre como um relevo homoclinal que supera a cota dos 500 m, com escarpas retilíneas estruturadas em zonas de cisalhamento compressionais (Figura 28 A e B; Figura 29 C). A leste deste setor as encostas formam paredões abruptos enquanto que a face oeste exhibe uma nítida inclinação e, por vezes, drenagens em gargalo e facetas trapezoidais (Figura 28 C), indicando uma retomada erosiva relativamente recente.

Encostas cristalinas dissecadas marcam o contato entre os compartimentos que integram o Planalto da Borborema e o seu piemonte setentrional; o segundo domínio morfoestrutural de maior representatividade espacial na área de estudo. Este se constitui em um conjunto de pedimentos, ora mostrando modelados de aplainamento dissecados, sobretudo em setores subordinados a controles litoestruturais, ora apresentando um modelado de aplainamento conservado, como sobre as litologias metamórficas homogêneas.

O pedimento a leste do divisor, drenado pelos rios Cabugi e Pataxós se situa em cotas rebaixadas, variando entre 50 e 200 m, predominado a cota dos 150 m. Formas de relevo residuais em litologias intrusivas tornam-se mais frequentes à medida que se aproxima do Planalto da Borborema. Já a oeste, nas bacias dos rios Ceará-mirim e Potengi, as cotas se situam entre 150 e 220 m, com maciços e inselbergs em cristas demarcando as principais estruturas do embasamento, como zonas de cisalhamento e fraturas.

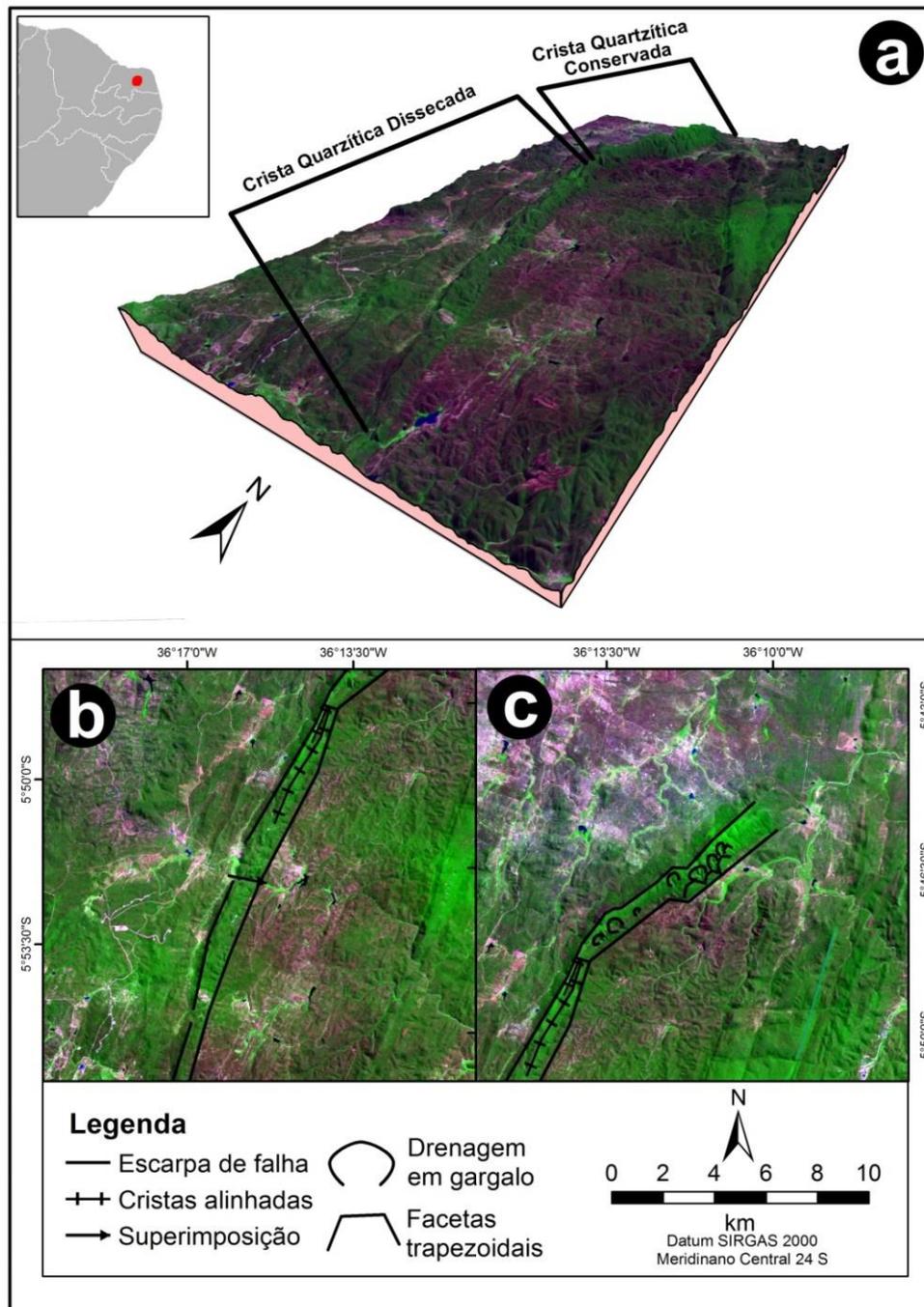
A medida que se aproxima do divisor setentrional, os níveis de epigenia diminuem, indicando a pouca competência da drenagem sobre a dissecação desses setores. A ausência de incisões epigênicas concorre para corroborar a idade mais recente do divisor e de suas cabeceiras, revelando que a vaga erosiva remontante ainda não logrou se adaptar à mudança local do nível de base.

Figura 28 - Serra do Feiticeiro em seus setores dissecados (A) e conservados (B e C).



Fonte: Acervo do autor.

Figura 29 - Modelo tridimensional da Serra do Feiticeiro (a), com destaque para seus diferentes sub-compartimentos (b e c).



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os pedimentos são em diversos setores pontilhados por modelados residuais de denudação, como maciços e inselbergs, quando em litologias quartzíticas e graníticas, e *necks*, *plugs* e diques em litologias vulcânicas.

Os maciços e *inselbergs* ocorrem de forma condicionada ao *trend* estrutural NE-SW, por vezes assumindo um modelado em cristas alongadas quando estruturados em quartzitos

ou rochas plutônicas alojadas em estruturas lineares, como zonas de cisalhamento e fraturas. Contudo, os mesmos também podem assumir uma forma dômica quando em corpos graníticos não subordinados a lineamentos estruturais.

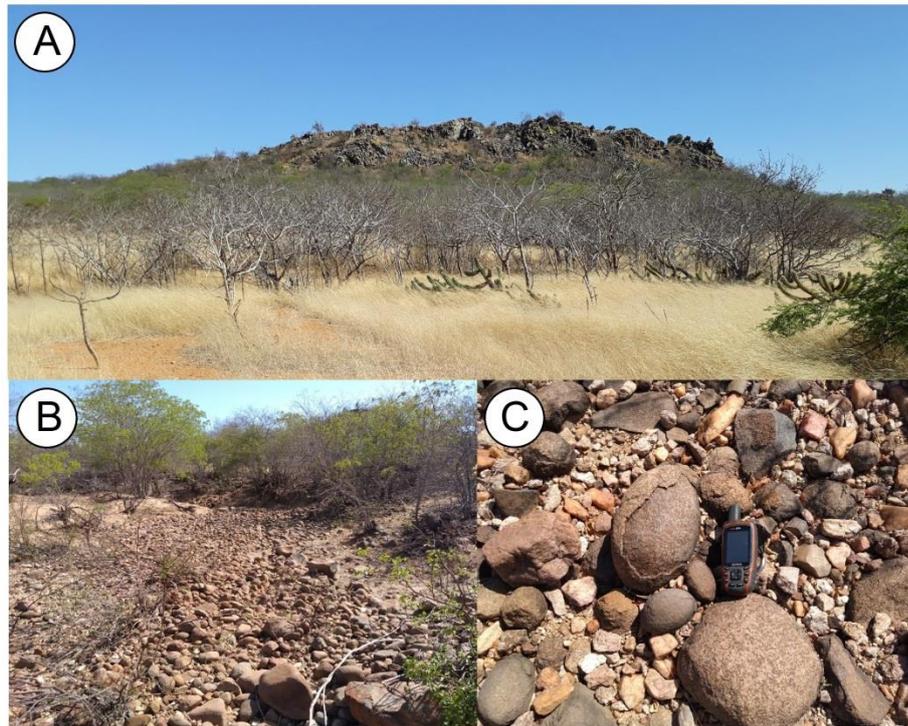
Diques vulcânicos constituídos por basaltos toleíticos se alojam em um conjunto de falhas e faturas de sentido E-W, portanto transversais ao *trend* predominante (Figura 30 A). Estes resultaram do vulcanismo cretáceo Rio Ceará-mirim (MARTINS et al., 1989; MIZUSAKI et al., 2002) e se mostram na paisagem como cristas aguçadas com as encostas recobertas por cascalheiras compostas de clastos basálticos, as quais também entulham os canais de cabeceira que se formam em seu entorno (Figura 30 B e C).

Necks e plugs vulcânicos do magmatismo Macau ocorrem alinhados segundo um *trend* que varia grosseiramente entre N-S e NE-SW, estando em alguns setores alojados em estruturas do embasamento, como o Pico (neck) do Cabugi (Figura 31), o qual ocorre em uma zona de cisalhamento transcorrente dextral. Essa relação entre corpos ígneos cenozoicos e descontinuidades crustais pode indicar que possíveis controles tectonoestruturais exerceram influência sobre as zonas de ascensão de material magmático, conforme demonstrado para outras regiões de vulcanismo cenozoico intraplaca (VALENTINE; PERRY, 2007; LESTI et al., 2008; CAS et al., 2016; VAN DEN HOVE et al., 2017).

As idades para as rochas basálticas do Pico da Cabugi e demais estruturas vulcânicas que ocorrem entre a Bacia Potiguar e a Serra de Santana variam entre 51,8 e 7,1 Ma, estando a maioria destas concentradas entre 30 e 20 Ma (SILVEIRA, 2006; KNESEL et al., 2011). Considerando a idade de 130,1 Ma (MARZOLI et al., 2000), valor mínimo para os diques do vulcanismo cretáceo Rio Ceará-mirim, tem-se uma lacuna de cerca de 80 Ma até a retomada da atividade magmática no divisor setentrional e seu entorno.

Diante do exposto acima emergem algumas questões pertinentes à origem das morfoestruturas observadas: o que ocasionou o interstício de 80 Ma entre os episódios de reativação magmática que afetaram a área? por que o evento subsequente persistiu até o Mioceno Superior, quando já se estabelecera na região um regime de stresses compressivos?

Figura 30 - Dique vulcânico do Cretáceo (A). Destaque para os canais entulhados de seixos e calhaus de basalto (B) e o padrão de descascamento destes (C).



Fonte: Acervo do autor.

Figura 31 - *Neck* vulcânico exumado denominado de Pico do Cabugi.



Fonte: Acervo do autor.

De forma contra intuitiva, à medida que se tem a transição na Placa Sul-americana de um campo de esforços distensivos, predominante desde o início do rifteamento do Mesozoico, para um compressivo, que teoricamente se inicia com a fase Peruviana da orogênese andina (Cretáceo Superior) (COBBOLD et al., 2007), tem-se o aumento da atividade magmática no embasamento a sul da Bacia Potiguar. Esta persiste até o Mioceno Superior (SILVEIRA, 2006; KNESEL et al., 2011), já sob um regime consolidado de

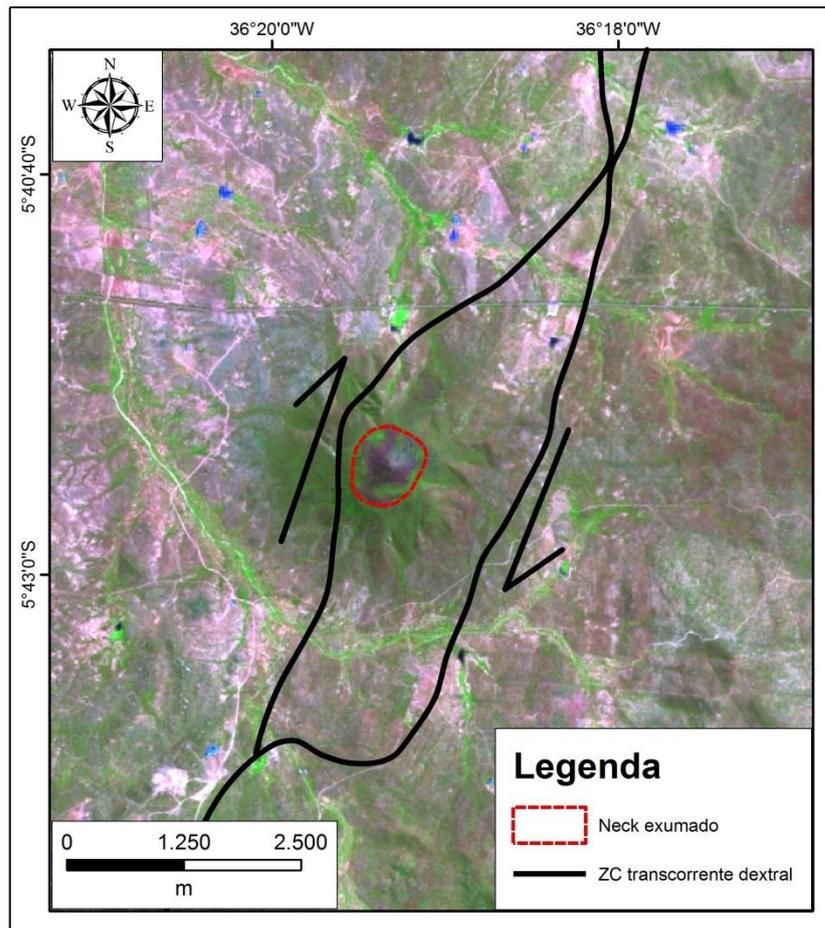
compressão. Correlações semelhantes foram feitas em outras províncias magmáticas cenozoicas em margens passivas, citando-se a exemplo a Newer Volcanic Province, na margem sudeste australiana, cuja ativação se dá em consonância com a inversão tectônica na região (de distensão para compressão) (LESTI et al., 2008; CAS et al., 2016).

Em ambientes submetidos à compressão, a reativação de zonas de cisalhamento e outras discontinuidades nos níveis crustais rasos pode favorecer a atividade magmática em regiões intraplaca na medida em que podem criar janelas locais de transtensão que atuam como *fault jogs* (CAS et al., 2016). Estas podem gerar pontos de decompressão localizada, resultando em fusão de baixo volume na crosta superior e, conseqüentemente, em vulcanismo (LESTI et al., 2008; VAN DEN HOVE et al., 2017). Zonas de intersecção entre estruturas, como entre as zonas de cisalhamento pré-cambrianas NE-SW e as falhas e fraturas cretáceas de direção E-W presentes na área de estudo, favorecem a ocorrência deste processo (LESTI et al., 2008).

No entanto, dificilmente a decompressão localizada pode ser apontada como o processo responsável pela criação das áreas fontes do magmatismo Macau, pois as assinaturas geoquímicas das rochas ígneas da região indicam magmas oriundos do limite astenosfera-litosfera (NGONGE et al., 2016). O modelo do *underplating* magmático decorrente de um mecanismo de convecção de borda (OLIVEIRA; MEDEIROS, 2012; KNESEL et al., 2011) se mostra assim mais plausível neste caso. Contudo, as janelas locais de transtensão podem ter agido como setores preferenciais de ascensão de material magmático, demonstrando uma relação entre a reativação de zonas de fraqueza preexistentes e pontos de extrusão.

O Pico do Cabugi situa-se na bifurcação de uma zona de cisalhamento transcorrente dextral, assemelhando-se estruturalmente a uma *fault jog*. Caso isso se confirmasse, indicaria condicionamento tectonoestrutural em sua localização devido à reativação pós-rifte de zonas de fraqueza herdadas (Figura 32). Na ZC compressional que estrutura a escarpa oriental da Serra do Feiticeiro, um *plug* basáltico ocorre em um contexto semelhante. Estudos geológico-geofísicos adicionais são necessários para corroborar tais inferências.

Figura 32 - Zonas de cisalhamento no entorno do Pico do Cabugi assemelhando-se a uma estrutura de janela transtensional.



Fonte: Estruturas geológicas compiladas de Angelim, Medeiros e Nesi (2006) e Costa e Dantas (2014).

O principal efeito do magmatismo Macau na paisagem foi o soerguimento de um patamar elevado entre as bacias que drenam para o rio Piranhas-Açu e as que seguem para o Atlântico Leste. Esta feição, a qual se alinha no *trend* NE-SW, se constitui no que se chama no presente estudo de divisor setentrional e tem seu limite a oeste na zona de cisalhamento que possivelmente controla estruturalmente o Pico do Cabugi, sendo o relevo aqui mais inclinado que na face leste. Morfologicamente, os níveis mais elevados se apresentam como baixos domos que dispersam a drenagem em padrão radial. Estes domos podem se tratar de corpos ígneos que não chegaram a extrudir nem ser exumados, promovendo apenas o soerguimento do embasamento subjacente. A ausência de epigenia sugere uma baixa competência erosiva dos canais de cabeceira neste setor, bem como o caráter recente desta forma de relevo.

Diferentemente do divisor meridional, como será visto em tópicos posteriores, as altitudes no divisor setentrional diminuem à medida que se vai em direção à sua porção central. Além de indicar que o soerguimento cenozoico pode ter sido mais ativo em suas

extremidades (Serra Verde, a norte, e Serra de Santana, a sul), a sua morfologia côncava sugere que esta área pode ter sido em tempos pretéritos o alto ou médio curso de um sistema hidrográfico maior, sendo, portanto o resultado de uma inversão de relevo que desarticulou um sistema de drenagem pré-existente.

Baixos divisores dispostos na paisagem como vales secos entre canais de cabeceiras de sentidos opostos denunciam antigas ligações entre a rede de drenagem regional. Estas feições, por vezes, ocorrem próximas a estruturas vulcânicas, indicando uma influência do magmatismo cenozoico sobre o seu alçamento (Figura 33).

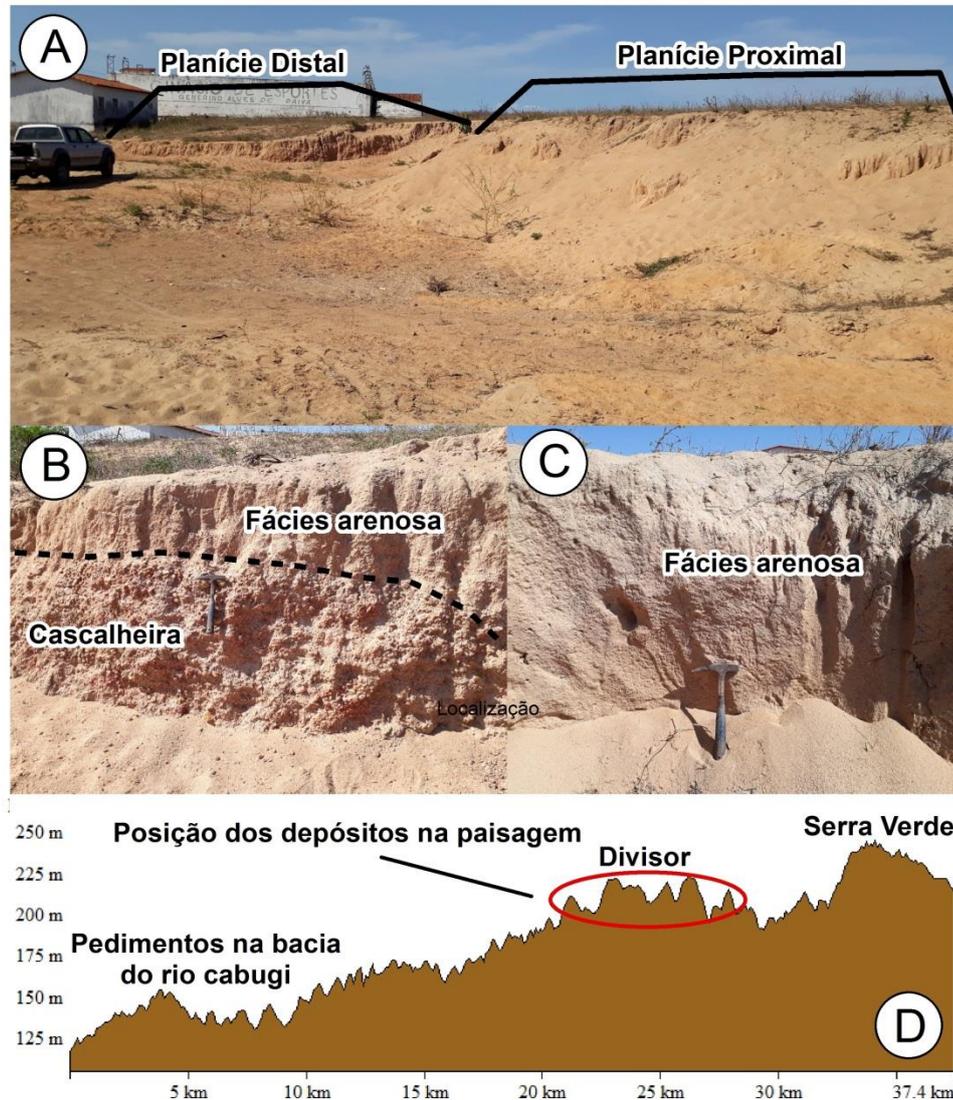
Figura 33 - Baixo divisor localizado entre relevos de crista e *necks* vulcânicos exumados.



Fonte: Wemerson Silva (2018).

A medida que segue para a Bacia Potiguar, os domos do divisor passam a apresentar coberturas aluviais antigas sobre os interflúvios, sobretudo onde ocorre o Arenito Açú (112-94 Ma - Cretáceo Superior) (COSTA; DANTAS, 2014) (Figura 34). A origem fluvial destes depósitos é corroborada por Costa e Dantas (2014). Sua estratigrafia, no entanto, varia ao longo das áreas de ocorrência, com depósitos mais arenosos nas porções centrais e cascalheiras em suas extremidades. Essa configuração permite se aventar a hipótese de que a área outrora se tratava de uma planície de inundação, onde os sedimentos arenosos ao centro corresponderiam à sua porção distal enquanto os mais grossos à fácies proximal (Figura 34 A, B e C).

Figura 34 - Depósitos aluvionares sobre divisor de drenagem. Destaque para a mudança de granulometria ao longo do corte (A), com sedimentos mais grosseiros à esquerda (B) e menos grosseiros à direita (C). A posição na paisagem (D) sugere inversão de relevo.



Fonte: Acervo do autor.

Com relação ao grau de arredondamento dos clastos, a partir de uma análise visual preliminar in loco pode-se classificar os depósitos encontrados como sub-angulosos a subarredondados, indicando que o transporte não foi longo. É difícil apontar seguramente uma área fonte para os sedimentos, podendo estes resultar do próprio arenito Açú. Contudo, a imbricação dos clastos sugere uma paleocorrente com um sentido SW-NE, o que indicaria um sistema fluvial com uma direção de fluxo oposta a da atual rede de drenagem na área, que segue de NE para SW (Figura 35). Além disso, este sentido também permite apontar hipoteticamente as áreas cristalinas dos pedimentos a SW como uma provável área fonte original, o que não seria possível sem que houvesse ocorrido um vigoroso processo de inversão de relevo.

Figura 35 - Imbricação dos clastos nos depósitos analisados.



Fonte: Acervo do autor.

Levando-se em consideração as características sedimentológicas dos depósitos observadas preliminarmente em campo, bem como o seu atual posicionamento na paisagem, estes são indicadores, além de inversão de relevo, de rearranjos da rede de drenagem regional a partir de reversão do sentido da drenagem. Caso essa hipótese se confirme, necessitando-se para isso uma análise detalhada das paleocorrentes e estudos de proveniência geoquímica, ela indicaria a persistência de processos de soerguimento na região ao longo do quaternário. Coberturas aluviais quaternárias dispostas em outros setores da bacia Potiguar, como em Serra do Mel, também são apontadas como evidência de movimentação vertical recente na referida bacia sedimentar (MAIA; BEZERRA, 2014a; 2015).

Os depósitos se repetem sobre pequenos morros areníticos dissecados que compõem a encosta sul da Serra Verde (Figura 36), a qual se constitui no seu *front*, levando-se em consideração esta se tratar de um relevo cuestiforme. A morfologia local é de um típico front de cuesta festonado, com reentrâncias marcando o posicionamento das cabeceiras de drenagem, as quais em certos casos mostram-se alinhadas, indicando possíveis controles estruturais.

No reverso da Serra Verde, tem-se uma plataforma carbonática estruturada no calcário Jandaíra, cujo caimento se dá para NNE. As características de permeabilidade da litologia local fazem com que a densidade de drenagem diminua drasticamente. Os canais que nascem nesse setor são curtos, estando suas cabeceiras a menos de 50 km da costa.

Figura 36 - Planalto sedimentar da Serra Verde.



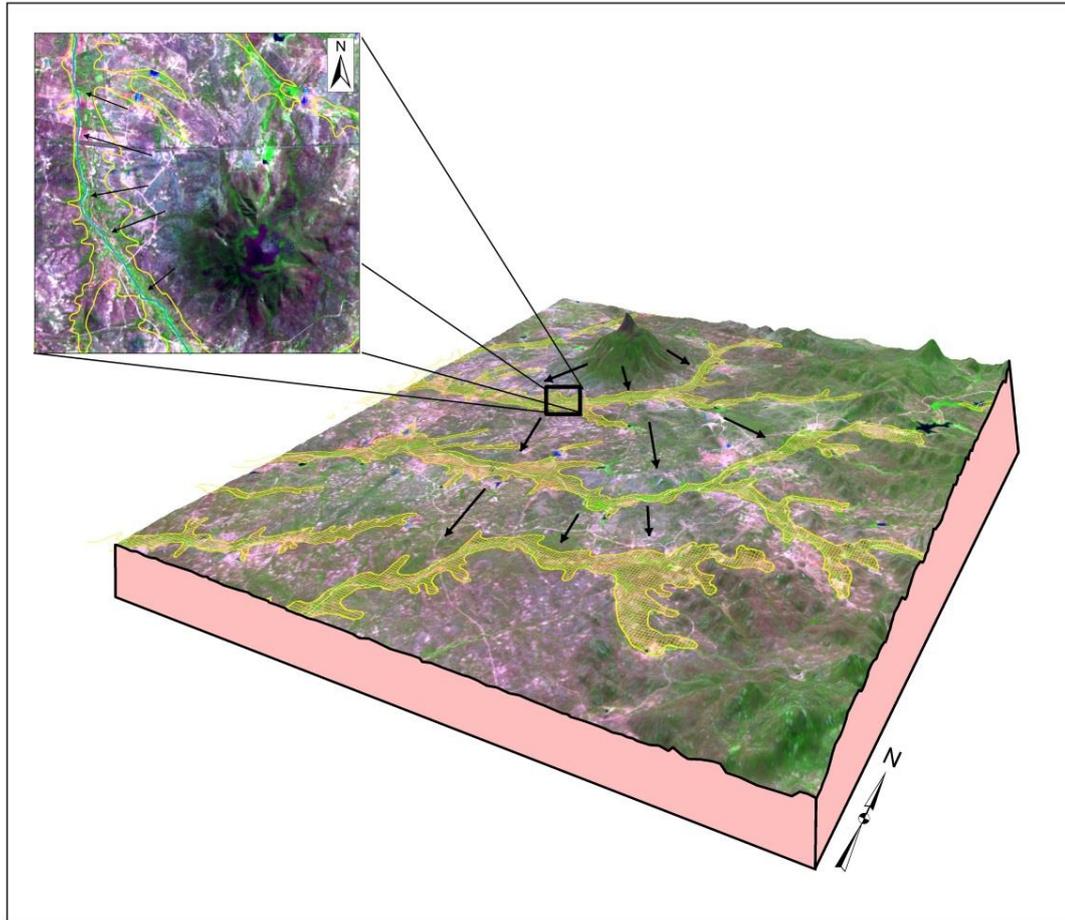
Fonte: Acervo do autor.

Plainos aluviais ocorrem nos principais canais que drenam a região. A leste, enquanto seus principais tributários têm suas áreas de acumulação orientadas segundo o *trend* NE-SW, os rios Ceará-mirim, a norte, e Potengi, mais ao sul, cortam o embasamento de forma discordante às estruturas, estando as maiores zonas de deposição quaternária nas calhas destes canais.

Controles não são nítidos nos tributários dos rios Cabugi e Pataxós, a oeste. Assim como a leste, estes fluem em sentido transversal às principais estruturas do embasamento e seus plainos aluviais acompanham esta morfologia. Contudo, é nítido o modo como os tributários do rio Cabugi e o próprio alto curso deste a SW estão defletidos a partir da estrutura vulcânica homônima, originando um conspícuo padrão anelar (Figura 37).

Na zona de acumulação do rio Cabugi, em uma análise rápida é possível se perceber como seu leito se aproxima mais da margem esquerda do plaino, num sentido jusante-montante, enquanto a margem direita se apresenta mais desenvolvida que sua contraparte. Essa migração lateral do canal está possivelmente condicionada a um soerguimento dômico, o qual por sua vez influi na deposição quaternária. Entretanto, a análise morfológica da área sugere que estes controles se estenderam temporalmente à fases posteriores à interferência do magmatismo Macau, sobretudo no que diz respeito à configuração fluvial; estando o padrão de drenagem anelar dentre os mais recentes que se pode encontrar na paisagem.

Figura 37 - Padrão anelar dos canais e plainos aluviais no entorno do Pico do Cabugi. As setas pretas indicam a direção de deflexão lateral dos canais e plainos aluviais no entorno da estrutura vulcânica.



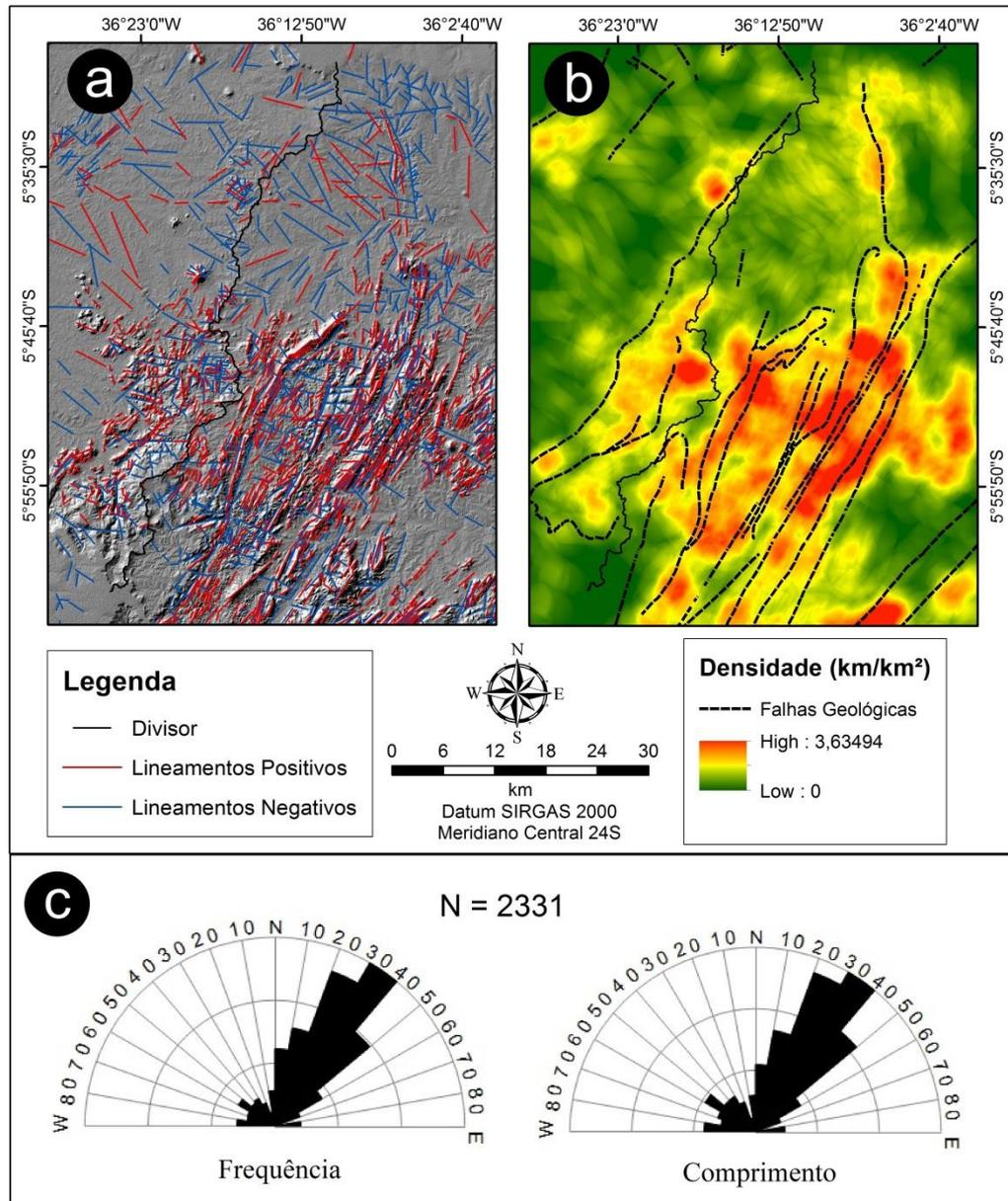
Fonte: Elaborado pelo autor.

No tocante ao *trend* estrutural NE-SW, bem marcado devido ao maior adensamento de zonas de cisalhamento neste setor do que em outras áreas do NE setentrional, este é mais perceptível nos níveis planálticos ao sul, nitidamente condicionando a direção das cristas e vales. Os mapas de distribuição espacial e densidade de fotolineamentos (Figura 38 a e b) destacam uma relação direta entre as zonas de fraqueza pré-cambrianas e os setores de maior ocorrência de feições lineares de relevo. Isso evidencia que as ZCs foram, ao longo de toda a história pretérita e recente da região, os principais setores de nucleação de estruturas rúpteis, como falhas e fraturas, as quais seguem predominantemente o seu direcionamento (Figura 38 c).

Na bacia Potiguar e no platô arenítico da Serra de Santana, bem como ao longo de quase toda a extensão do divisor, a densidade de fotolineamentos diminuiu consideravelmente. No caso da bacia Potiguar, as ZCs do embasamento possuem prolongamento sob os estratos sedimentares cretáceos, sendo o soerguimento do

compartimento Serra Verde associado à reativação sob a bacia das referidas estruturas (DINIZ et al., 2017).

Figura 38 - Distribuição, densidade e direção preferencial dos fotolineamentos estruturais no divisor setentrional.



A ausência de fotolineamentos ao longo do divisor setentrional não exclui a importância das zonas de cisalhamento pré-cambrianas na sua evolução, levando-se em consideração que este também se alinha segundo seu *trend*. Contudo, a influência destas estruturas é atenuada frente aos centros de soergimento térmico associados às zonas de

vulcanismo, os quais acabam condicionando a morfologia da drenagem e do relevo no divisor e nos pedimentos do entorno.

8.1.2 Análise morfométrica do divisor setentrional

Do ponto de vista da morfologia do relevo e da drenagem, diversas são as evidências de deformações resultantes de soerguimento cenozoico no divisor setentrional. Contudo, uma abordagem quantitativa baseada em variáveis morfométricas se faz necessária, a qual será esmiuçada nos parágrafos que se seguem.

Na escala da bacia de drenagem, a análise das curvas hipsométricas e suas respectivas integrais (IH) (Figura 39) indica um padrão onde as sub-bacias de relevo mais vigoroso se encontram nos setores mais elevados a norte e a sul, na Serra Verde e nas cimeiras do Planalto da Borborema, respectivamente. Curvas com perfis mais convexas podem representar áreas de possível rejuvenescimento do relevo, bem como erosão diferencial. Isso ocorre, sobretudo, a norte (sub-bacias 1, 2, 4, 5, 6, 7, 8 e 10) onde as sub-bacias se dispõem de forma radial em torno de feições dômicas nas quais, como relatado anteriormente, registra-se um importante evento recente de inversão de relevo e reversão de drenagem documentada pela ocorrência de depósitos aluviais encimando os interflúvios.

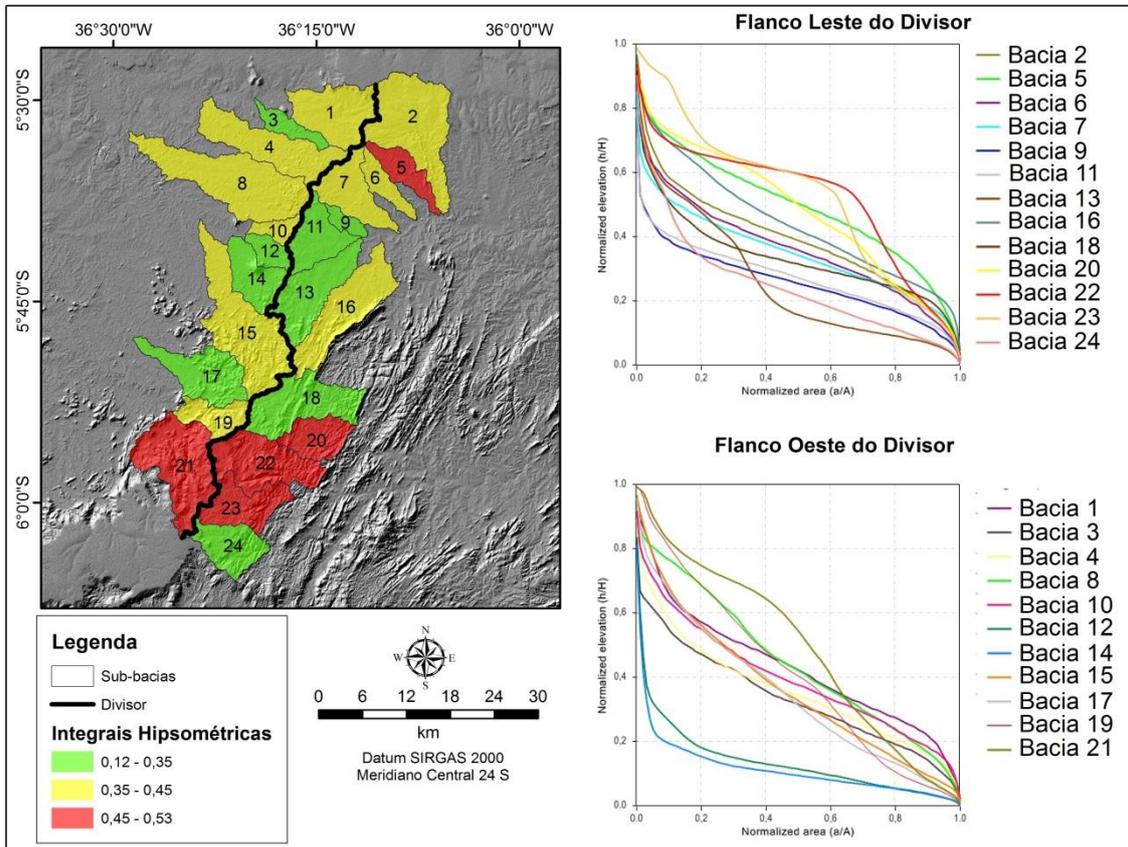
Ao sul no Planalto da Borborema, sobretudo nas proximidades da Serra de Santana, curvas convexas com respectivas IHS mostrando valores elevados evidenciam outro núcleo de sub-bacias elevadas (sub-bacias 19, 20, 21, 22 e 23). A inversão de relevo da qual resultou o alçamento dos platôs areníticos da FSM potencialmente provocou o rejuvenescimento deste setor. Contudo, fatores de ordem litoestrutural são preponderantes na manutenção do relevo elevado destas sub-bacias, considerando se tratar este setor de uma área de ocorrência de vários corpos intrusivos graníticos associados à suíte Dona Inês (Sienogranito - Neoproterozoico).

Curvas com sinuosidade irregular, como na sub-bacia 18, apesar de possuírem um baixo valor de IH, são referidas na literatura como indicadores de rejuvenescimento diferencial entre os seus trechos, possivelmente associado a rearranjo da drenagem, como capturas fluviais, em setores de cabeceiras (GIACONIA et al., 2012). Contudo, variações litológicas ao longo da bacia também podem resultar neste padrão de sinuosidade.

Contra intuitivamente, as sub-bacias no entorno do Pico do Cabugi (bacias 11, 12, 13 e 14), principalmente as de número 12 e 14, exibem os menores valores de IH registrados no divisor setentrional, bem como as curvas de maior concavidade. Deformações resultando de

soerguimento neste setor são evidentes na paisagem, lembrando aqui os canais e plainos aluviais que se defletem a partir do neck exumado, bem como os baixos divisores no entorno.

Figura 39 - Curvas hipsométricas e mapa de variação de suas integrais para o divisor setentrional.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Diante do exposto acima, duas hipóteses podem ser levantadas. Inicialmente pode-se supor que, cessada a atividade magmática, o resfriamento dos corpos basálticos exumados geraria um aumento de densidade e consequente subsidência das estruturas vulcânicas. Sendo o Pico do Cabugi a feição de *neck* de maior volume encontrada na região, os efeitos desta subsidência seriam mais perceptíveis em seu entorno. Casos semelhantes são relatados na literatura, como na margem ocidental da Escócia, onde pulsos de magmatismo cenozoico associado a *underplating* geram soerguimento seguido de subsidência nos intervalos entre estes (MCLENNAN; LOVELL, 2002). Contudo, carece-se de evidências na paisagem para a corroboração de tal suposição.

A segunda hipótese pode se mostrar mais plausível. Os corpos vulcânicos isolados de baixo volume geram soerguimento em seu entorno, formando pequenos domos que dispersam a drenagem de forma radial. Contudo, não é o calor emanado por estes que gera os maiores pulsos de movimento epirogênico, mas sim o propagado de níveis crustais mais profundos

onde se instalam as câmaras magmáticas que os alimentam, que no caso da Província Borborema resulta do processo de *underplating* magmático, conforme mencionado anteriormente. Dessa forma, o principal componente de movimentação vertical positiva neste caso é regional, apesar das estruturas induzirem setores de soerguimento diferencial.

Anteriormente foi dito que os baixos divisores e a inversão de relevo de antigas planícies aluviais com paleocorrentes indicando uma direção contrária do fluxo atual sobre o atual divisor sugeririam o processo de reversão do sentido da drenagem. Num episódio de soerguimento regional, onde um bloco se eleva como um todo, setores topograficamente rebaixados como fundos de vales ganhariam elevação, mas se manteria na mesma posição relativa, considerando-se o entorno alçado.

Levando-se em consideração uma faixa de soerguimento que se inicia na Borborema Potiguar, sobretudo nos setores de inversão da FSM, e vai até a Bacia Potiguar, na Serra Verde, é plausível que o vale da antiga drenagem se mantenha na paisagem como um divisor côncavo com um centro rebaixado e extremidades elevadas. Sendo a drenagem bastante sensível a variações sutis de nível de base, esta sofreria deformações, capturas e reversões mesmo sem grandes movimentações verticais. A natureza recente da epirogenia e baixa capacidade erosiva dos canais que drenam o semiárido favoreceriam a manutenção da morfologia deprimida original.

Com relação ao paleodivisor do cenário hipotético relatado, este se situaria mais à leste, na porção terminal NE do Planalto da Borborema, provavelmente no que hoje se configuram como conjuntos de cristas e relevos estruturais delimitados por ZCs, sobre os quais a drenagem já se superimpôs. Assim, num estágio pré-magmatismo cenozoico, o atual alto curso do rio Ceará-mirim estaria conectado à bacia do rio Cabugi.

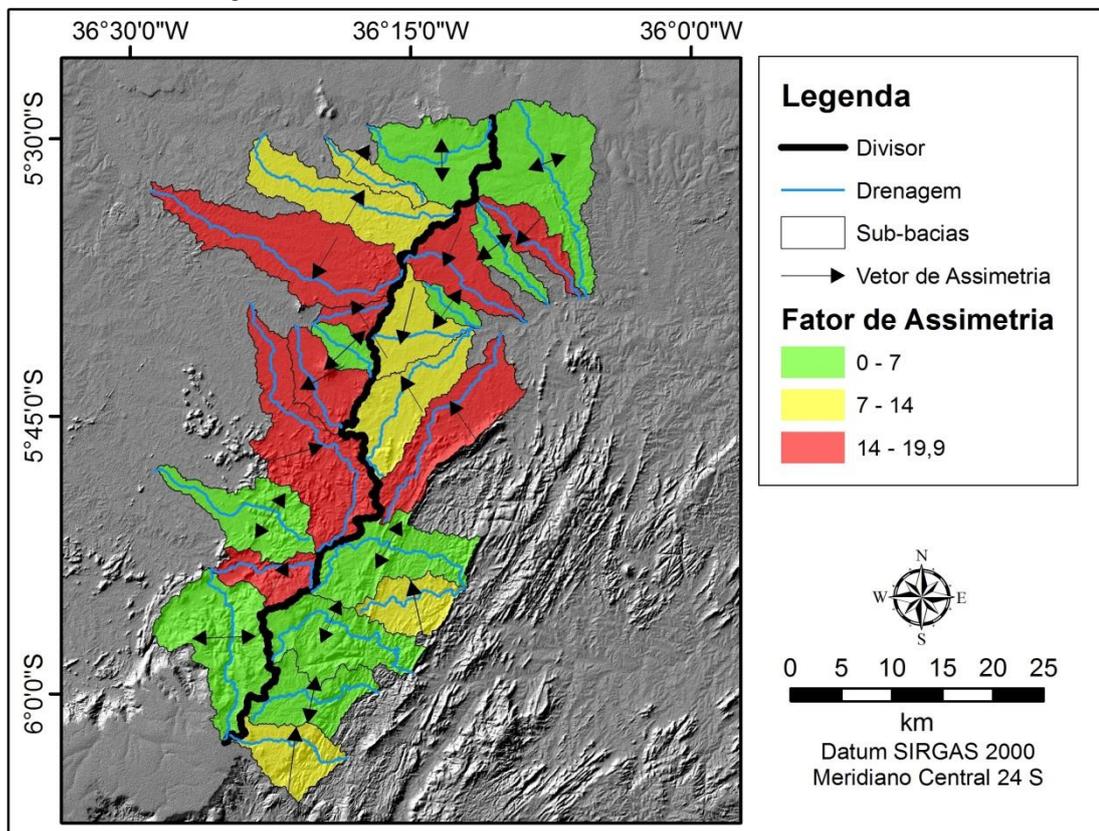
Com o soerguimento do novo divisor mais a oeste, tem-se um desmembramento da rede de drenagem, ficando o que hoje se configura como o alto curso da bacia do rio Ceará-mirim como o setor revertido, enquanto a drenagem hoje correspondente ao rio Cabugi representaria o trecho desajustado, conforme classificação de Zelilidis (2000). Por se tratar de um antigo médio-baixo curso, a epirogenia nestes setores já era pouco pronunciada e foi atenuada ainda mais pelos centros menores de soerguimento dômico, que geraram zonas pontuais de rejuvenescimento.

A recém-formada paleobacia endorreica do rio Ceará-mirim foi rapidamente capturada pelos canais que avançavam da costa. A abertura do Atlântico leste e o consequente soerguimento flexural da borda neste setor no Cretáceo Superior criaram uma rede de canais E-W condicionados estruturalmente com cabeceiras acentuadamente elevadas em relação ao

seu novo nível de base. Isso promoveu um rápido avanço destes sobre o paleodivisor e captura da bacia do rio Ceara-mirim. O fato do alçamento cretáceo da Borborema neste setor não ter sido tão proeminente, originando uma margem passiva elevada como a sul, permitiu que tais processos de rearranjo fluvial ocorressem de forma plena.

Ainda em escala de sub-bacia, o fator de assimetria (Figura 40) indica um padrão onde os menores valores de FAB se concentram nas extremidades do divisor, enquanto os médios e elevados se situam no entorno das feições dômicas e *necks* exumados. Na Serra do Feiticeiro, é perceptível o modo como a bacia a oeste de seu trecho conservado deflete em sentido oposto a este.

Figura 40 - Fator de assimetria das bacias do divisor setentrional.



Fonte: Elaborado pelo autor.

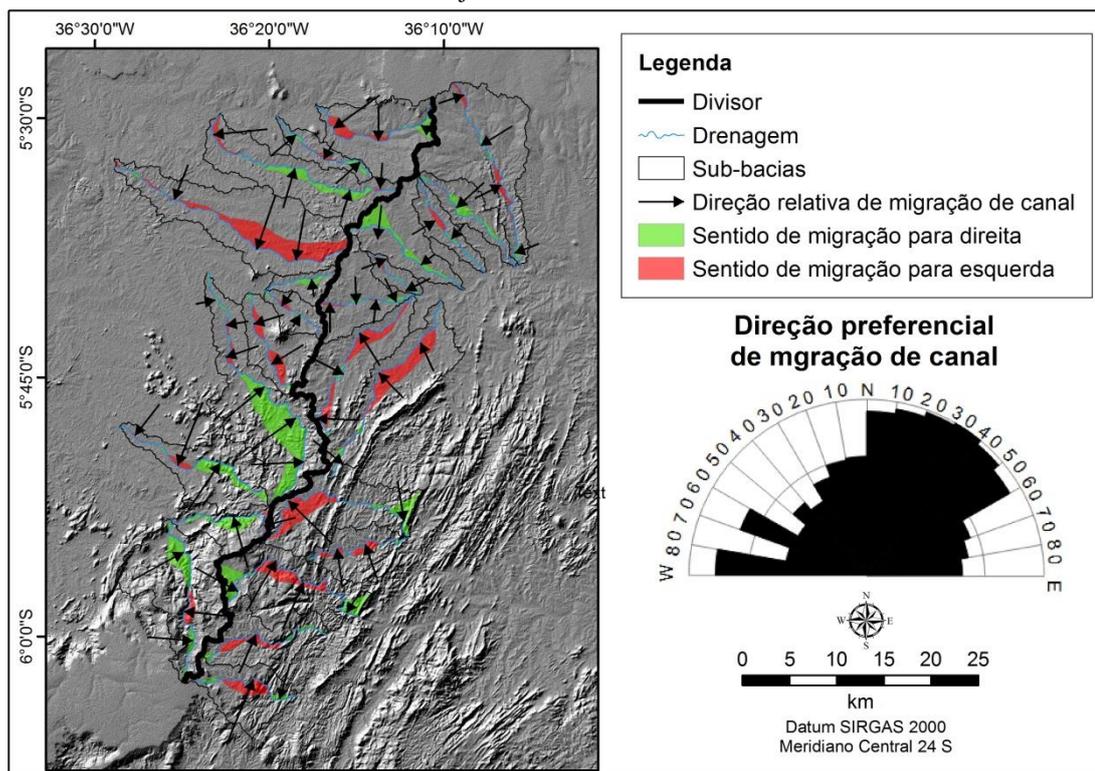
Nas bacias ao sul, os baixos valores de FAB indicam um maior encaixamento da rede de drenagem em estruturas do embasamento, o que é esperado considerando-se que estas são as áreas mais fraturadas, conforme densidade de fotolineamentos. O condicionamento estrutural, portanto, limita a migração dos canais.

O FAB oferece uma perspectiva geral do grau e direção de inclinação de bacias, contudo este acaba, sobretudo com relação aos vetores de assimetria, mascarando diversas

variações locais de migração de canais, as quais são mais relevantes para regiões de reativações tectonomagmáticas mais sutis, como nas margens passivas. Dessa forma, o Fator de Simetria Topográfica Transversal se mostra como uma ferramenta mais útil à análise morfométrica nestes ambientes.

Para o divisor setentrional, os padrões de migração lateral de canal são variáveis, refletindo muitas vezes reajustes internos do canal (Figura 41). Contudo, é perceptível a relação entre os setores de maior relevo com as áreas de maior assimetria. Nas bacias ao sul da Serra de Santana, sobre o Planalto da Borborema, os vetores de migração, em sua maioria, seguem o *trend* NE-SW, com poucas variações locais. A deflexão destes canais a partir das cimeiras elevadas indica que estes setores têm agido como núcleos de soerguimento, promovendo deformações ainda impressas na atual rede de drenagem.

Figura 41 - Fator de simetria de canal para o divisor setentrional demonstrado a partir de polígonos de deflexão lateral, vetores de migração e diagrama de roseta destes. O sentido de migração leva em consideração a direção jusante-montante.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A sul da Bacia Potiguar, alguns canais exibem uma tendência a se defletir a partir da Serra Verde. Contudo, este padrão de migração não é tão acentuado como no Planalto da Borborema. Isso indica menores taxas de movimentação vertical neste setor, bem como o encaixamento da drenagem em estruturas do embasamento, como no caso da sub-bacia 2 (ver

numeração das sub-bacias nas Figuras 8.15), cujo canal principal é condicionado por uma ZC transcorrente dextral de direção NNW-SSE. Essa limitação de mobilidade lateral faz com que seu curso se mantenha próximo a linha média da bacia, com mudanças muito sutis.

Novamente, o padrão de deflexão a partir do setor mais elevado da Serra do Feiticeiro se repete em escala de canal, o que ocorre como uma evidência adicional de soerguimento diferencial neste setor. A sul, na porção dissecada, os canais se mantem próximos a linha média da bacia, distanciando-se dessa apenas em zonas onde se encaixam em estruturas do embasamento. Inflexões abruptas marcam estes trechos.

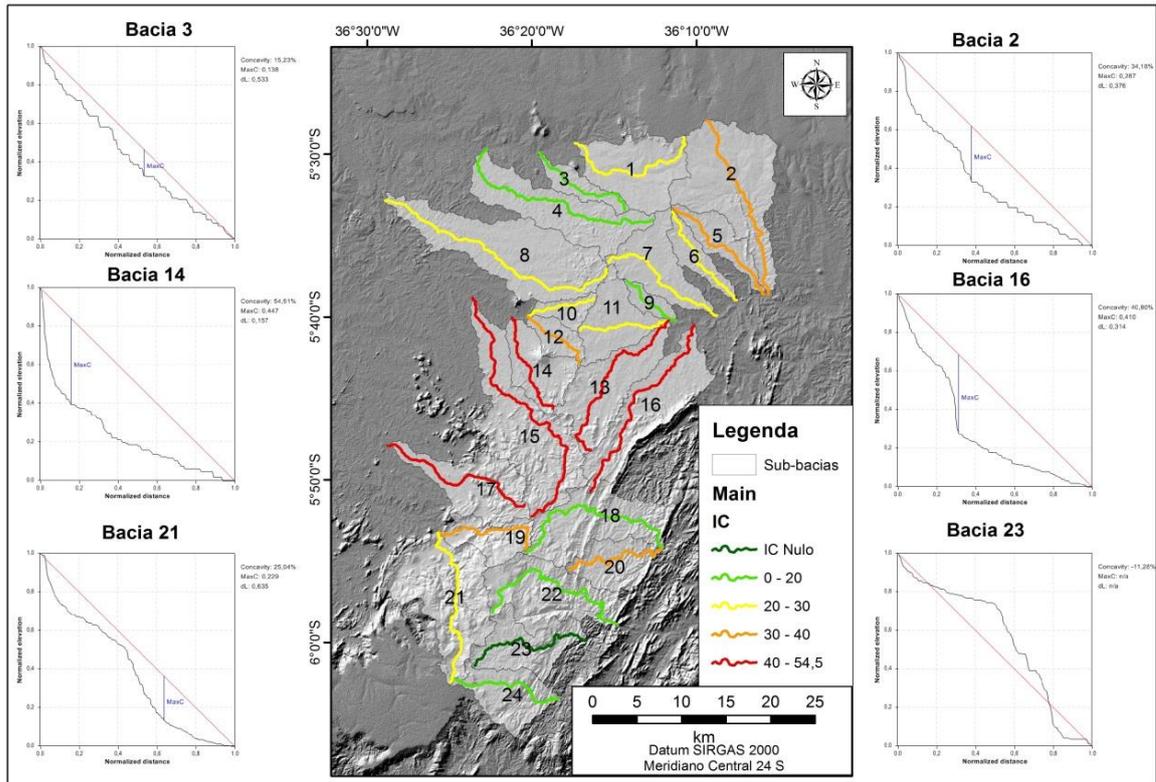
No centro do divisor, os *trends* de migração são variados, com zonas de deflexão lateral dos canais a partir do Pico do Cabugi e domos que compõem os setores elevados do divisor setentrional. Analisando-se o diagrama de rosetas de migração (Figura 41) percebe-se esse caráter, predominando as direções NE-SW, N-S e E-W, bem como os sentidos opostos a estes. Isso mostra que a drenagem está sendo perturbada por uma série de fatores conjugados, como movimentações verticais nas extremidades do divisor e domeamentos de menor escala em sua parte central.

Os valores de concavidade (IC) (Figura 42) dos canais também apresentam uma elevada variabilidade, contudo percebe-se um padrão em que os canais na porção central do divisor possuem perfis longitudinais côncavos consideravelmente abaixo da linha de tendência, além de serem estes os setores com *knickpoints* mais bem marcados. É neste trecho onde se estabelece a transição das cimeiras do Planalto da Borborema para os pedimentos que constituem o seu piemonte.

No entorno do Pico do Cabugi, assim como nos casos das curvas hipsométricas e seus IHS, os perfis longitudinais apresentam um elevado IC (sub-bacias 12, 13, 14, 15, 16 e 17). Ao sul da Serra Verde estes são variáveis, havendo canais com perfis mais côncavos abaixo da linha de tendência (sub-bacias 1, 2, 5, 6 e 7) e outros mais próximos desta (sub-bacias 3 e 4).

Sobre o Planalto da Borborema, a NE da Serra de Santana, têm-se os maiores ICs registrados na região, com perfis longitudinais acentuadamente próximos e por vezes acima da linha de tendência (sub-bacias 18, 22, 23 e 24), havendo inclusive um canal com concavidade nula (sub-bacia 23). *Knickpoints* também são bem marcados neste setor, retratando uma maior variabilidade litoestrutural, bem como uma maior atuação neste setor, seja em tempos pretéritos ou recentes, de uma tectônica de caráter mais rúptil, gerando patamares.

Figura 42 - Variação do Índice de Concavidade no divisor setentrional e perfis longitudinais normalizados de bacias amostrais.



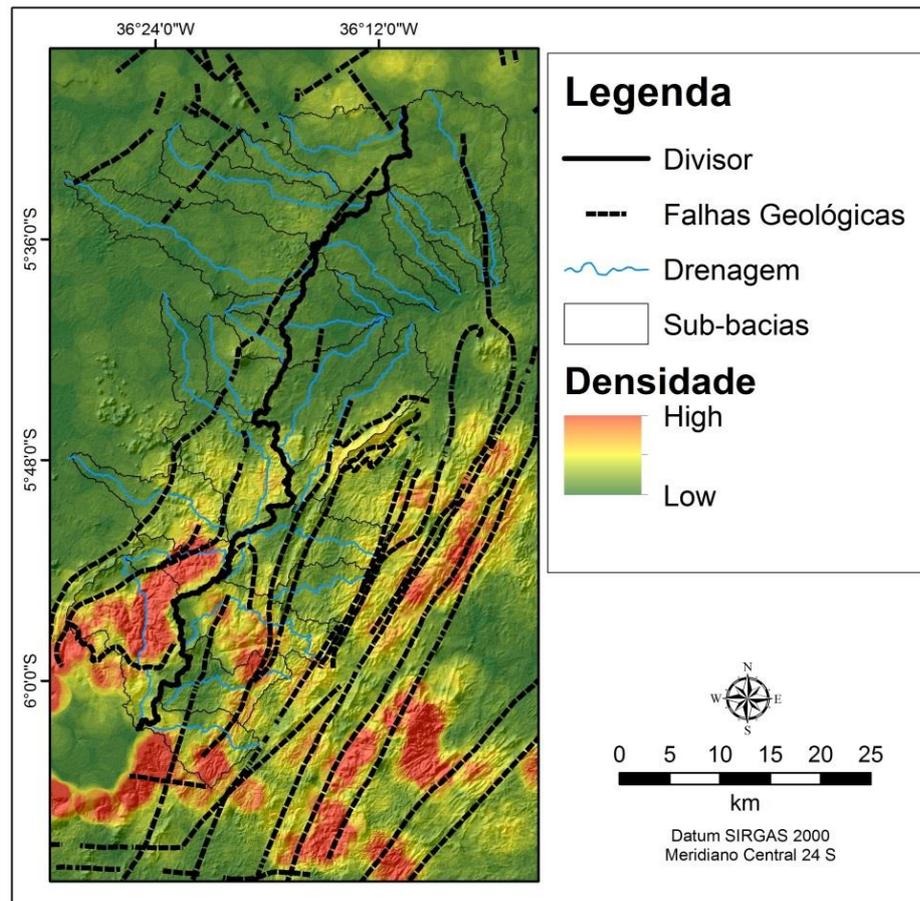
Fonte: Elaborado pelo autor.

Com relação aos *knickpoints* identificados a partir da extensão *Knickpoint Finder*, assim como os fotolineamentos, estes se concentram nos canais situados nas áreas de adensamento de ZCs pré-cambrianas (Figura 43), as quais também muitas vezes coincidem com contatos litológicos. É notável a sua maior ocorrência nas quebras de patamar que separam o platô arenítico da Serra de Santana das demais cimeiras do Planalto da Borborema.

Nos setores de piemonte, há uma considerável redução do adensamento de *knickpoints*, o que demonstra uma maior influência de processos de domeamento associados ao magmatismo cenozoico do que de uma tectônica propriamente rúptil. Além disso, há uma maior homogeneidade litológica nestes setores, e menos discontinuidades crustais.

Por último, os valores de χ oferecem um resumo apropriado da evolução cenozoica da paisagem no divisor setentrional. A tendência geral mostra um estágio de relativa estabilidade desde o pico do Cabugi até a escarpa sul da Serra Verde, contudo neste último trecho há uma ligeira vantagem erosiva para as cabeceiras do rio Ceará-mirim (setor A da Figura 44). Este setor de instabilidade local reflete um maior grau de deformação, coincidindo com as áreas de ocorrência dos depósitos aluviais capeando os topos dos interflúvios. Os maiores ICs para os canais na face leste em relação aos da face oeste do divisor neste trecho estão em consonância com esta constatação.

Figura 43 - Densidade de *knickpoints* no entorno do divisor setentrional. Notar relação com as estruturas do embasamento.



Fonte: Elaborado pelo autor.

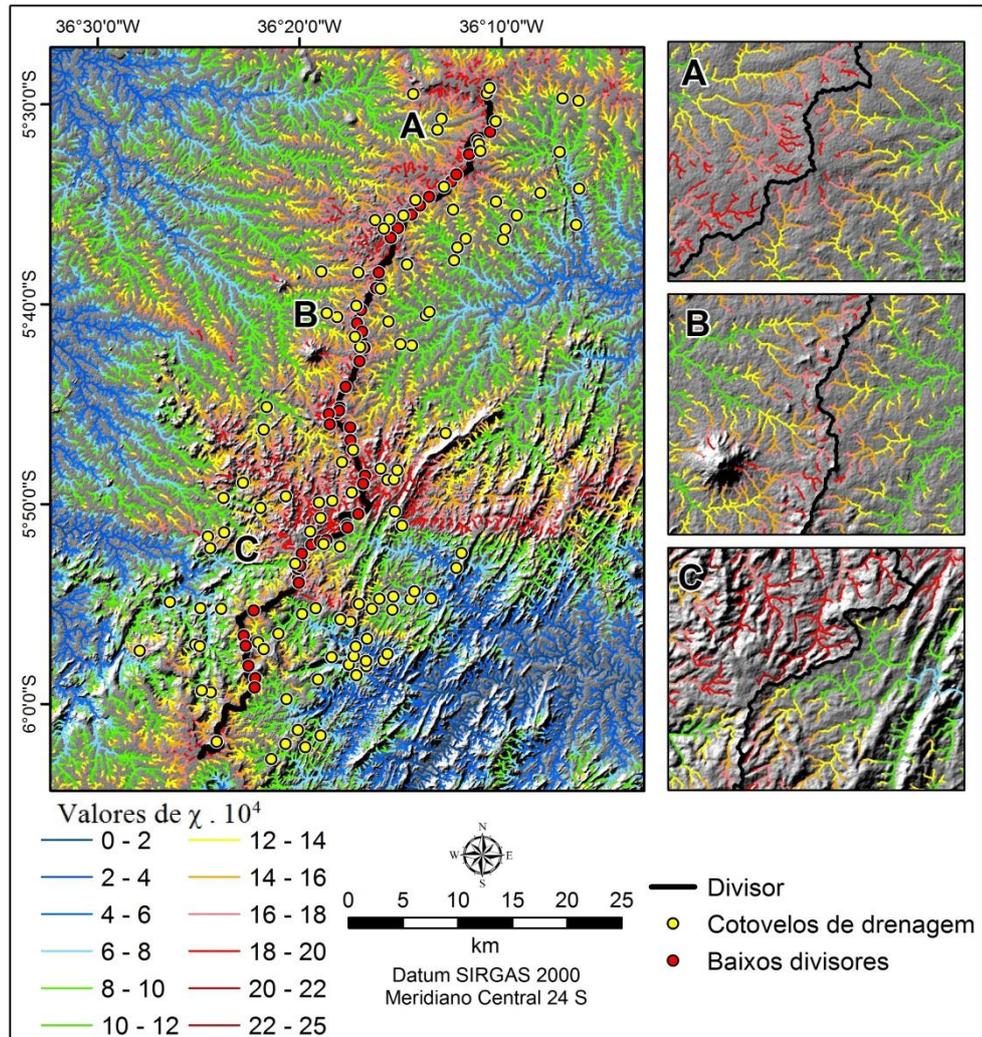
Na porção central do divisor, no entorno do Pico do Cabugi, ocorre o setor de maior estabilidade (setor B da Figura 44). Apesar dos canais principais das bacias analisadas neste trecho apresentarem elevados ICs, morfologicamente tem-se a ausência de epigenia na paisagem, a qual só se acentua à medida que se adentra no nível planáltico dissecado em cristas e vales. No divisor entre os rios Potengi e Cabugi (setor C da Figura 44), o grau de instabilidade entre as cabeceiras aumenta abruptamente, sendo o rio Potengi o que detém a vantagem erosiva.

Em todos os setores localizados de instabilidade, sempre as drenagens atlânticas possuem a vantagem erosiva em relação aos canais que drenam para o Piranhas-Açu. Isso se dá em virtude destas primeiras estarem mais distantes hipsometricamente de seu nível de base, no caso o próprio Atlântico Leste.

O rio Potengi é o que apresenta as cabeceiras com maior vantagem erosiva e capacidade de avanço sobre as demais bacias. É notório como o seu divisor a norte avança

sobre a bacia do rio Ceará-mirim, sendo o grau de instabilidade neste trecho maior do que no divisor entre as bacias atlânticas e interiores.

Figura 44 - Valores de χ para o divisor setentrional e distribuição espacial de anomalias de drenagem.



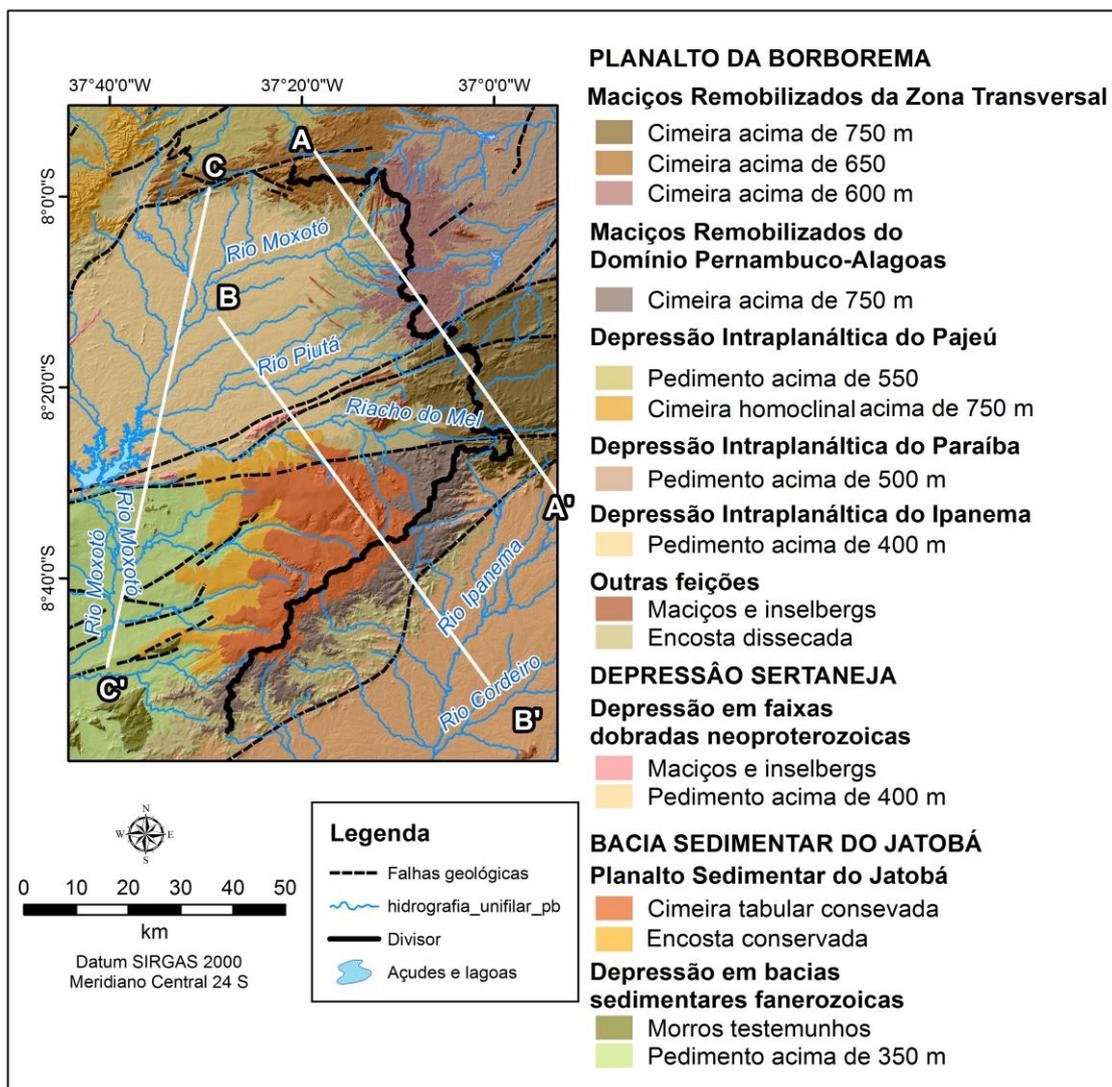
Fonte: Elaborado pelo autor.

Com relação às anomalias na rede de drenagem, tem-se uma considerável ocorrência de baixos divisores ao longo de todo o divisor setentrional, que possivelmente correspondem a vestígios de antigas ligações entre as drenagens. Cotovelos de drenagem estão mais presentes no interior das bacias do que nas cabeceiras, indicando a ocorrência de processos de rearranjo internos ou demarcando setores onde a drenagem inflete devido a condicionamento estrutural em falhas e fraturas.

8.2 DIVISOR MERIDIONAL

Foram identificados três grandes domínios morfoestruturais no divisor meridional, os quais se subdividem em dezesseis compartimentos distintos (Figura 45). Uma análise de cada um destes, juntamente com algumas implicações morfotectônicas quanto à sua atual configuração, é apresentada no próximo subtópico.

Figura 45 - Mapa Geomorfológico do divisor meridional.



Fonte: Elaborado pelo autor.

8.2.1 Mapeamento geomorfológico e análise morfotectônica

Diferentemente do divisor setentrional, que se situa numa transição entre níveis planálticos e pedimentos constituindo um domínio de piemonte, o divisor meridional se

encontra totalmente inserido no contexto de terras altas do Planalto do Borborema e do Planalto sedimentar do Jatobá. Esta primeira unidade morfoestrutural é a que abarca a maior parte da linha divisória regional da drenagem.

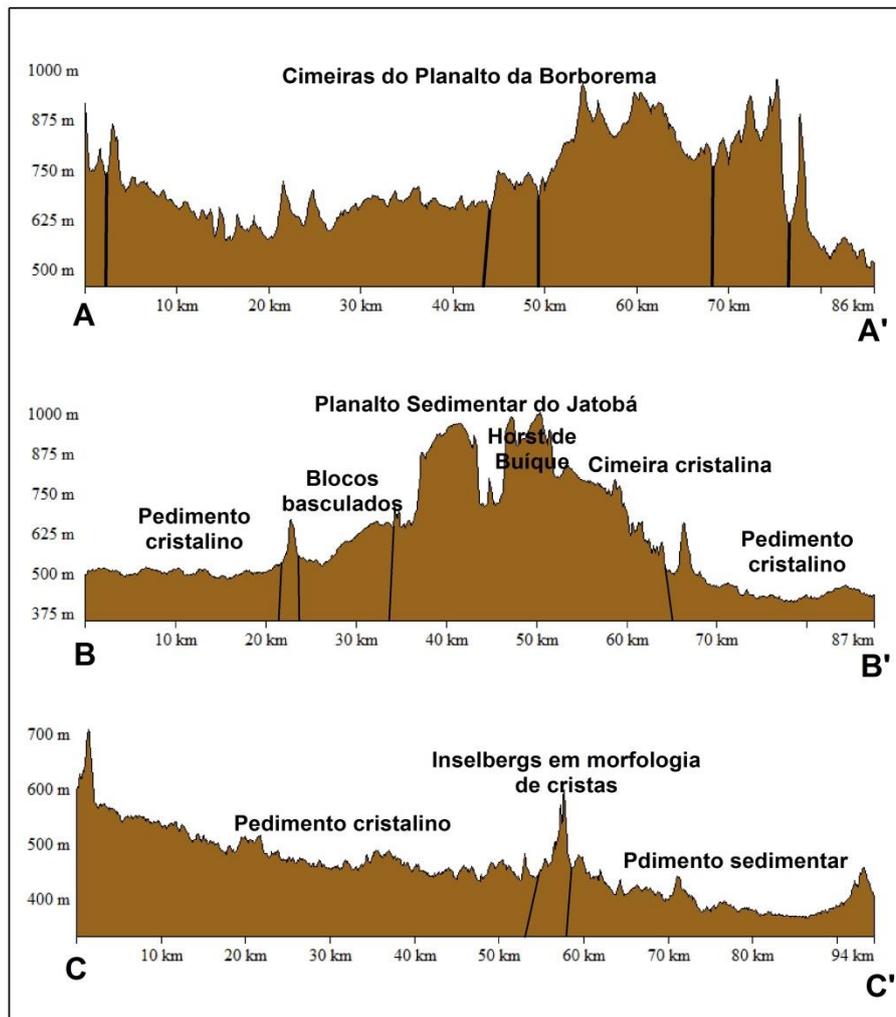
O Planalto da Borborema neste setor situa-se em cotas variadas, estando as maiores isoípsas a norte do Lineamento Pernambuco (LP). Essa configuração atesta um nítido condicionamento estrutural do escalonamento das cimeiras no setor por parte do LP, indicando que esta estrutura estava submetida em tempos pretéritos a esforços compressivos N-S (LOPES, 2011).

Três níveis distintos de cimeiras são reconhecidos a norte do LP, coincidindo os seus limites com descontinuidades crustais brasileiras (Perfil A-A' da Figura 46), como zonas de cisalhamento e falhas de empurrão. Estas superfícies elevadas compõem o que Corrêa et al. (2010) denominaram de Maciços remobilizados da Zona Transversal e apresentam índices variados de dissecação. Isso indica, além de controles litoestruturais induzindo erosão diferencial, a ocorrência de possíveis setores de soerguimento preferencial durante a reativação cretácea que originou o planalto, chegando até mesmo às fases de deformações pós-rifte, como atestado para alguns setores mais ao norte (Maciço da Serra da Baixa Verde) (TAVARES, 2015).

Na cimeira somital, localizada entre a ZC Cruzeiro do Nordeste-Congo, a norte, e o LP, a sul, gargantas epigênicas profundas marcam a paisagem. Estas ocorrem em ambos os flancos do divisor meridional, compondo ainda baixos divisores quando no domínio interfluvial, os quais poderiam ser indícios de antigas ligações entre as drenagens interiores do rio Moxotó, a oeste, e as drenagens atlânticas dos rios Paraíba e Ipojuca, a leste. A profundidade do entalhamento, além de evidenciar a subordinação da dissecação por parte das estruturas brasileiras, se apresenta como uma evidência da alta energia dos sistemas fluviais durante o rifteamento, bem como dos controles tectônicos na abertura de vales estruturais.

A sul do LP, marcando o contato entre o Planalto sedimentar do Jatobá e as faixas metamórficas proterozoicas, ocorre outro nível de cimeira com altitudes consideráveis, por vezes maiores que alguns setores mais ao norte do Planalto da Borborema. Essa superfície elevada, os Maciços Remobilizados do Domínio Pernambuco-Alagoas de Corrêa et al. (2010), mostra um elevado grau de dissecação, contudo também se mostra condicionada estruturalmente, pois a medida que se aproxima do LP a epigenia diminui. Além disso, sua encosta a leste segue o direcionamento da Falha de Itaiba (Perfil B-B' da Figura 46).

Figura 46 - Perfis topográficos dos compartimentos de relevo do divisor meridional. As linhas pretas demarcam zonas de falhas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Como destacam Corrêa et al. (2010), a morfologia no Domínio da Zona Transversal pouco se assemelha a de um domínio planáltico, sendo este setor uma sucessão de maciços estruturais, cristas e pedimentos embutidos circundando os níveis de cimeira. O mesmo vale para outros setores mais ao sul. Dentre os compartimentos intraplanálticos rebaixados, três se destacam: a norte do divisor meridional, na bacia do rio Pajeú; a NE, na bacia do rio Paraíba (norte do LP); e a SE, na bacia do rio Ipanema (sul do LP). Seus limites com os níveis de cimeira por vezes coincidem com zonas de fraqueza do embasamento, bem como contatos litológicos. A dissecação nestes setores segue o *trend* regional NE-SW, indicando condicionamento estrutural da drenagem.

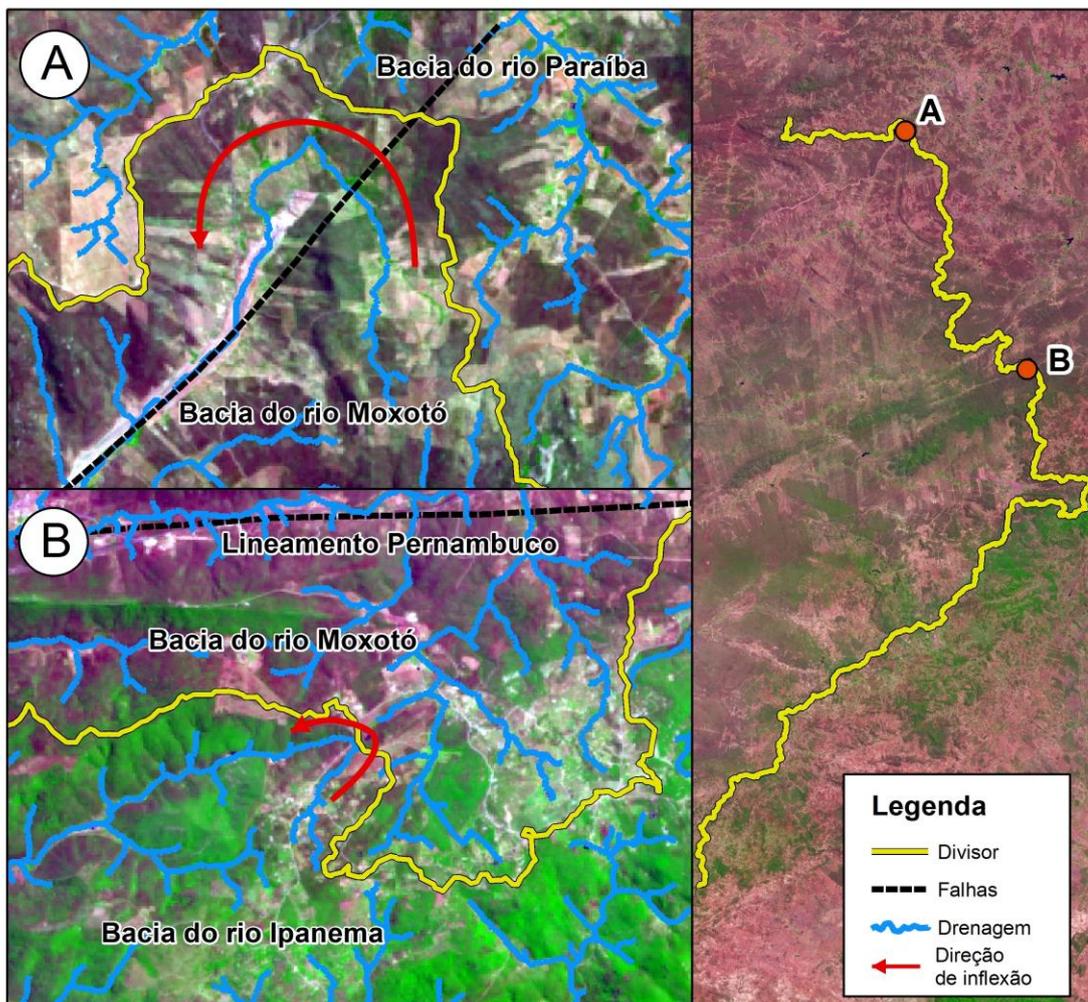
Baixos divisores ocorrem ao longo de todo o divisor meridional. Contudo, diferentemente do divisor setentrional onde estes se associam ao soerguimento em domos, nesta área eles ocorrem encaixados em estruturas do embasamento e nas proximidades de

cotovelos de drenagem. Isso indica uma maior importância do processo de captura fluvial como rearranjador da drenagem e modificação da paisagem.

A maior influência das falhas e fraturas no posicionamento das anomalias de drenagem evidencia uma maior influência de processos tectônicos rúpteis na formação destas em detrimento de soerguimento epirogênico. Este último se deu, sobretudo em escala regional, promovendo um considerável reafeiçoamento cenozoico do Planalto da Borborema em sua porção meridional (MONTEIRO, 2015).

Dentre as feições de rearranjo fluvial condicionadas estruturalmente mais marcantes na área têm-se as cabeceiras em cotovelos ou cabeceiras em anzol. Ocorrendo nas áreas onde o divisor é intersectado por zonas de cisalhamento (Figura 47), estas marcam setores onde possíveis reativações tectônicas promoveram a decapitação de canais de baixa ordem, tornando-os susceptíveis à captura por parte das cabeceiras de bacias vizinhas.

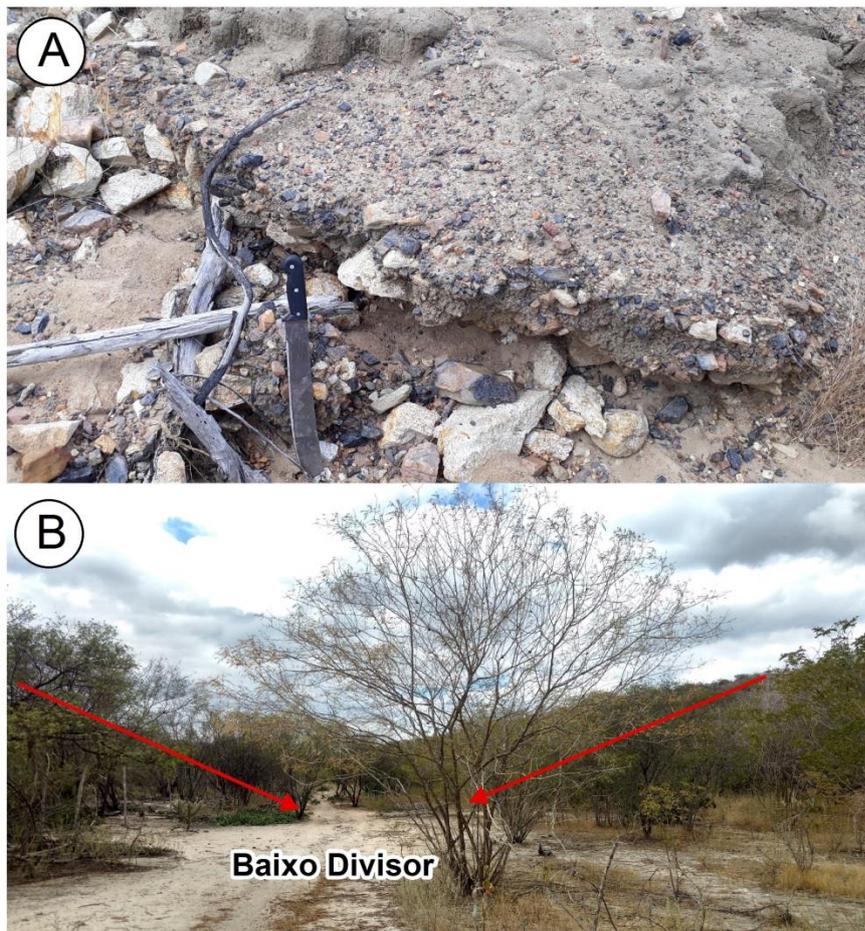
Figura 47 - Cabeceiras em anzol situadas ao longo do divisor meridional. Notar como estas sempre ocorrem próximas a zonas de falha.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Inflexões abruptas e confluências em padrão ortogonal marcam as zonas de captura, enquanto que baixos divisores figuram como vales secos nos antigos setores de ligação da drenagem. O modo como os canais se tornam retilíneos nessas anomalias de drenagem deixa nítido a influência das estruturas do embasamento sobre sua origem, o que também é corroborado pela ocorrência de *knickpoints*. Próximos a estas observa-se também a presença de cataclasitos ao longo do leito fluvial, indicando que estes setores têm sido preferenciais ao longo da história geológica da região para a nucleação e reativação de falhas (Figura 48). Apesar de maior atenção deste tópico ser dada às cabeceiras em anzol ao longo do divisor regional, estas também ocorrem entre as sub-bacias de um mesmo sistema hidrográfico, indicando a importância da pirataria de canal para a evolução da paisagem nas cimeiras do Planalto da Borborema e na migração dos domínios interfluviais.

Figura 48 - Cataclasitos ao longo de canal de cabeceira encaixado na zona de cisalhamento Cruzeiro do Nordeste-Congo (A). Próximo à estes existem evidência de captura fluvial a partir da existência de um baixo divisor (B).



Fonte: Acervo do autor.

A NW do divisor meridional, no pedimento embutido da bacia do rio Pajeú, depósitos areníticos da Formação Tacaratu (Siluriano-Devoniano) estruturam platôs homoclinais dissecados, com inclinação para NW. Estes atingem em diversos pontos cotas superiores a 850 m, sendo as isoípas aqui mais modestas que a SE no Planalto sedimentar do Jatobá, estruturado na mesma litologia, onde as cimeiras chegam a superar os 1000 m.

Na bacia do rio Moxotó, dois níveis de pedimentos interplanálticos ocorrem, diferenciando-se estes morfologicamente entre si em virtude das diferenças de litologia. A norte, em cotas que variam de 400 a 500 m, a dissecação incide diretamente sobre o embasamento metamórfico, ocorrendo um modelado conservado, com interflúvios largos alinhados segundo o *trend* estrutural variando entre NE-SW e ENE-WSW, assim como a drenagem. O Rio Moxotó, assume uma direção perpendicular a este, variando de NNE-SSW a quase N-S em alguns trechos.

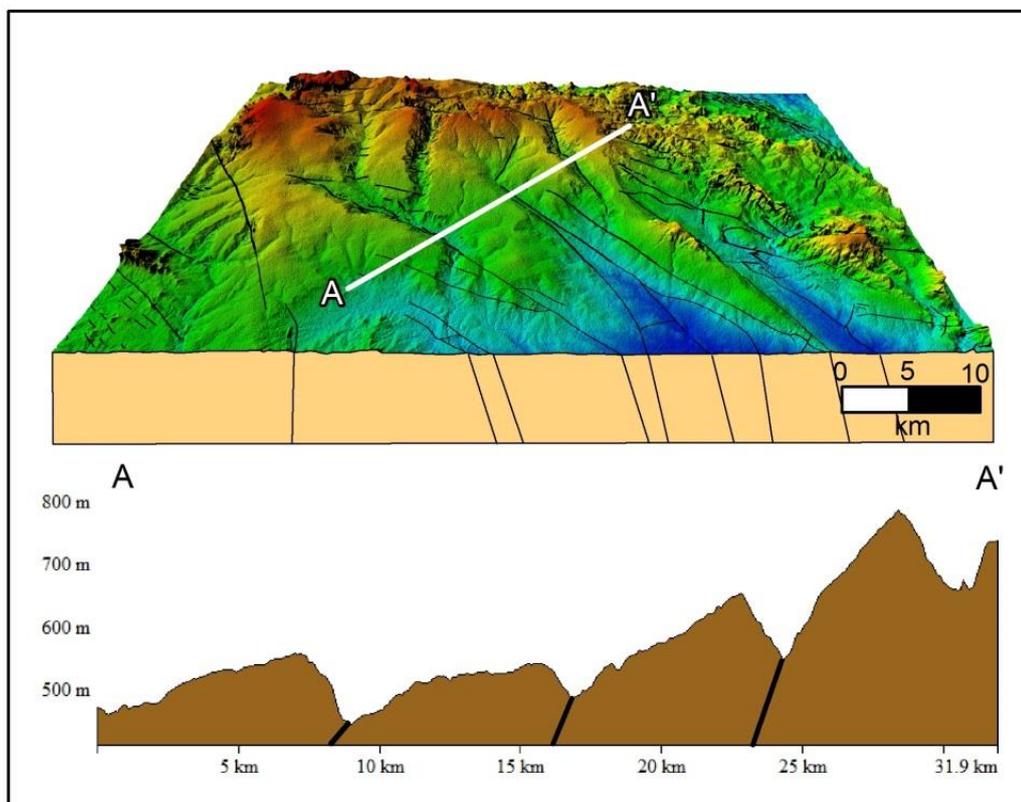
Mais ao sul, o rio Moxotó adentra a bacia sedimentar do Jatobá em uma direção quase N-S, iniciando-se aqui outro nível pedimentar rebaixado, com cotas que variam entre 350 e 400m. Seu limite com o pedimento cristalino a norte é estruturalmente bem marcado, tratando-se de um setor de maciços com morfologia em cristas situados entre a ZC Cruzeiro do Nordeste-Congo e o Lineamento Pernambuco (Perfil C-C' da Figura 46), cuja reativação no Cretáceo deu origem à denominada Falha de Ibimirim. O modelado conservado neste setor é mais destacado, com baixos interflúvios e dissecação modesta, além de plainos aluviais de considerável extensão.

As altitudes dos pedimentos em estrutura sedimentar aumentam gradualmente à medida que estes se aproximam do Planalto sedimentar do Jatobá, a leste. Este se apresenta com uma morfoestrutura em blocos basculados estruturados no arenito da Fm. Tacaratu, atingindo cotas que superam os 1000 m. O caimento dos estratos sedimentares se dá de NNW para SSE. A drenagem corre perpendicular a este, variando de E-W a NNE-SSW, exibindo controles estruturais por falhas cretáceas. A paisagem assume uma configuração de hemigrábens e *horsts*, indicando o caráter tectônico do relevo (Figura 49).

Na paisagem, o Planalto do Jatobá se mostra como um conjunto de relevos tabulares e monoclinais, estando o platô principal circundado por relevos residuais, como mesetas e pináculos (CAVALCANTI, 2013) (Figura 50). As características de permeabilidade e porosidade da Fm. Tacaratu desfavorece a erosão linear sobre as cimeiras sedimentares, prevalecendo a circundesnução das encostas a partir dos níveis de base circundantes. Os vales com elevado grau de entalhamento, como destacado anteriormente, representam estruturas de

hemigrábens, sendo, portanto mais feições de condicionamento tectonoestrutural do que erosivas

Figura 49 - Relevo basculado do Planalto Sedimentar do Jatobá. As linhas pretas no Bloco diagrama e no perfil representam falhas geológicas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 50 - Relevos residuais da bacia do Jatobá.



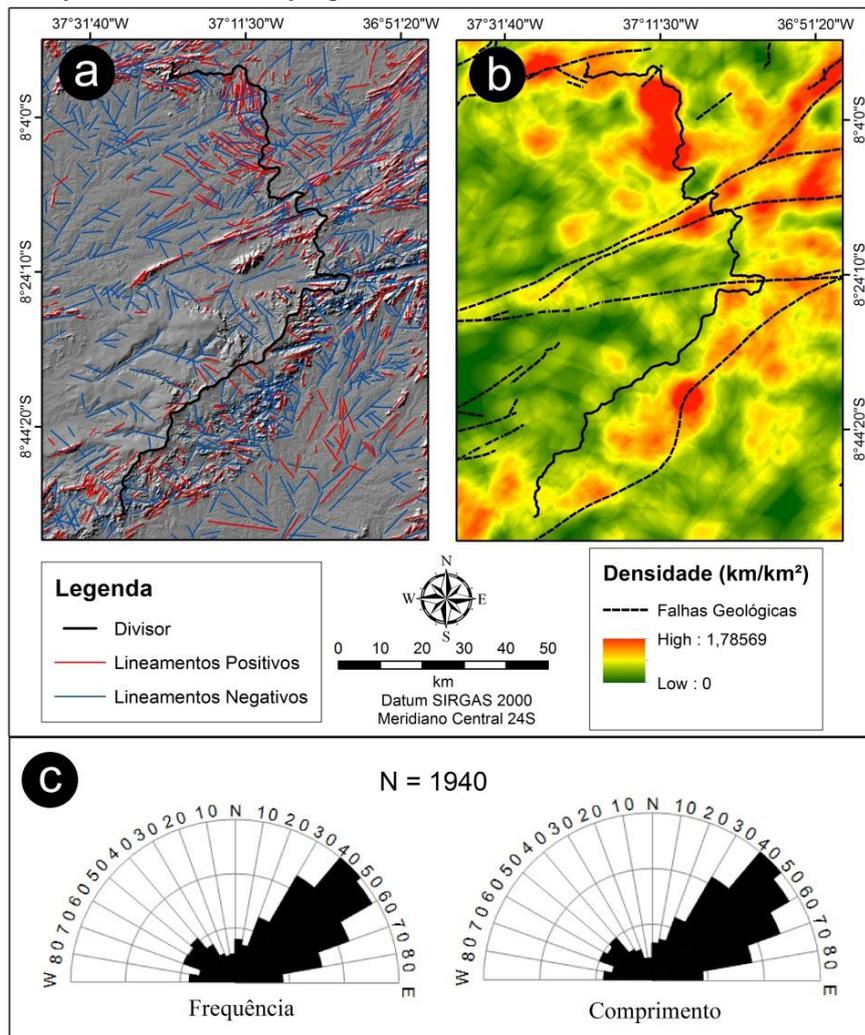
Fonte: Acervo do autor.

O setor denominado por Cavalcanti (2013) de *Horst* de Buíque corresponde ao setor mais elevado do Planalto do Jatobá. Este é nitidamente condicionado pelas falhas de Ibimirim, a NW, e de Itaíba, a SE. A configuração de hemigrábens e *horsts* reflete-se na drenagem,

onde se desenvolveu uma rede de canais concordantes à inclinação dos baixos estruturais, os quais confluem com canais de maior ordem encaixados em falhas normais nos estratos sedimentares.

Os fotolineamentos do relevo (Figura 51), assim como nos compartimentos setentrionais, se aglomeram no entorno das zonas de fraqueza pré-cambrianas. Deformações rúpteis são predominantes, contudo um adensamento de estruturas a norte do divisor reflete um conjunto de cristas curvilíneas resultantes de processos dúcteis. No geral, a direção preferencial segue os *trends* NE-SW e ENE-WSW, evidenciando o condicionamento do relevo e da drenagem por parte das ramificações do LP.

Figura 51 - Distribuição, densidade e direção preferencial dos fotolineamentos estruturais no divisor meridional.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na bacia sedimentar do Jatobá, o adensamento diminui, ocorrendo a maioria dos fotolineamentos no entorno do Planalto sedimentar do Jatobá. Estes, apesar de exibirem

também o *trend* brasileiro, mostram em alguns setores orientação NW-SE, sendo estas as estruturas que condicionam a morfologia de hemigrábens e *horsts*.

8.2.2 Análise morfométrica do divisor meridional

O divisor meridional se apresenta como um conjunto de cimeiras controladas estruturalmente, cuja altimetria aumenta em direção ao LP e prossegue elevada até o Planalto sedimentar do Jatobá. As quebras de patamar abruptas entre os diferentes compartimentos atestam o condicionamento do relevo por parte das zonas de falha pré-cambrianas.

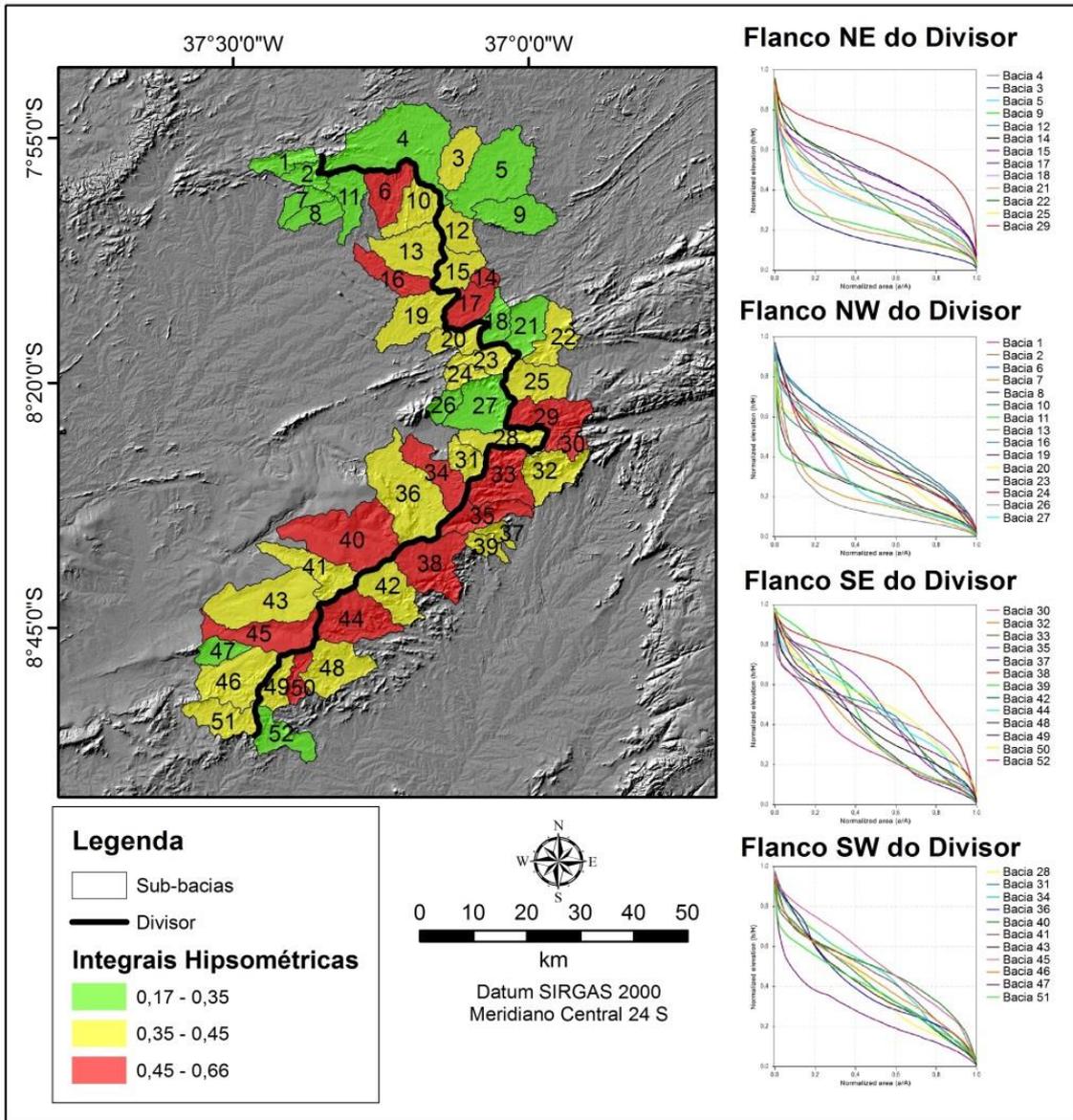
As curvas e integrais hipsométricas retratam bem a tendência enunciada no parágrafo anterior (Figura 52). Na extremidade norte do divisor meridional, encontram-se as bacias com curvas mais côncavas (bacias 1, 2, 4, 5, 7, 8, 9 e 11).

A partir do LP, os valores das integrais variam entre médios a elevados, indicando que o bloco a sul deste, apesar de topograficamente rebaixado, sofreu processos de rejuvenescimento mais consideráveis. A variabilidade das formas das curvas hipsométricas ocorre ao longo de todo o divisor, estando aquelas com maiores irregularidades em sua sinuosidade situadas a SE e SW, indicando que nestas áreas as sub-bacias são mais afetadas por processos diferenciais ao longo de seus setores.

Curvas anormalmente convexas se situam nos canais encaixados no LP, na face a barlavento do divisor. Já a oeste, o relevo das bacias é menos vigoroso, indicando que além de promover desnivelamentos entres os blocos a norte e a sul, este também cria quebras de ruptura de forma perpendicular à sua direção.

No Planalto sedimentar do Jatobá é notório o caráter de rejuvenescimento das sub-bacias. Valores mais elevados de IH se intercalam com valores médios, evidenciando o padrão de altos e baixos estruturais resultantes de basculamento tectônico e configuração em hemigrábens e *horsts*. No geral, a tendência é de reafeiçoamento da paisagem, concordando com as evidências de reativação cenozoica de Cavalcanti (2013). O contato entre as litologias sedimentares e o embasamento cristalino, nas proximidades da Falha de Itaíba, vem atuando como uma zona preferencial de soerguimento.

Figura 52 - Curvas hipsométricas e mapa de variação de suas integrais para o divisor setentrional.



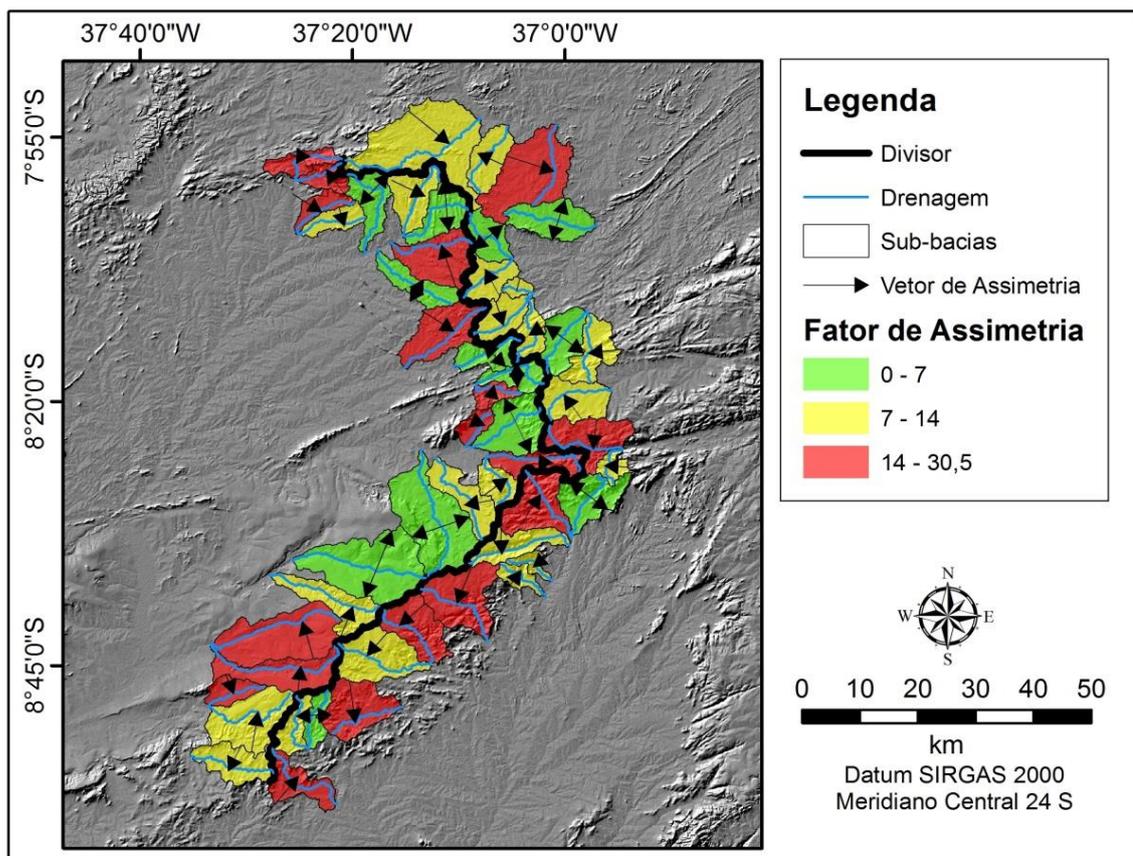
Fonte: Elaborado pelo autor.

O FAB (Figura 53) mostra considerável variabilidade ao longo do divisor meridional, indicando que além de controles regionais, há diversos mecanismos locais de inclinação de bacias. No LP, tanto a norte como a sul, as bacias mostram uma inclinação com caimento em direção a esta estrutura. Em outros setores, altos do embasamento promovem a ocorrência das anomalias de deflexão a partir destes. Este padrão se repete no embasamento cristalino, onde sub-bacias vizinhas sempre se adernam em sentidos opostos, indicando que paisagem aqui é composta por um conjunto de altos topográficos que deformam a drenagem. Estes podem representar núcleos elevados de resistência diferencial à erosão.

Ao sul, na face a sotavento do divisor, o adernamento das sub-bacias é nitidamente condicionado pelos processos de basculamento, com a inclinação do relevo sempre em direção às calhas tectônicas (NNW-SSE) situadas nas falhas normais que estruturam os hemigrábens. Isso contrasta com a aleatoriedade dos vetores de migração nos setores a norte do LP, evidenciando mais uma vez os controles tectonoestruturais marcantes que condicionam a drenagem no Planalto do Jatobá.

Na face a barlavento da porção SE, a direção dos vetores de migração é oposta à das sub-bacias do flanco a sotavento, sendo SW-NE. Os controles neste setor já se mostram diferentes, levando-se em consideração as diferenças de direcionamento da inclinação. Contudo, a falta de aleatoriedade permite inferir a atuação de um possível processo de adernamento tectônico, o qual não se expressa a leste devido à existência de controles locais marcantes (sistema de hemigrábens e horsts).

Figura 53 - Fator de assimetria das bacias do divisor meridional.

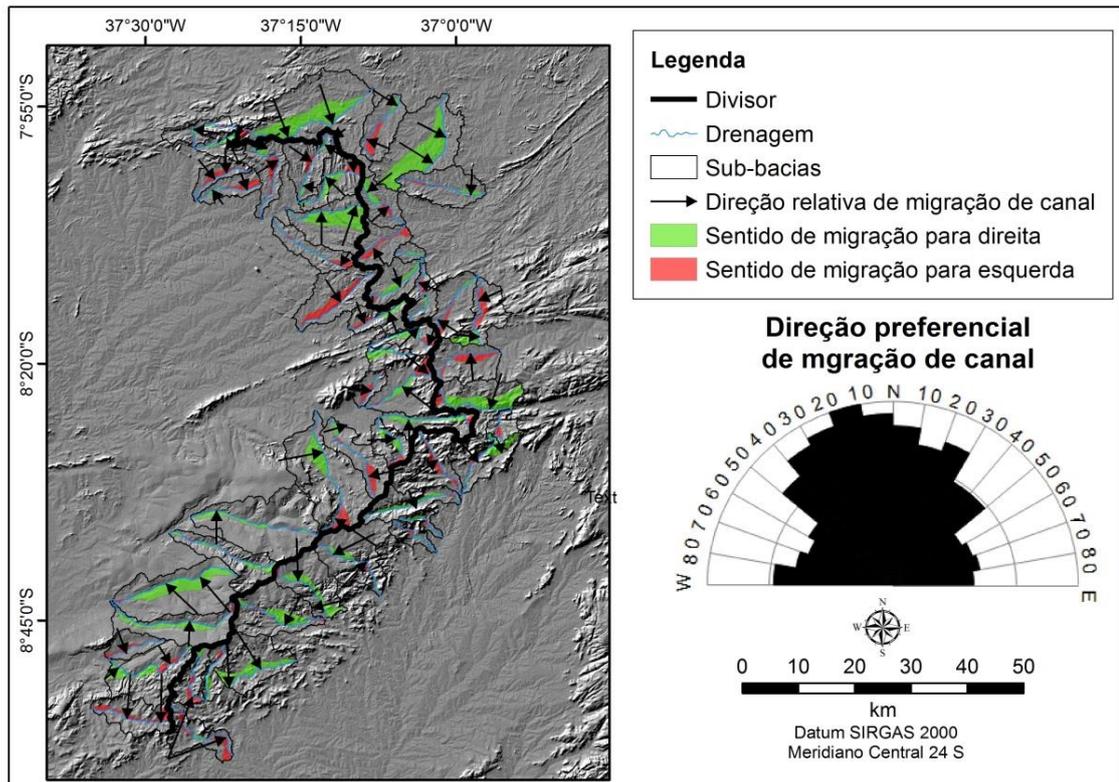


Fonte: Elaborado pelo autor.

O padrão de migração lateral dos canais (Figura 54) é condizente com os resultados do FAB. A variabilidade nos vetores de migração ao longo das drenagens não é tão marcante

como no divisor setentrional, indicando que os canais no setor meridional refletem mais as perturbações em escala de bacia. Contudo, rios com vetores variáveis ao longo de seu curso também ocorrem.

Figura 54 - Fator de simetria de canal para o divisor meridional demonstrado a partir de polígonos de deflexão lateral, vetores de migração e diagrama de roseta destes. O sentido de migração leva em consideração a direção jusante-montante.

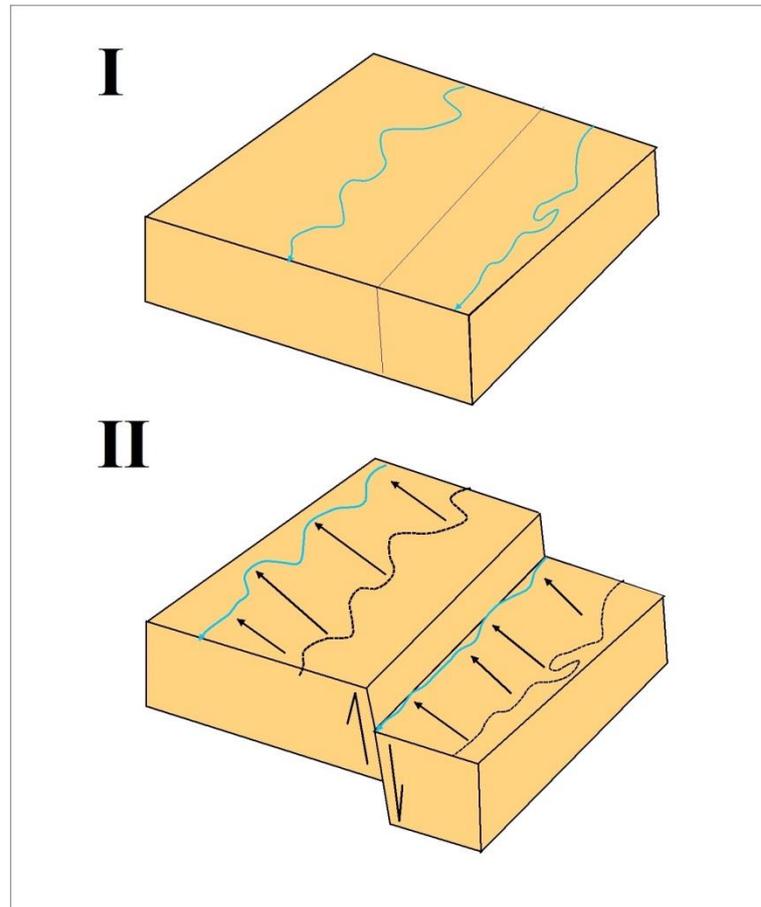


Fonte: Elaborado pelos autores.

A tendência geral de migração lateral dos canais, por sua vez, é consideravelmente variável. Num setor onde coexistem falhas de direção NE-SW, E-W, NW-SE, é de se esperar que haja várias direções preferenciais de deflexão. O *trend* predominante é NW-SE, condizente com uma região onde estruturas NE-SW promovem as deformações no terreno, já que as drenagens tendem a migrar de forma perpendicular à estas (Figura 55).

O IC dos canais no divisor meridional (Figura 56) diminui à medida que se avança para sul, indicando novamente um maior caráter de redinamização fluvial da paisagem no bloco a sul do LP. Os maiores valores se encontram entre as bacias dos rios Moxotó e Paraíba (bacias 4, 7, 11, dentre outras), o que evidencia um elevado grau de epigenia neste setor.

Figura 55 - Modelo esquemático de migração lateral de canais em ambientes submetidos reativação de zonas de fraqueza do embasamento.

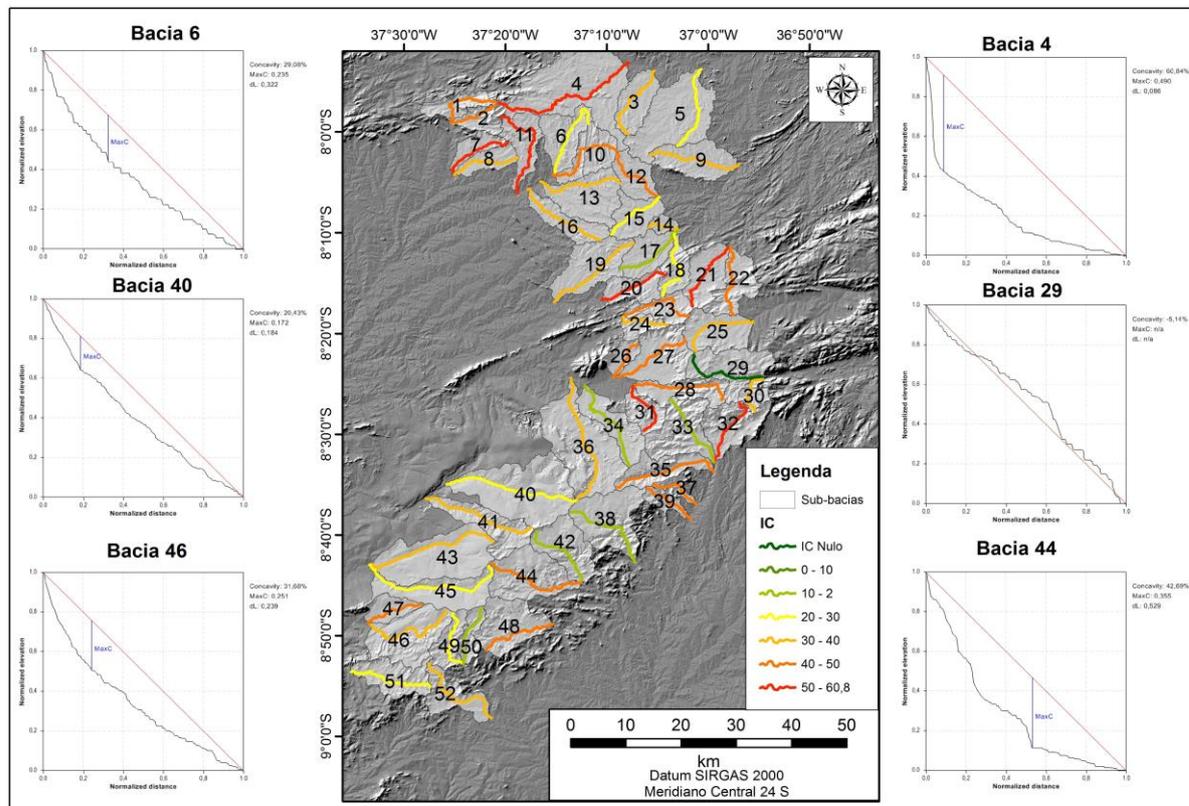


Fonte: Elaborado pelo autor.

Próximo ao LP o IC chega a atingir valores nulos, com perfis longitudinais acima da linha de tendência (sub-bacia 29), ao mesmo tempo que outros canais no entorno mostram valores elevados (sub-bacias 31 e 32). ICs acima de 50 só ocorrem no embasamento cristalino.

No Planalto do Jatobá, o índice se mantém moderado, refletindo perfis longitudinais pouco abaixo da linha de tendência (sub-bacias 36, 40, 41, 43, 45, dentre outras). O grau de epigenia é mais elevado com canais encaixados em falhas. Nas áreas cristalinas a oeste os valores de IC se apresentam de moderados a baixos. Quebras de patamar são bem marcadas (sub-bacias 39, 42, 44, dentre outras).

Figura 56 - Variação do Índice de Concavidade no divisor meridional e perfis longitudinais normalizados de bacias amostrais.

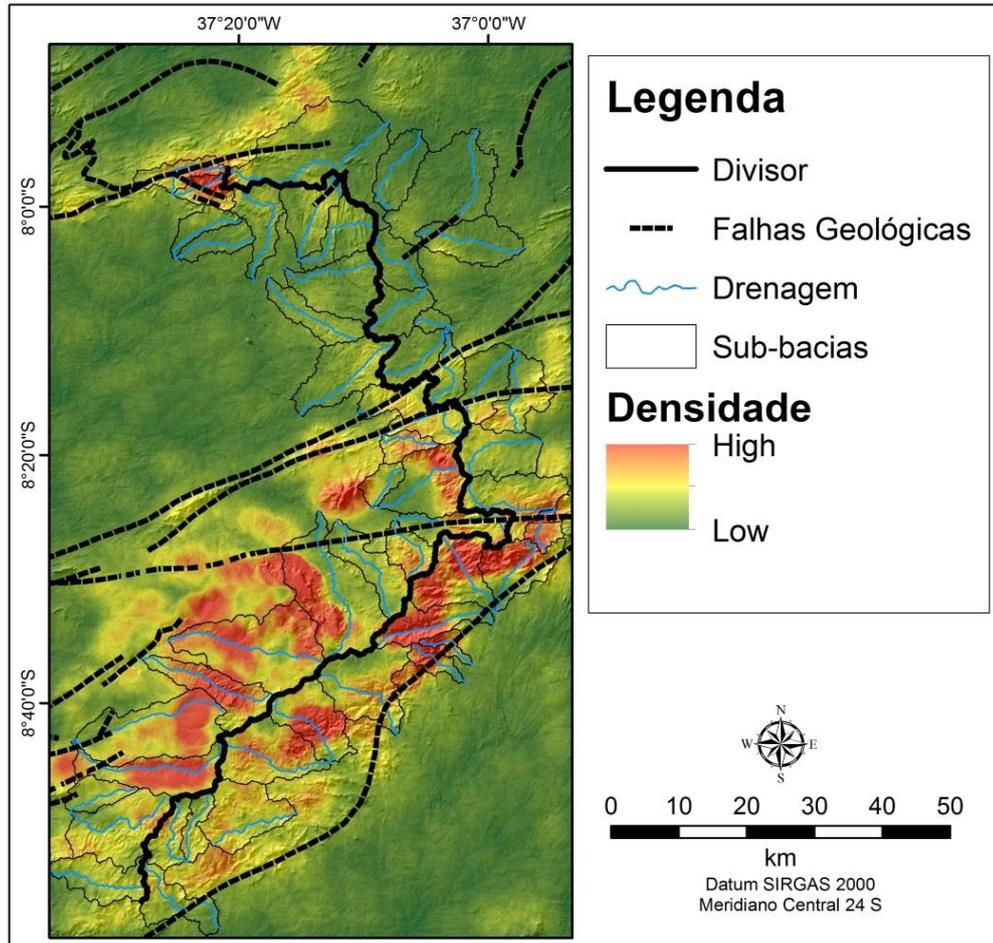


Fonte: Elaborado pelo autor.

Os *knickpoints* identificados a partir do *Kinickpoint Finder* (Figura 57) se adensam no entorno das principais zonas de fraqueza, sendo perceptível este aumento a partir da Zona de Cisalhamento Cruzeiro do Nordeste-Congo. Mais uma vez o bloco a sul do LP apresenta indícios maiores de reativações em relação aos setores a norte, a qual se dá em caráter rúptil, considerando a ocorrência elevada de quebras de patamar ao longo dos canais.

Repete-se mais uma vez o padrão de maior deformação no entorno dos baixos e altos estruturais do Planalto do Jatobá. *Knickpoints*, mesmo que na maioria dos casos sutis, marcam o perfil longitudinal dos canais neste setor em quase toda a sua extensão. Na face cristalina a leste estes diminuem, mas ainda se mantêm em concentrações consideráveis.

Figura 57 - Densidade de *knickpoints* no entorno do divisor meridional. Destaque para a relação com as estruturas do embasamento.



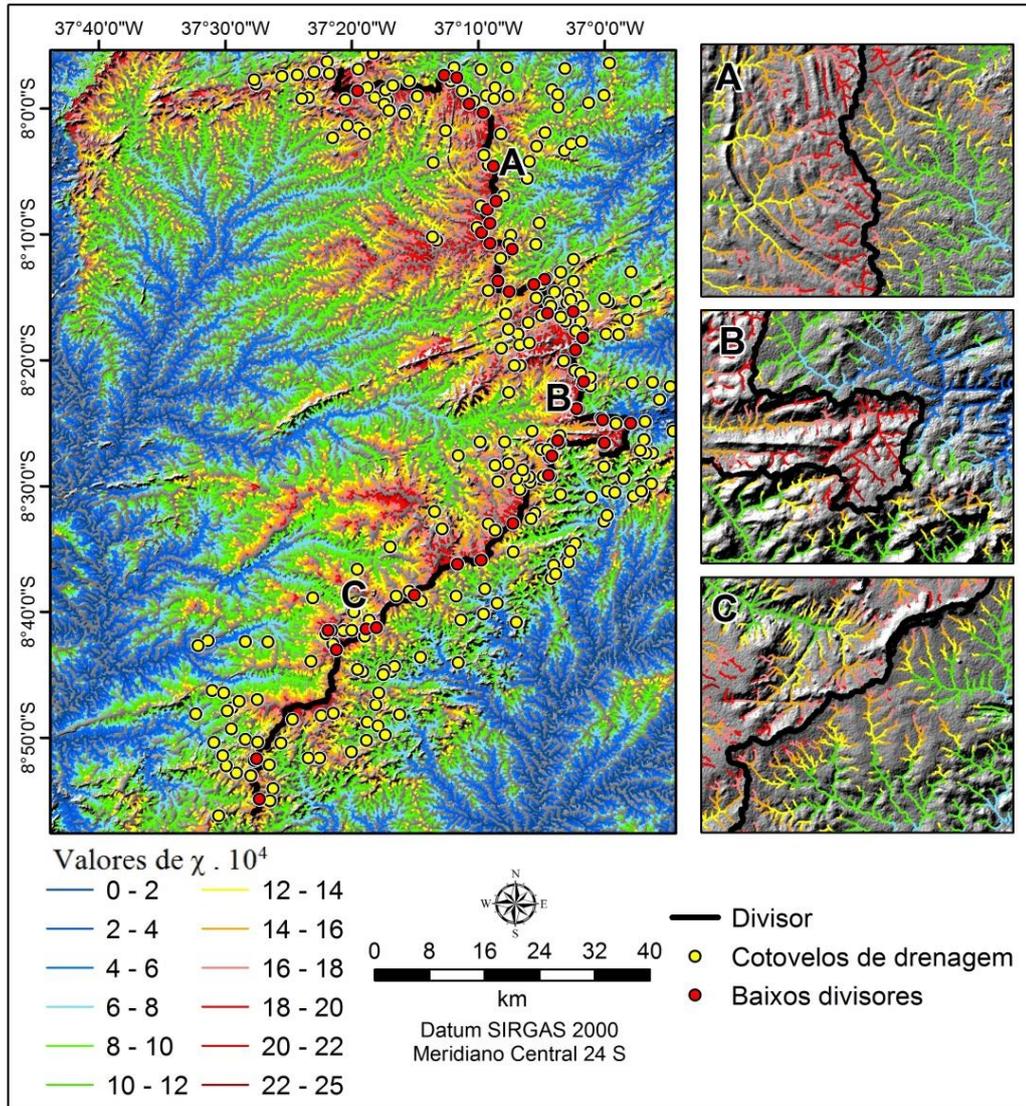
Fonte: Elaborado pelos autores.

O mapa de valores de χ retrata bem a dinâmica evolutiva de uma margem passiva elevada (Figura 58). Ao longo de quase todo o divisor meridional a tendência é de avanço das bacias atlânticas sobre as interiores. Baixos divisores e cotovelos de drenagem ocorrem de forma generalizada, indicando uma atuação dinâmica de processos de rearranjo fluvial na evolução da paisagem.

Entre a bacia interior do rio Moxotó e as bacias costeiras dos rios Paraíba e Ipojuca, o contraste é acentuado, estando a vantagem erosiva com estas duas últimas (Setor A da Figura 58). O grau de instabilidade aumenta à medida que se aproxima do LP, sendo no entorno deste (entre as bacias dos rios Moxotó e Ipanema) onde se têm o trecho mais instável de todo o divisor meridional (Setor B da Figura 58). Evidencia-se, portanto que as falhas pré-cambrianas condicionam a migração do divisor ao criar setores de rearranjo da drenagem deflagrados por alterações tectônicas do nível de base local. Independentemente de se tratar

de uma zona limítrofe entre bacias interiores e costeiras ou somente entre as do primeiro tipo, as estruturas do embasamento são um indutor primordial de rearranjo da drenagem.

Figura 58 - Valores de χ para o divisor meridional e distribuição espacial de anomalias de drenagem.



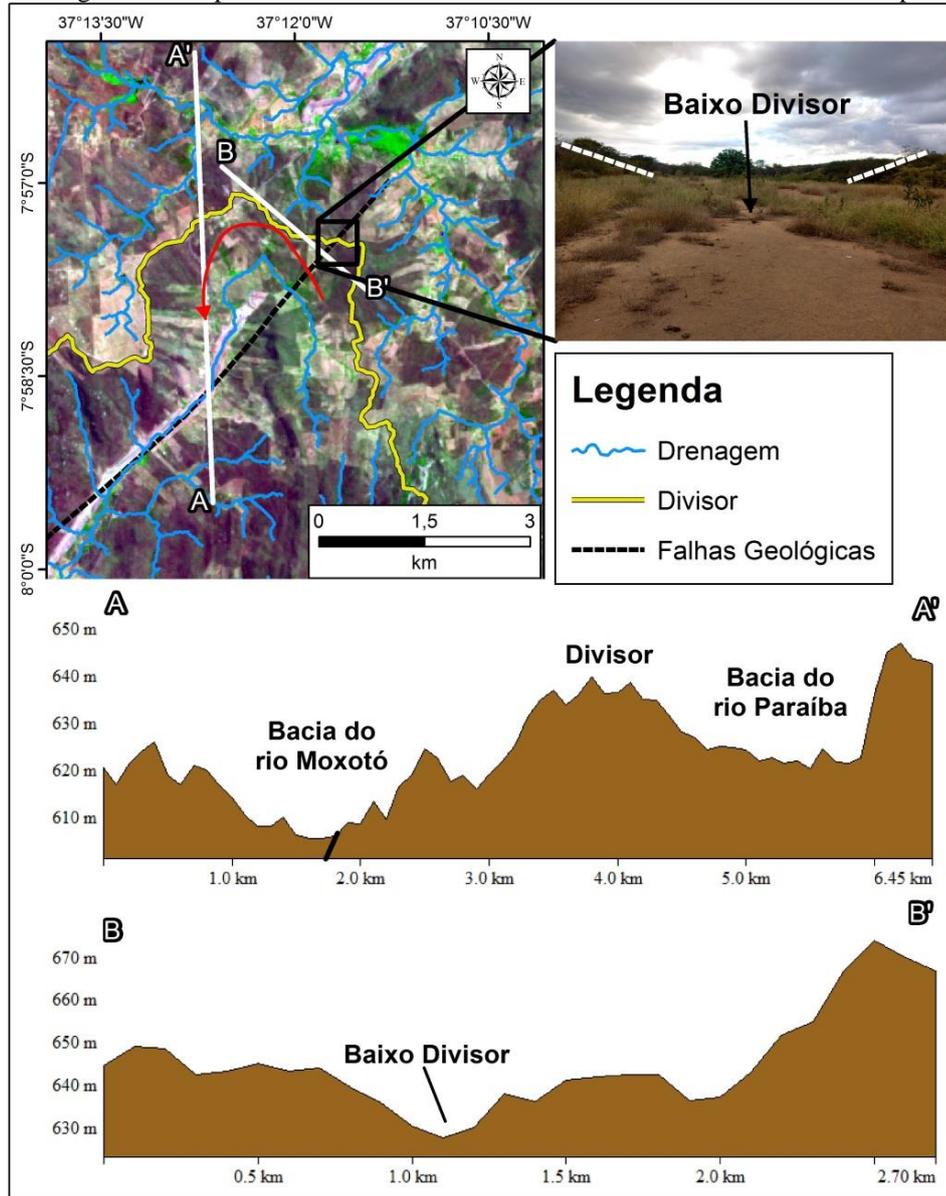
Fonte: Elaborado pelo autor.

Em escalas mais detalhadas, é possível identificar setores onde as cabeceiras do divisor oriental do Moxotó avançam sutilmente sobre as bacias costeiras. A presença de estruturas rúpteis próximas a estas anomalias indica possíveis deformações tectônicas de caráter diferencial promovendo processos de rearranjo fluvial por captura que destoam da tendência regional. Cabeceiras em anzol marcam estes setores atípicos (Figura 59).

Entre as bacias dos rios Moxotó e Ipanema, após o setor de instabilidade elevada vinculada ao LP, o contraste entre os valores de χ diminuem (Setor C da Figura 58). Ambos os sistemas fluviais possuem o mesmo nível de base, no caso o rio São Francisco, o que

atenua a dinâmica de migração do divisor. A concentração de baixos divisores diminui neste setor, indicando uma menor importância regional dos processos de capturas de cabeceiras em relação a norte, contudo os cotovelos permanecem numerosos devido a rearranjos internos nas sub-bacias.

Figura 59 - Cabeceira em anzol resultante de alçamento de canais de baixa ordem na bacia do Rio Paraíba, dando a vantagem erosiva para o rio Moxotó. Notar o baixo divisor formado na zona de captura.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Apesar da atenuação da instabilidade, em diversos setores entre as bacias dos rios Moxotó e Ipanema este último apresenta uma sutil vantagem erosiva. Isso é mais um indicativo de que nas suas cabeceiras sobre o Planalto do Jatobá, a oeste, processos de

reafeiçoamento da paisagem têm colocado os canais de baixa ordem em patamares mais elevados em relação a leste, o que os torna mais susceptíveis à captura.

8.3 DISCUSSÃO: UMA PROPOSTA DE MODELOS DE EVOLUÇÃO PARA OS DIVISORES DE DRENAGEM DO NE ORIENTAL

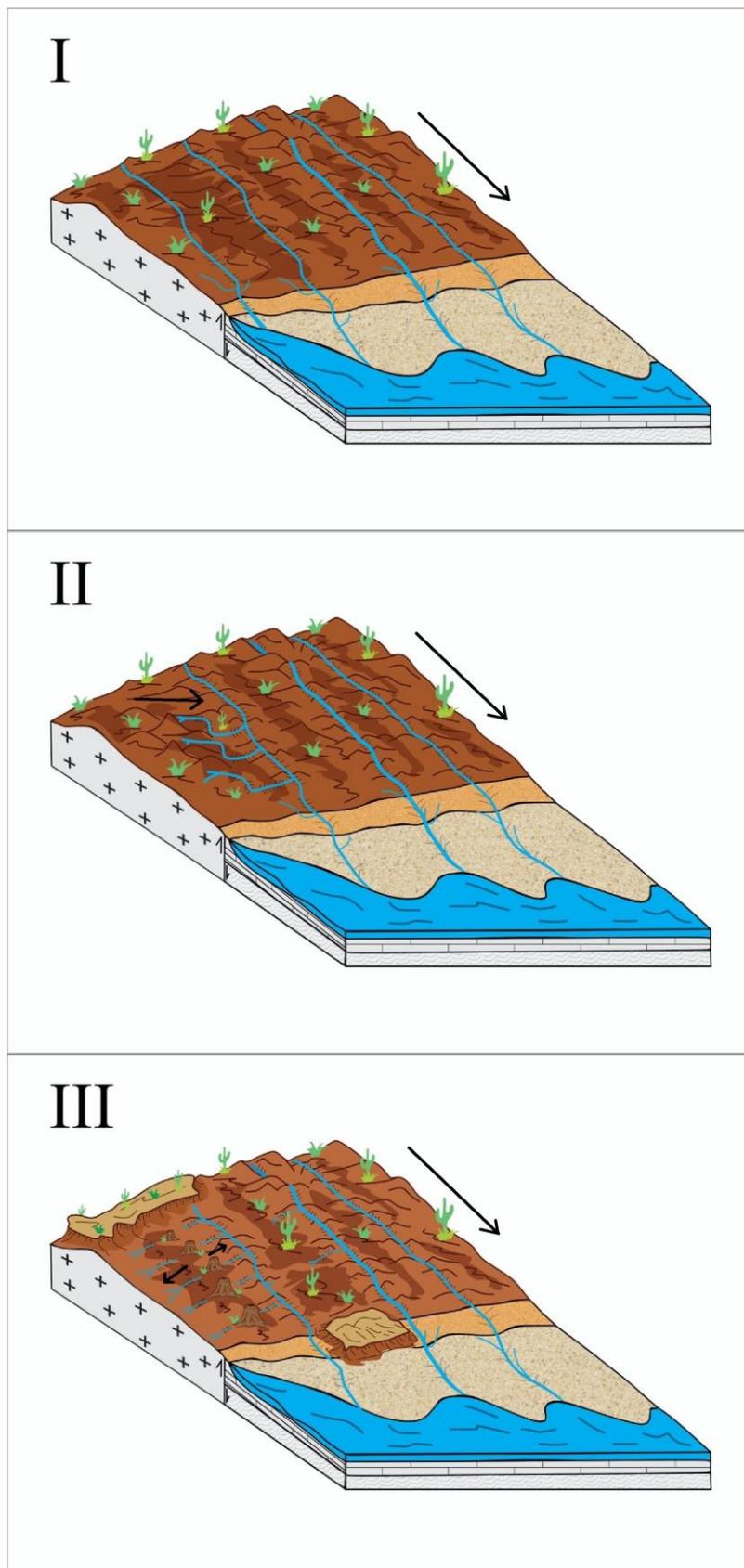
Os compartimentos a norte e a sul do Planalto da Borborema apresentam dinâmicas evolutivas cenozoicas fortemente contrastantes. A norte tem-se um conjunto de cimeiras escalonadas, sobre as quais a presença eventual da FSM indica uma nítida inversão de relevo. A pesar dos indícios de soerguimento tectônico diferencial, as movimentações verticais neste setor se dão principalmente por reativações magmáticas pós-rifte. O divisor setentrional, sendo um resultado deste mecanismo, representa uma paisagem originada entre o Eoceno e o Mioceno, levando-se em consideração as idades das estruturas vulcânicas na região e da FSM.

O processo primordial de evolução da paisagem neste caso foi a reversão do sentido da drenagem decorrente de soerguimento epirogênico regional. Contudo, considerando-se a nítida relação entre alguns *necks* e *plugs* com zonas de cisalhamento pré-cambrianas, não é implausível afirmar que a reativação sobre um regime de esforços compressivos no cenozoico condicionou os setores de maior atividade magmática, o que explicaria porque o arqueamento do divisor setentrional se deu em concordância com *trend* regional NE-SW.

Ao se estabelecer os estágios evolutivos para o divisor setentrional, têm-se três etapas primordiais. Num primeiro momento (estágio I da Figura 60), retrocede-se até o Cretáceo Inferior, onde a abertura do Atlântico Equatorial cria um novo nível de base para os sistemas fluviais continentais. É nesta época que os grandes canais que vertem para as bacias sedimentares marginais na região, como os rios Jaguaribe, Apodi-Morssoró e Piranhas-Açu, estabelecem sua direção de fluxo atual.

Não tendo havido ainda a ruptura a leste e nem o alçamento do Planalto da Borborema, é plausível afirmar que havia outras bacias hidrográficas vertendo para Atlântico Equatorial, as quais se situavam a leste do rio Piranhas-Açu. Como evidência de uma protodrenagem neste setor pode-se citar o delta de maré vazante de Guamaré, a terceira maior feição deltaica da costa potiguar. As atuais dimensões desta feição e a deposição de sequências siliciclásticas continentais no setor até o Mioceno necessitam de um sistema fluvial continental mais desenvolvido que os pequenos canais de maré e rios curtos cujas cabeceiras se localizam na própria bacia Potiguar.

Figura 60 - Evolução do divisor setentrional em três fases distintas: Cretáceo Inferior (I), Cretáceo Superior (II) e Oligoceno-Mioceno (III). As setas pretas indicam a direção do fluxo da drenagem.



Fonte: Elaborado por Amanda Tavares (2019).

No Cretáceo Superior (estágio II da Figura 60), tem-se a abertura do Atlântico Leste e a criação de um novo nível de base geral, bem como o soerguimento Planalto da Borborema, que se estendia mais para leste, sendo os resquícios disto um conjunto de cristas e maciços residuais, já isolados do Planalto principal pelos processos de dissecação. Essa nova configuração gera um desmembramento e deflexão dos canais que antes drenavam para o Atlântico Equatorial em direção ao rio Piranhas-Açu, passando estes primeiros a serem seus tributários, num típico processo de desvio de drenagem.

Num estágio final (estágio III da Figura 60), o magmatismo cenozoico gera uma faixa de soerguimento NE-SW, indicando influência das estruturas do embasamento nas zonas de ascensão e extrusão de material magmático. Essa epirogenia, que se deu entre o Eoceno e o Mioceno, cria um novo divisor regional. Suas repercussões sobre o Planalto são a inversão de relevo da FSM, a qual se encontra intrudida em alguns setores por *plugs* basálticos (MENEZES, 1999). Na bacia Potiguar, a reativação gera o alçamento de sua escarpa estrutural neste setor, originando o planalto cuestiforme da Serra Verde.

O sistema fluvial que antes vertia para oeste é desmembrado a partir deste eixo de soerguimento NE-SW, havendo assim a reversão do sentido da drenagem, com um setor que mantém o curso original (drenagem desajustada) e outro que inverte a direção de fluxo (drenagem revertida). O que era então o médio ou baixo curso de uma bacia torna-se um baixo divisor com formato de arco negativo, com as extremidades elevadas e um centro rebaixado. Vales secos o pontilham, demarcando as antigas conexões das linhas de drenagem.

Os canais que agora vertem para leste são capturados pelas bacias atlânticas, configurando-se agora como as cabeceiras destas. A ausência do padrão ortogonal dos tributários, típico de regiões que passaram por reversão do sentido da drenagem, mostra que o processo neste caso não foi pleno. Como se tratava de um antigo médio-baixo curso, o gradiente dos afluentes não era tão superior ao do canal principal, o que causou um desmembramento generalizado da hidrografia. Além de indicar tal fato, Bishop (1995) também afirma que isso pode decorrer de taxas elevadas de soerguimento.

Nos terrenos pré-cambrianos elevados a leste, evidências de epirogenia, como canais se superimpondo a cristas quartzíticas passam a coexistir com um baixo divisor formado pela junção de pequenos domos que dispersam a drenagem em um padrão radial e, no caso do Pico do Cabugi, também anelar. Têm-se então duas gerações de drenagens, sendo uma associada à dinâmica de reorganização cretácea e outra associada a eventos epirogênicos mais rápidos e recentes.

É notável neste estágio final o fato das cabeceiras de drenagem do novo divisor formado não se situarem sobre os setores mais elevados da paisagem, estando estes, como ditos anteriormente, cortados pela drenagem enquanto pequenos domos separam sistemas fluviais regionais. Em muitos casos, as cabeceiras nos flancos opostos da linha divisória distam menos de 1 km. Os condicionantes a esta configuração são, em ordem de importância, tectonomagmáticos, erosivos e de subordinação dos canais às novas estruturas.

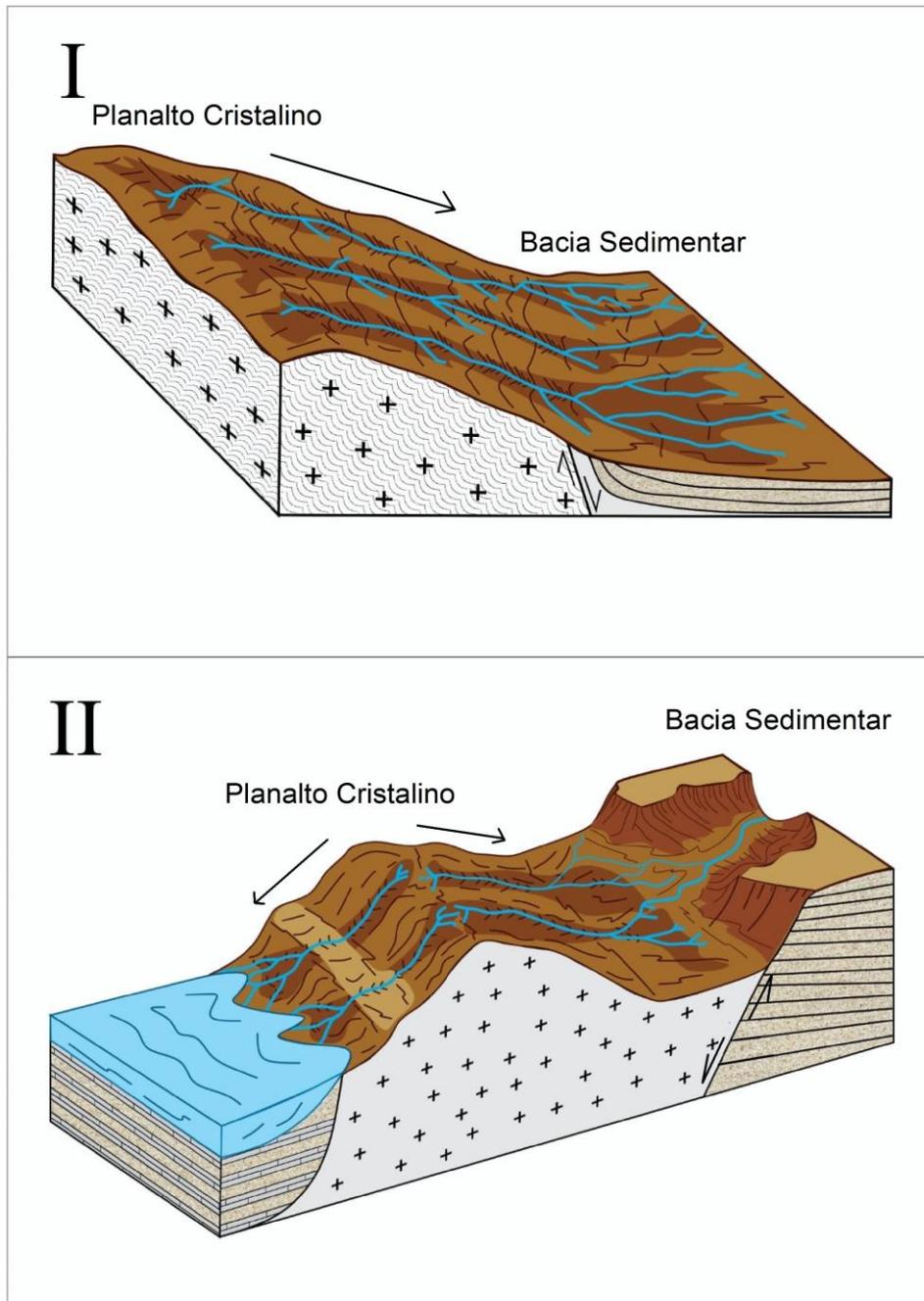
A influência tectonomagmática se dá, como já repetido várias vezes, através de magmatismo cenozoico de baixo volume cuja alocação se deu em zonas de fraqueza preferenciais. A reativação destas e a criação de janelas locais de transtensão facilitaram a ascensão e extrusão dos materiais vulcânicos.

O condicionamento erosivo se dá pela baixa competência erosiva dos canais que drenam este setor, o que é evidente no mapa de valores de χ . A ausência de epigenia ao longo do divisor setentrional indica que a paisagem pós-soerguimento se mantém pouco alterada, pois os rios sob regime semiárido não conseguiram obliterar o que a tectônica e o vulcanismo cenozoico construíram.

E, por último, a subordinação da drenagem às estruturas vulcânicas, evidenciada qualitativamente pelo padrão anelar da drenagem no entorno do Cabugi e condicionamento da deposição fluvial quaternária, e quantitativamente pelos índices morfométricos de canal, mostram que a drenagem ainda não teve tempo suficiente para se adaptar à nova configuração do relevo. As influências evidentes da dinâmica de soerguimento no posicionamento das coberturas inconsolidadas na paisagem também indicam um caráter de continuidade ao longo do quaternário dos pulsos de movimentação vertical e inversão de relevo.

No outro extremo do Planalto da Borborema, no divisor meridional, o modelo evolutivo difere substancialmente. Levando-se em consideração que até o Cretáceo Superior a bacia sedimentar do Jatobá foi uma zona de acumulação, como evidenciado pelos arenitos da Fm. Exu encimando relevos elevados, como a Serra do Periquito, esta provavelmente foi o nível de base da paleobacia do rio Moxotó e de outras bacias regionais (Estágio I da Figura 61). Com a abertura do Atlântico Leste e o soerguimento do Planalto da Borborema tem-se um processo de reversão de drenagem, bem mais antigo em relação ao registrado no divisor setentrional, assemelhando-se ao modelo proposto por Haworth e Ollier (1992) (vide Figura 16). Após o desmembramento fluvial, as bacias a leste, cujo nível de base é o próprio oceano, começam a avançar sobre as bacias interiores.

Figura 61 - Evolução do divisor meridional em duas fases distintas: Cretáceo Inferior (I) e Cenozoico (II). As setas pretas indicam a direção do fluxo da drenagem



Fonte: Elaborado por Amanda Tavares (2019).

A bacia do rio Moxotó, que antes desaguava na depressão tectônica da bacia sedimentar do Jatobá, começa a perder área tanto a leste, para os canais que drenam a escarpa oriental do Planalto da Borborema, como a sul, para as cabeceiras da bacia do rio São Francisco, cujo nível de base também passa a ser o Atlântico (Estágio II da Figura 61). Este mesmo esquema evolutivo pode ser aplicado para a bacia do rio Ipanema.

Como a sul o divisor de drenagem correspondia à borda flexural da bacia do Jatobá, em cotas menores que o Planalto da Borborema, esta foi capturada primeiramente neste setor. A baixa sismicidade residual e ativa para este setor mostra que nele as reativações foram relativamente mais sutis quando consideradas em relação às áreas circunvizinhas (LIMA NETO et al., 2014). A leste, os mecanismos de reativação pós-rifte, como o magmatismo cenozoico, isostasia flexural e possíveis influências de *far-field stresses* mantiveram o divisor elevado. Havendo energia potencial disponível para sua migração em direção aos sistemas fluviais interiores, a qual se encontra ainda em curso. Esse esquema gerou um estado de *transient landscape*, uma paisagem em constante mutação, conforme modelo de Prince, Spotila e Henika (2010; 2011). A decapitação e as capturas fluviais são os processos primordiais nessa dinâmica de instabilidade crônica das margens passivas elevadas. Suas áreas de ocorrência estão condicionadas pelas estruturas herdadas do embasamento, sobretudo as com tendência à reativação pós-rifte, como a Zona de Cisalhamento Cruzeiro do Nordeste-Congo e o Lineamento Pernambuco.

O bloco a sul do Lineamento Pernambuco se apresenta como setor de relevo mais rejuvenescido. A maioria dos índices morfométricos se apresentam elevados neste setor, tanto no Planalto Sedimentar do Jatobá como nas áreas de embasamento cristalino, indicando manutenção dos setores elevados da paisagem em virtude da continuidade ao longo de Cenozoico da reativação de estruturas pré-cambrianas.

Os climas de exceção que se desenvolvem nas cimeiras dos Planaltos da Borborema e do Jatobá também beneficiam essa dinâmica de dissecação fluvial e avanço do divisor. Estes favorecem o desenvolvimento de espessos mantos de intemperismo que, lembrando aqui Vandenberghe (1995), em períodos de transição climática resultam em desestabilização das coberturas superficiais e desmantelamento dos patamares elevados. Esse processo é bem evidente mais a leste, na Cimeira Estutural Pernambuco-Alagoas, setor conhecido como Planalto de Garanhuns (LIMA; CORRÊA, 2016).

Em escala macroscópica, a variabilidade de mecanismos de reativação pós-rifte na Província Borborema pode ser associada às diferenças de arquitetura crustal entre seus compartimentos setentrional e meridional. Têm-se, portanto uma série de fatores em escalas variadas influenciando na diversificação das formas de relevo.

A norte do Domínio da Zona Transversal, como mostrado por Luz et al. (2015) a espessura crustal é menor em relação aos setores a sul. Segundo os autores, este setor passou por um processo de delaminação crustal, o que fez com que perdesse as camadas de material

máfico associadas a processos de *underplating* magmático no Proterozoico. O setor meridional, por sua vez, manteve esta, possuindo maiores espessuras.

Tipos crustais mais delgados são menos resistentes a processos deformacionais, sejam eles verticais ou horizontais. Desta forma, o setor setentrional da Província Borborema é mais susceptível às reativações diferenciais, como *buckling* litosférico e vulcanismo. O setor meridional, por sua vez, é mais resistente a tais processos localizados, sendo os efeitos do magmatismo neste de escala regional. Contudo, isto não exclui a possibilidade de atuação de processos tectônicos em níveis crustais rasos associados a propagação de *stresses* regionais. A persistência de sismicidade no Lineamento Pernambuco (LOPES, 2011; LIMA NETO et al., 2014) evidencia isso.

Diferenças de espessura crustal também explicam o caráter de maior atividade pós-rifte no bloco sul do LP. Por se situar neste o limite estrutural entre a bacia sedimentar do Jatobá e o embasamento cristalino, têm-se um setor de maior adelgaçamento da litosfera resultante da reativação Cretácea do que a norte. Os processos de deformação pós-rifte induzidos pela propagação de *stresses* compressivos regionais repercutem assim sobre as estruturas em regime transcorrente. Considerando que falhas de rejeito direcional apresentam um componente de movimentação vertical (KELLER; PINTER, 2002), estes geraram um setor de soerguimento diferencial.

9 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Província Borborema apresenta uma evolução morfoestrutural e morfotectônica pós-rifte distinta em seus compartimentos terminais a norte e a sul. No divisor setentrional tem-se uma paisagem onde o magmatismo cenozoico foi um importante deflagrador de processos de reestruturação do relevo e rearranjo da drenagem. Evidências morfológicas e morfométricas sugerem três eventos importantes de reorganização dos sistemas fluviais.

No Cretáceo Inferior, com a abertura do Atlântico Equatorial, criou-se um novo nível de base regional para as bacias de drenagens interiores. No Cretáceo Superior, a abertura do Atlântico Leste e soerguimento do Planalto da Borborema desmembram sistemas fluviais a partir dos eixos de arqueamento. A paisagem atual é resultante de processos epirogênicos ocorridos no Cenozoico, entre o Eoceno e o Mioceno, atuando de forma conjunta à reativação de zonas de cisalhamento pré-cambrianas devido à inversão tectônica do campo de tensões. Tais eventos causaram reversão de drenagem a partir dos centros de extrusão magmática e de domeamento regional. Esse último estágio deixou evidências tanto no embasamento cristalino como nas bacias sedimentares marginais.

A paisagem atual do divisor setentrional aparentemente se apresenta pouco dinâmica em virtude do baixo grau de epigenia observada nos pedimentos interplanálticos. Isso decorre da natureza recente dos episódios de reativação tectonomagmática, bem como das atuais condições de semiaridez que restringem a atuação dos processos de incisão fluvial.

Com relação ao divisor meridional, este se apresenta em um contexto de típica margem passiva elevada, onde a energia potencial disponível em sua face atlântica favorece o desenvolvimento de uma paisagem em constante mutação. Os sistemas fluviais costeiros avançam sobre as bacias de drenagem interiores a partir do processo de captura fluvial. Contudo, peculiaridades locais relacionadas à reativações tectônicas em setores preferenciais, como no Lineamento Pernambuco e nas falhas que estruturam o Planalto sedimentar do Jatobá, criam setores anômalos que fogem do padrão regional.

Os índices morfométricos retrataram bem um maior grau de desajuste por possíveis causas tectônicas nos setores a sul do Lineamento Pernambuco, evidenciando que a bacia sedimentar do Jatobá foi palco de reativações após os estágios finais do rifteamento e ruptura do Cretáceo.

Num contexto geral, os resultados apresentados não corroboraram com a ideia de margens passivas elevadas mais tectonicamente ativas do que as de baixa elevação. No NE oriental, a margem equatorial transformante demonstrou uma maior recorrência de eventos de

reativação morfotectônica e epirogênica em escalas distintas. Isso se evidencia em tempos recentes pelo fato desta possuir um maior registro de sismicidade moderna.

A metodologia empregada se mostrou satisfatória. Os índices morfométricos confirmaram as evidências qualitativas fornecidas pela análise morfológica das geoformas e da rede de drenagem. Foi possível abarcar escalas diversificadas, desde os divisores em um contexto regional, passando pelas sub-bacias, até a análise de canais individuais.

Como avanços futuros para a pesquisa que podem ser destacadas têm-se a elaboração de análises sedimentológicas e geocronológicas para as coberturas superficiais deformadas situadas no divisor setentrional. Com isso, poder-se-á inferências mais confiáveis sobre a proveniência dos depósitos identificados, bem como estabelecer uma idade mínima para a influência do magmatismo cenozoica na evolução da paisagem.

Estudos termocronológicos se mostram uma opção mais viável para o divisor meridional. As evidências de deformação, tanto nos estratos sedimentares da bacia do Jatobá como nas áreas de embasamento cristalino, registram uma complexa evolução pós-rifte, a qual ainda não foi reconstruída nos detalhes necessário em relação às demais bacias do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá.

Diante do exposto nos parágrafos anteriores, o presente estudo se mostra como uma etapa inicial para futuras pesquisas, onde o uso de métodos mais acurados permitirá um maior detalhamento dos estágios de evolução da paisagem no NE oriental, tanto em escala espacial quanto temporal.

REFERÊNCIAS

ABDELKAREEM, M.; EL-BAZ, F. Evidence of drainage reversal in the NE Sahara revealed by space-borne remote sensing data. **Journal of African Earth Sciences**, v. 110, p. 245–257, 2015.

AB’SÁBER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste brasileiro. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 19, p. 1-38, 1969.

ADAMS, P. N. Geomorphic origin of Merritt Island-Cape Canaveral, Florida, USA: A paleodelta of the reversed St. Johns River?. **Geomorphology**, v. 306, p. 102–107, 2018.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A. Províncias Estruturais Brasileiras – Atas VIII Simp. Geol. Nordeste, **Anais**. Campina Grande, 363-391, 1977.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R.; MACHADO JR., D. L.; DEHIRA L. K. Magmatismo pós-Paleozóico no nordeste oriental do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 18, p. 451-462, 1988.

ALVES, K. M. A. S. **Modelagem Conceitual Agroclimática do Município de Buíque**. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Centro de Ciências Humanas e Filosofia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2012.

ALVES, F. C.; ROSSETTI, D. F. Neotectonic record in South American passive margin based on morphostructural analysis of northern Paraíba Basin, Brazil. **Zeitschrift fur Geomorphologie**, v. 61, p. 95-108, 2017.

ANDRADE, G. O. Gênese do relevo nordestino: estado atual dos conhecimentos. **Revista estudos sedimentológicos**, v 2, n. 3, p.1-13. 1968.

ANTÓN, L.; DE VICENTE, G.; MUÑOZ-MARTÍN, A.; STOKES, M. Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia). **Geomorphology**, v. 206, p. 250-261, 2014.

ASSUMPÇÃO, M. The Regional Intraplate Stress Field in South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. B8, p. 11.889-11.903, 1992.

ASSUMPÇÃO, M.; DIAS, F. L.; ZEVALLOS, I.; NALIBOFF, J. B. Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 71, p. 278-295, 2016.

BEEKMAN, F.; BULI, J. M.; CLOETINGH, S.; SCRUTTON, R. A. Crustal fault reactivation as initiator of lithospheric folding in the Central Indian Ocean. In: BUCHANAN, P. G.; NIEUWLAND, D. A. (Eds). **Modern Developments in Structural Interpretation, Validation and Modelling**. London: Geological Society, Special Publications, 99, 1996. 251–263 p.

BÉTARD, F. Uplift and denudation history at low-elevation passive margins: Insights from morphostratigraphic analysis in the SE Armorican Massif along the French Atlantic margin. **Comptes Rendus Geoscience**, v. 342, p. 215-222, 2010.

BEZERRA, F. H. R.; LIMA FILHO, F. P.; AMARAL R. F.; CALDAS, L. H. O.; COSTA NETO, L. X. Using beachrock and hydro-isostatic predictions to identify Holocene coastal tectonics in NE Brazil. In: Geol. Soc., London, Special Publication. (Org.). **Coastal Tectonics**. STEWART, I.; VITA-FINZI, C. (eds.). 146 ed. Londres: Geological Society, 1998, v. 146, p. 279-293.

BEZERRA, F. H. R. Neotectonics in northeastern Brazil: implications for a preliminary seismic-hazard assessment. **Revista Brasileira de Geociências**, Rio de Janeiro, v. 30, n. 3, p. 558-560, 2000.

BEZERRA, F. H. R.; VITAFINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. **Geology**, Boulder, CO, v. 28, p. 591-594, 2000.

BEZERRA, F. H. R.; TAKEYA, M. K.; SOUSA, M. O. L.; DO NASCIMENTO, A. F. Coseismic reactivation of the Samambaia fault, Brazil. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 430, n. 1-4, p. 27-39, 2007.

BEZERRA, F. H. R.; BRITO NEVES, B. B.; CORRÊA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. . Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - the Cariatá trough, northeastern Brazil. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 97, p. 555-582, 2008.

BEZERRA, F. H. R.; DO 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**, Amsterdam, v. 510, p. 269-290, 2011.

BEZERRA, F. H. R.; ROSSETTI, D. F.; OLIVEIRA, R. G.; MEDEIROS, W. E.; BRITO NEVES, B. B.; BALSAMO, F.; NOGUEIRA, F. C. C.; DANTAS, E. L.; ANDRADE FILHO, C.; GÓES, A. M. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. **Tectonophysics**, v. 614, n. 1, p. 78-90, 2014.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.

BLENKINSOP, T.; MOORE, A. Tectonic Geomorphology of passive margins and continental hinterlands. In: OWEN, L. A. (Ed.). **Treatise on Geomorphology**. Elsevier, 2013. v. 5. 71-92 p.

BORDAL, M. G. **Drainage reversals due to tectonic uplift: an investigation through modeling**. 2014. 32 f. Monografia (Bacharelado em Geologia) - Portland University, Portland, 2014.

BOTT, M. H. P. Rifted passive margins. In: OLSEN, K. H. (Ed.). **Continental rifts: evolution, structure, tectonics**. Elsevier, 1995. 409-426 p.

BRADLEY, D. C. Passive margins through earth history. **Earth-Science Reviews**, v. 91, p. 1-26, 2008.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E. J.; CAMPOS NETO, M. C.; KOZUCH, M. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 25, p. 279–296, 1995.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; SCHMUS, W. R. V. Tectonic History of the Borborema Province. In: CORDANI, U.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Org.). **Tectonic Evolution of south america**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. 151-182 p.

BRITO NEVES, B. B. **Glossário de Geotectônica**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011. 256 p.

BRITO NEVES, B. B. Orogenias: das margens continentais ao interior remoto das placas, uma revisão no tema. **Terrae Didactica**, Campinas, v. 12, p. 19-35, 2016.

BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M. The Brasiliano collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 44, n. 3, p. 131-136, 2014.

BRODIE, J; WHITE, N. The link between sedimentary basin inversion and igneous underplating. In: BUCHANAN, J. G.; BUCHANAN, P.G. (Eds.), **Basin Inversion**. Geological Society of London, Special Publications 88, pp. 21–38, 1995.

BÜDEL, J. **Climate Geomorphology** . Princenton University Press, 1982.

BURKE, K. Origin of the Cameroon Line of Volcano-Capped Swells. **The Journal of Geology**, v. 109, n. 3, p. 349-362, 2001.

BUTT, C. R. M.; BRISTOW, A. P. J. Relief inversion in the geomorphological evolution of sub-Saharan West Africa. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 185, n. 1, p. 16-26, 2013.

CAVALCANTI, L. C. S. **Da descrição de áreas à teoria dos geossistemas: uma abordagem epistemológica sobre sínteses naturalistas**. 2013. 217 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal do Pernambuco, Recife, 2013.

CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; ZALÁN, P. V.; TEIXEIRA, J. B. G. Estágios evolutivos do Brasil no Fanerozoico. In: HASUI, Y.; CARNEIRO; C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012b. 123-130 p.

CARVALHO, R. R. **Origem e proveniência da sequência siliciclástica inferior da Bacia do Jatobá**. 2010. 83 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2010.

CAS, R. A. F.; VAN OTTERLOO, J.; BLAIKIE, T. N.; VAN DEN HOVE, J. The dynamics of a very large intra-plate continental basaltic volcanic province, the Newer Volcanics Province, SE Australia, and implications for other provinces. **Geol. Soc. Lond.**, Spec. Publ. 446, 2016.

CAVALCANTI, L. C. S.; CORRÊA, A. C. B. Pluviosidade no Parque Nacional do Catimbau (Pernambuco): seus condicionantes e seus efeitos sobre a paisagem. **Geografia**, Londrina, v. 23, n. 2. p. 133-156, 2014.

CHARDON, D.; GRIMAUD, J.; ROUBY, D.; BEAUVAIS, A.; CHRISTOPHOUL, F. Stabilization of large drainage basins over geological time scales: Cenozoic West Africa, hot spot swell growth, and the Niger River. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 17, p. 1164-1181, 2016.

CHENG, W.; WANG, N.; ZHAO, M.; ZHAO, S. Relative tectonics and debris flow hazards in the Beijing mountain area from DEM-derived geomorphic indices and drainage analysis. **Geomorphology**, v. 257, p. 134–142, 2016.

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; VARAJÃO, A. F. D. C.; SALGADO, A. A. R.; OLIVEIRA, L. A. F.; BERTOLINI, W. Z. O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 14, p. 299-308, 2014.

CLOETINGH, S.; BUROV E.; POLIAKOV, A. Lithosphere folding: Primary response to compression? (from central Asia to Paris Basin). **Tectonics**, v. 18, n.6, p. 1064–1083, 1999.

CLOETINGH, S.; BUROV, E.; BEEKMAN, F.; ANDEWEG, B.; ANDRIESSEN, P. A. M.; GARCIA-CASTELLANOS, D.; DE VICENTE, G.; VEGAS, R. Lithospheric folding in Iberia. **Tectonics**, v. 21, n. 5, p. 1-26, 2002.

CLOETINGH, S.; BEEKMAN, F.; ZIEGLER, P. A.; VAN WEES, J. D.; SOKOUTIS, D. Post-rift compressional reactivation potential of passive margins and extensional basins. In: JOHNSON, H.; DORÉ, A. G.; GATLIFF, R. W.; HOLDSWORTH, R.; LUNDIN, E. R.; RITCHIE, J. D. (Eds). **The Nature and Origin of Compression in Passive Margins**. London: Geological Society, 2008. 27-70 p.

CLOETINGH, S; BUROV, E. Lithospheric folding and sedimentary basin evolution: a review and analysis of formation mechanisms. **Basin Research**, v. 23, p. 257–290, 2011.

COBBOLD, P. R.; ROSSELLO, E. A.; ROPERCH, P.; ARRIAGADA, C.; GÓMEZ, L. A.; LIMA, C. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. In: RIES, A. C.; BUTLER, R. W. H.; GRAHAM, R. H. **Deformation of the Continental Crust**. London: Geological Society, 2007. 321–343 p.

COOPER, M. A.; WILLIAMS, G. D.; GRACIANSKY, P. C.; MURPHY, R. W.; NEEDHAM, T.; PAOR, D.; STONELEY, R.; TODD, S. P.; TURNER, J. P.; ZIEGLER, P. A.

Inversion tectonics - a discussion. In: COOPER, M. A.; WILLIAMS, G. D. (Eds). **Inversion Tectonics**. London: Geological Society Special Publications, 335-347, 1989.

CORDANI, U.G.; SATO, K. Crustal evolution of the South America Platform based on Nd isotopic systematics of igneous rocks, **Episodes**, n. 22, p. 167-173, 1999.

CORRÊA, A. C. B.; TAVARES; B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA; D. R. Megageomorfologia e morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 31, n. 1-2, p. 35-52, 2010.

CORRÊA, A. C. B. Antropogênese e morfogênese sob a ação de eventos climáticos de alta magnitude no Semiárido pernambucano: o caso da bacia do riacho Salgado. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 12, n. 3, p. 25-36, 2011.

COSTA, C. S.; FERREIRA, J. M.; LIMA NETO, H. C.; BEZERRA, F. H. R.; SOUSA, M. O. L. Sismicidade intraplaca em Pedra Preta (RN) no período de 2013 a 2014. **Geologia USP. Série científica**, v. 17, n. 2, p. 123-129, 2017.

COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. **GSA Bulletin**, v. 106, p 571-581, 1994.

CRAW, D.; WATERS, J. Geological and biological evidence for regional drainage reversal during lateral tectonic transport, Marlborough, New Zealand. **Journal of the Geological Society**, London, v. 164, p. 785-793, 2007.

DAVIS, W. M. The rivers and valleys of Pennsylvania. **Natl. Geogr. Mag.**, v. 1, p. 183-253, 1889.

DAVIS, W.M. The geographical cycle. **Geographical Journal**. v.14, p. 481-504, 1899.

DEHBOZORGI M.; POURKERMANI, M.; ARIAN, M.; MATKAN, A. A; MOTAMEDI, H.; HOSSEINIASL, A. Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran. **Geomorphology**, v. 121, p. 329-341, 2010.

DELGADO, I. M.; SOUZA, J. D.; SILVA, L. C.; SILVEIRA FILHO, N. C.; SANTOS, R. A.; PEDREIRA, A. J.; GUIMARÃES, J. T.; ANGELIM, L. A. A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; LACERDA FILHO, J. V.; VALENTE, C. R.; PERROTTA, M. M.; HEINECK, C. A. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG**. Brasília: CPRM, 2003. 227-334 p.

DEMEK, J. **Manual of Detailed Geomorphological Mapping**. Prague: Academia, 1972. 520 p.

DINIZ, M. T. M.; PEREIRA, V. H. C. Climatologia do Rio Grande do Norte: sistemas atmosféricos atuantes e mapeamento de tipos de clima. **Boletim Goiano de Geografia (Online)**, Goiânia, v. 35, n. 3, p. 488-506, 2015.

EBERT, H. Baustil und regional metamorphose in Prarkambrischen grundgebirge brasiliens. **Tschemarks Min. U. Petr. Mitt.** v. 8, p. 48-81, 1962.

EGGLETON, R. A. **The Regolith Glossary: Surficial geology, soils and landscapes.** Canberra: CRCLEME, 2001. 152 p.

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, 150–173, 2008.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; PERINOTTO, J. A. J.; FULFARO, V. J. Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão - RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências - USP - Série Científica**, São Paulo, v. 4, n.2, p. 43-56, 2004.

FERNANDES, L. A. Calcretes e registros de paleossolos em depósitos continentais neocretáceos (Bacia Bauru, Formação Marília). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 40, p. 19-35, 2010.

FERNÁNDEZ-LOZANO, J.; SOKOUTIS, D.; WILLINGSHOFER, E.; CLOETINGH, S.; DE VICENTE, G. Cenozoic deformation of Iberia: A model for intraplate mountain building and basin development based on analogue modeling. **Tectonics**, v. 30, p. 1-25, 2011.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**, Curitiba, v. 1, n. 1, p. 15-28, 2005.

FERREIRA, J. M.; OLIVEIRA, R. T.; TAKEYA, M. K.; ASSUMPCÃO, M. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. **Geophysical Journal International**, v. 134, n. 2, p. 341-355, 1998.

FERREIRA, J. M.; BEZERRA, F. H. R.; SOUSA, M. O. L.; DO NASCIMENTO, A. F.; SÁ, J. M.; FRANCA, G. S. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 456, n. 3-4, p. 111-126, 2008.

FERREIRA, N. J.; RAMÍREZ, M. V.; GAN, M. A. Vórtices ciclônicos de altos níveis que atuam na vizinhança do Nordeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (Orgs.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 43-60.

FONSÊCA, D. N.; CORRÊA, A. C. B.; SILVA, A. C. Compartimentação Geomorfológica da Região Metropolitana do Recife (RMR) a partir da análise morfoestrutural. **Geo UERJ**, Rio de Janeiro v. 29, p. 201-219, 2016.

FORTE, A. M.; WHIPPLE, K. X. Criteria and tools for determining drainage divide stability. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 493, p.102–117, 2018.

FUMIYA, M. H. **Gênese dos ferricretes e sua relação com transformações da paisagem no noroeste do Paraná**. 2017. 164 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2017.

GAIDZIK, K.; RAMÍREZ-HERRERA, M. T. Geomorphic indices and relative tectonic uplift in the Guerrero sector of the Mexican forearc. **Geoscience Frontiers**, v. 8, p. 885-902, 2017.

GARROTE, J.; HEYDT, G. G.; COX, R. T. Multi-stream order analyses in basin asymmetry: a tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain). **Geomorphology**, v. 102, n. 1, p. 130–144, 2008.

GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. A. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. **Nature**, v. 346, p. 739-742, 1990.

GOUDIE, A. S. **Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes**. Oxford: Clarendon Press, 1973. 174 p.

GOUDIE, A. S. The drainage of Africa since the Cretaceous. **Geomorphology**, v. 67, p. 437-456, 2005.

GREEN, P. F.; DUDDY, I. R.; JAPSEN, P.; BONOW, J. M.; MALAN, J. A. Post-breakup burial and exhumation of the southern margin of Africa. **Basin Research**, v. 29, p. 96-127, 2016.

GREEN, P. F.; JAPSEN, P.; CHALMERS, J. A.; BONOW, J. M.; DUSSY, I. R. Post-breakup burial and exhumation of passive continental margins: Seven propositions to inform geodynamic models. **Gondwana Research**, v. 53, p. 58-81, 2018.

GURGEL, S. P. P.; BEZERRA, F. H. R.; CORRÊA, A. C.B.; MARQUES, F. O.; MAIA, R. P. Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 186, n. 1, p. 68 - 84, 2013.

HACK, J. T. Stream-profiles analysis and stream-gradient index. **Journal Research U.S. Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HACK, J. T. **Physiographic divisions and differential uplift in the Piedmont and Blue-Ridge**. U.S. Geological Survey Professional Paper, v. 1265, 1982. 49 p.

HACKNEY, C.; CARLING, P. The occurrence of obtuse junction angles and changes in channel width below tributaries along the Mekong River, south-east Asia. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 36, n. 12, p. 1563–1576, 2011.

HARE, P. W; GARDNER, I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. In: Annual Binghamton Geomorphology Symposium. Boston, 1985.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozóica continental no sudeste brasileiro, 1, Belo Horizonte – MG. Bol. Soc. Bras. Geol. Núcleo Minas Gerais, 1990.

HASUI, Y. Sistema Orogênico Borborema. In: HASUI, Y.; CARNEIRO; C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012a. 254-288 p.

HASUI, Y. Quadro geral da evolução Pré-Ordoviciano: a conexão Brasil-África. In: HASUI, Y.; CARNEIRO; C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012b. 123-130 p.

R. J. HAWORTH; C. D. OLLIER. Continental rifting and drainage reversal: the Clarence River of eastern Australia. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 17, 387-97, 1992.

HIRUMA, S. T. **Neotectônica no Planalto de Campos de Jordão, SP**. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar). Instituto de Geociências – USP. São Paulo. 102p. 1999.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER NETO, J. C.; FRANCO-MAGALHÃES, A. O. B. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development. **Gondwana Research**, v. 18, p. 674-687, 2010.

HOLBROOK, J.; SCHUMM, S. A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, v. 305, p. 287–306, 1999.

HOLFORD, S. P.; GREEN, P. F.; DUDDY, I. R.; TURNER, J. P.; HILLIS, R. R.; STOKER, M. S. Regional intraplate exhumation episodes related to plate-boundary deformation. **GSA Bulletin**, v. 121; n. 11/12, p. 1611–1628, 2009.

HUGGET, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. 3. ed. New York: Routledge, 2011. 516 p.

INDREVÆR, K.; GABRIELSEN, R. H.; FALEIDE, J. I. Early Cretaceous synrift uplift and tectonic inversion in the Loppa High area, southwestern Barents Sea, Norwegian shelf. **Journal of the Geological Society**, v. 174, p. 242–254, 2017.

INMET. Instituto Nacional de Meteorologia. **Normais Climatológicas do Brasil 1961-1990**. Organizadores: Andrea Malheiros Ramos, Luiz André Rodrigues dos Santos, Lauro Tadeu Guimarães Fortes. Brasília, DF: INMET, 2009.

JACQUES, P. D.; SALVADOR, E. D.; MACHADO, R.; GROHMANN, C. H.; NUMMER, A. R. Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 213, p. 13-23, 2014.

JAPSEN, P.; CHALMERS, J. A.; GREEN, P. F.; BONOW, J. M. Elevated, passive continental margins: Not rift shoulders, but expressions of episodic, post-rift burial and exhumation. **Global and Planetary Change**, v. 90-91, p. 73-86, 2012a.

JAPSEN, P.; BONOW, J. M.; GREEN, P. F.; COBBOLD, P. R.; CHIOSSI, D.; LILLETVEIT, R.; MAGNAVITA, L. P.; PEDREIRA, A. Episodic burial and exhumation in

NE Brazil after opening of the South Atlantic. **GSA Bulletin**, v. 124, n. 5-6, p. 800-816, 2012b.

JELINEK, A. R.; CHEMALE JR., F.; VAN DER BEEK, P. A.; GUADAGNIN, F.; CUPERTINO, J. A.; VIANA, A. Denudation history and landscape evolution of the northern East-Brazilian continental margin from apatite fission-track thermochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 54, p. 158-181, 2014.

Jenness, J. DEM Surface Tools. Jenness Enterprises, 2013. Disponível em: http://www.jennessent.com/arcgis/surface_area.htm

KALE, V. S. The Western Ghat: The Great Escarpment of India. In: MIGÓN, P. (Ed.). **Geomorphological landscapes of the world**. Dordrecht: Springer, 2010. 257-264 p.

KALE, V. S.; VAIDYANADHAN, R. The Indian Peninsula: Geomorphic Landscapes. In: KALE; V. S. **Landscapes and landforms of India**. Dordrecht: Springer, 2014. 65-78 p.

KANE, R. P. Prediction of droughts in Northeast Brazil: role of ENSO and use of periodicities. **Int. J. Climatol.**, v. 17, n. 6, p. 655–665, 1997.

KEMPF, J. Morphotectonics and denudation in the landform history of the Namibian Great Escarpment landscapes. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 54, n. 3, p. 347-376, 2010.

KING, L. C. Canons of Landscape Evolution. **Bulletin Geological Society of America**, v. 64, n. 7, p. 721-732, 1953.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

KING, S. D.; ANDERSON, D. L. Edge Driven Convection. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 160, p. 289-296, 1998.

KNESEL, K. M.; SOUZA, Z. S.; VASCONCELOS, P. M.; COHEN, B. E.; SILVEIRA, F. V. Young volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a trace of the Fernando de Noronha plume on the continent. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 302, n. 1-2, p. 38-50, 2011.

KOUKOUVELAS, I. K. ZYGOURI, V.; NIKOLAKOPOULOS, K.; VERROIOS, S. Treatise on the tectonic geomorphology of active faults: The significance of using a universal digital elevation model. **Journal of Structural Geology** (2018), <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.06.007>

LAVARINI, C.; MAGALHAES JUNIOR, A. P. ; OLIVEIRA, F. S. ; CARVALHO, A. Neotectonics, river capture and landscape evolution in the highlands of SE Brazil. **Mercator**, Fortaleza, v. 15, p. 95-119, 2016.

LESTI, C.; GIORDANO, G.; SALVINI, F.; CAS, R. Volcano tectonic setting of the intraplate, Pliocene-Holocene Newer Volcanics Province (southeast Australia): role of crustal fracture zones. **J. Geophys. Res.**, v. 113, p. 1-11, 2008.

LITHGOW-BERTELLONI, C.; SILVER, P. G. Dynamic topography, plate driving forces and the African superswell. **Nature**, v. 395, p. 269-272, 1998.

LIMA, C. C.; NASCIMENTO, E.; ASSUMPCÃO, M. Stress orientation in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis — implications for force models in the South American Plate. **Geophysical Journal International**, v. 130, p. 112–124, 1997.

LIMA, M. G. **A história do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações climáticas e tectônicas**. 2008. 255 p. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

LIMA NETO, H. C.; FERREIRA, J. M.; BEZERRA, F. H. R.; ASSUMPCÃO, M. S.; DO NASCIMENTO, A. F.; SOUSA, M. O. L.; MENEZES, E. A. S. Upper crustal earthquake swarms in São Caetano: Reactivation of the Pernambuco shear zone and trending branches in intraplate Brazil. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 608, p. 804-811, 2013.

LIMA, C. C. U.; BEZERRA, F. H. R.; NOGUEIRA, F. C. C.; MAIA, R. P.; SOUSA, M. O. L. Quaternary fault control on the coastal sedimentation and morphology of the São Francisco coastal plain, Brazil. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 628, p. 1-14, 2014.

LIMA, E. M.; CORRÊA, A. C. B. Mapeamento geomorfológico como ferramenta de caracterização ambiental do município de Garanhuns-PE. **Geosul**, Florianópolis, v. 31, n. 62, p. 317-336, 2016.

LIMA, J. C. F.; BEZERRA, F. H. R.; ROSSETTI, D. F. ; BARBOSA, J. A.; MEDEIROS, W. E. ; DE CASTRO, D. L.; VASCONCELOS, D. L. Neogene-Quaternary fault reactivation influences coastal basin sedimentation and landform in the continental margin of NE Brazil. **Quaternary International**, v. 438, p. 92-107, 2017.

LIMA NETO, H. C.; FERREIRA, J. M.; BEZERRA, F. H. R.; ASSUMPCÃO, M.; DO NASCIMENTO, A. F.; SOUSA, M. O. L.; MENEZES, E. A. S. Earthquake sequences in the southern block of the Pernambuco Lineament, NE Brazil: Stress field and seismotectonic implications. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 633, p. 211-220, 2014.

LOPES, A. E. V.; ASSUMPCÃO, M.; DO 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, p. 1303-1312, 2010.

LOPES, A. E. V. **Mecanismos focais e esforços litosféricos no Brasil**. 202 f. 2011. Tese (Doutorado em Geofísica) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

LUZ, R.M.N; JULIÁ, J; NASCIMENTO, A.F. Crustal structure of the eastern Borborema Province, NE Brazil, from the joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion: Implications for plateau uplift. **Journal Geophysical Research Solid Earth**, v. 120, p. 3848-3869, 2015.

MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento Geomorfológico do Nordeste brasileiro. **B. Soc. Geol. Núcleo Nordeste**, v.3, p.5-36, 1975.

MACEDO, J. M. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.3, n. 3, p. 159-173, 1989.

MAGNAVITA, L. P.; DAVISON, I.; KUSZNIR, N. J. Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. **Tectonics**, v. 13, n. 2, p. 367-388, 1994.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; SALES, V. C. Geomorfologia do Nordeste: Concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento. **Revista de Geografia**, Recife, v. 27, p. 6-19, 2010.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 12, n. 3, p. 37-46, 2011.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Tectônica pós-miocênica e controle estrutural de drenagem no rio Apodi-Mossoró, Nordeste do Brasil. **Boletim de Geografia** (Online), v. 31, p. 57-68, 2013.

MAIA, RUBSON P.; BEZERRA, F. H. R. Inversão neotectônica do relevo na Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 15, p. 61-74, 2014a.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional brasileiro. **Mercator**, Fortaleza, v. 13, p. 127-141, 2014b.

MAIA; R. P. BEZERRA, F. H. R. Potiguar Basin: Diversity of Landscapes in the Brazilian Equatorial Margin. In: VIEIRA, B. C.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. Landscapes and landforms of Brazil. Dordrecht: Springer, 2015. p. 147-156.

MAIA, R. P.; BÉTARD, F.; BEZERRA, F. H. R. Geomorfologia dos maciços de Portalegre e Martins - NE do Brasil: inversão do relevo em análise. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 17, p. 273-285, 2016.

MANDAL, S. K.; BURG, J. P.; HAGHIPOUR, N. Geomorphic fluvial markers reveal transient landscape evolution in tectonically quiescent southern Peninsular India. **Geological Journal**, v 52, p. 681-702, 2017.

MARENCO, J. A.; TORRES, R. R.; ALVES, L. M. Drought in Northeast Brazil-past, present, and future. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 20, n. 3-4, p. 1189-1200, 2017.

MARENT, B. R.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. Modelos de evolução do relevo de margens passivas em regiões com grande escarpamento. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 14, n. 2, p. 235-240, 2013.

MARQUES, F. O.; NOGUEIRA, F. C. C.; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, D. L. The Araripe Basin in NE Brazil: An intracontinental graben inverted to a high-standing horst. **Tectonophysics**, v. 630, n. 1, p. 251-264, 2014.

MATMON, A.; ENZEL, Y.; ZILBERMAN, E.; HEIMANN, A. Late Pliocene and Pleistocene reversal of drainage systems in northern Israel: tectonic implications. **Geomorphology**, v. 28, p. 43-59, 1999.

MATOS, R. M. D. The Northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, v. 11, p. 766-791, 1992.

MCLENNAN, J.; LOVELL, B. Control of regional sea level by surface uplift and subsidence caused by magmatic underplating of Earth's crust. **GSA Bulletin**, v. 30, n. 8, p. 675-678, 2002.

MCKENZIE, D. A possible mechanism for epeirogenic uplift. **Nature**, v. 307, p. 616-618, 1984.

MCPHADEN, M. J. El Niño and La niña: causes and global consequences. In: MCCracken, M. C.; PERRY, J. S. (Eds.). **Encyclopedia of global environmental change**. Chichester: John Wiley & Sons, 2002. v. 1. p. 353-370.

MCPHERSON, A.; CLARK, D.; MCPHAIL, M.; CUPPER, M. Episodic post-rift deformation in the south-eastern Australian passive margin: evidence from the Lapstone Structural Complex. **Earth Surf. Process. Landforms**, v. 39, p. 1449–1466, 2014.

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, P. P. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (Orgs.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 26-42.

MENEZES, M. R. F. **Estudos sedimentológicos e contexto estrutural da Formação Serra dos Martins**. Dissertação de Mestrado PPGG-UFRN, 1999.

MIGÓN, P. Inverted relief. In: GOUDIE, A. S. (Ed.). **Encyclopedia of Geomorphology**. New York: Routledge, 2004. v. 1. p. 574.

MOJZESZOWICZ, A. G. **Evolução da tectônica rúptil no nordeste do Brasil baseada na termocronologia por traço de fissão em apatita**. 2009. 64 f. Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado em Geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2009.

MIKESELL, L. R.; WEISSMANN, G. S.; KARACHEWSKI, J. A. Stream capture and piracy recorded by provenance in fluvial fan strata. **Geomorphology**, v. 115, p. 267–277, 2010.

MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ-FILHO A.; MILANI E. J.; CÉSERO, P. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, p. 183-198, 2002.

MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 43, n. 3-4, p. 257-271, 2002.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Rio de Janeiro, v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002.

MONTEIRO, K. A. **Análise geomorfológica da escarpa oriental da Borborema a partir da aplicação de métodos morfométricos e análises estruturais**. 2015. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Pernambuco, 2015.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. Where do channels begin?. **Nature**, v. 336, p. 232-234, 1988.

MORAIS NETO, J. M.; ALKMIN, F. F. A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 31, n. 1, 95–106, 2001.

MORAIS NETO, J. M.; HEGARTY, K.; KARNER, G. D. Abordagem preliminar sobre paleotemperatura e evolução do relevo da bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, a partir da análise de traços de fissão em apatita. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.14, n. 1, p. 113-118, 2006.

MORAIS NETO, J. M.; HEGARTY, K. A.; KARNER, G. D.; ALKMIN, F. F. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 26, n. 7, p. 1070-1086, 2009.

MORISAWA, M. Rivers and valleys of Pennsylvania, revisited. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 2, p. 1-22, 1989.

MOUCHA, R.; RUETENIK, G. A. Interplay between dynamic topography and flexure along the U.S. Atlantic passive margin: Insights from landscape evolution modeling. **Global and Planetary Change**, v. 149, p. 72-78, 2017.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Boston, v. 38, n. 12, p. 2653-2675, 1981.

MOUSSI, A.; REBAÏ, N.; CHAÏEB, A.; SAÂDI, A. GIS-based analysis of the Stream Length-Gradient Index for evaluating effects of active tectonics: a case study of Enfidha (North-East of Tunisia). **Arabian Journal of Geosciences**, v, 11, p. 1-15, 2018.

NASCIMENTO, M. A. L. **Geologia, Geocronologia, Geoquímica e Petrogênese das Rochas Ígneas Cretácicas da Província Magmática do Cabo e Suas relações com as Unidades Sedimentares da Bacia de Pernambuco (NE do Brasil)**. 2003. 233 f. Tese de Doutorado. PPGG/UFRN, 2003.

NASCIMENTO, E. R.; SALAMUNI, E. ; QUEIROZ, G. L.; HAUCK, P. A.; FIORI, A. P. Evidências de determinação morfotectônica e neotectônica no relevo da serra do Mar no estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 14, p. 287-299, 2013.

NEVES, S. P. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. **Tectonics**, v. 22, n. 4, p. 1-14, 2003.

NEWSOM, H. E.; LANZA, N. L.; OLLILA, A. M.; WISEMAN, S. M.; ROUSH, T. L.; MARZO, G. A.; TORNABENE, L. L.; OKUBO, C. H.; OSTERLOO, M. M.; HAMILTON, V. E.; CRUMPLER, L. S. Inverted channel deposits on the floor of Miyamoto crater, Mars. **Icarus**, v. 205, n. 1, p. 64-72, 2010.

NÓBREGA, M. A.; SÁ, J. M.; BEZERRA, F. H. R.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; OLIVEIRA, S. G.; SAENZ, C. A. T.; LIMA FILHO, F. P. The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. **Radiation Measurements**, v. 39, p. 627–633, 2005.

NOGUEIRA, F. C. C.; MARQUES, F. O.; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, D. L. FUCK, R. A. Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: Insights from the Rio do Peixe Basin. **Tectonophysics**, v. 644-645, n. 1, p. 92-107, 2015.

OLIVEIRA, R. G. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província da Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)**. 2008. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) – Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

OLIVEIRA, D. Capturas fluviais como evidências da evolução do relevo: uma revisão bibliográfica. *Revista do Departamento de Geografia, São Paulo*, v. 20, p. 37-50, 2010.

OLIVEIRA, R. G.; MEDEIROS, W. E. Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 37, p. 60-76, 2012.

OLLIER, C. D.; GALLOWAY, R. W. The laterite profile, ferricrete and unconformity. **Catena**, Cremlingen, v. 17, n. 2, p. 97-109, 1990.

OLLIER, C. D. The Great Escarpment of eastern Australia: Tectonic and geomorphic significance. **J. Geol. Soc. Aust.**, v. 29, p. 13–23, 1982.

OLLIER, C. D.; SHETH, H. C. The High Deccan duricrusts of India and their significance for the ‘laterite’ issue. **Earth Syst. Sci.**, v. 117, n. 5, p. 537–551, 2008.

OWONO, F. M.; NITAMAK-NIDA, M.; DAUTEUIL, O.; GUILLOCHEAU, F.; NJOM, B. Morphology and long-term landscape evolution of the South African plateau in South Namibia. **Catena**, v. 142, p. 47-65, 2016.

PAIN, C. F.; OLLIER, C. D. Inversion of relief - a component of landscape evolution. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 12, n. 2, p. 151-165, 1995.

PAIN, C. F.; CLARKE, J. D. A.; THOMAS, M. Inversion of relief on Mars. **Icarus**, v. 190, n. 2, p. 478-491, 2007.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; CALEGARI, M. R. Evolução de bacias de baixa ordem nos 41.000 anos AP - Brasil Meridional. **Mercator**, Fortaleza, v. 11, n. 26, p. 131-148, 2012.

PEDERSEN, V. K.; HUISMANS, R. S.; MOUCHA, R. Isostatic and dynamic support of high topography on a North Atlantic passive margin. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 446, p. 1-9, 2016.

PERRON, J.; ROYDEN, L. An integral approach to bedrock river profile analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, p. 570-576, 2013.

PEDERSON, D. T. Stream piracy revisited: a groundwater sapping solution. **GSA Today**, v. 11, n. 9, p. 4-10, 2001.

PÉREZ-PEÑA, J. V.; AZAÑÓN, A. M.; AZOR, A. CalHypso: an ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. **Computers & Geosciences**, v. 35, p. 1214–1223, 2009.

PÉREZ-PEÑA, J. V.; AL-AWABDEH, M.; AZAÑÓN, J. M.; GALVE, J.P., BOOTH-REA, G.; NOTTI, D. Swath profiler and NProfiler: two new ArcGIS add-ins for the automatic

extraction of swath and normalized river profiles. **Computer & Geosciences**, v. 104, p. 135–150, 2017.

PETERSEN, K. D.; SCHIFFER, C. Wilson cycle passive margins: Control of orogenic inheritance on continental breakup. **Gondwana Research**, v. 39, p. 131-144, 2016.

PEULVAST, J.; CLAUDINO SALES, V. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian ONordestee: constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**, Amsterdam, Holanda, v. 62, p. 89-122, 2004.

PEULVAST, J.; CLAUDINO SALES, V.; BEZERRA, F. H. R.; BÉTARD, F. Landforms and Neotectonics in the Equatorial Passive Margin of Brazil. **Geodinamica Acta**, Paris, v. 19, p. 51-71, 2006.

PEULVAST, J.; CLAUDINO SALES, V.; BÉTARD, F.; GUNNELL, Y. Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: Implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. **Global and Planetary Change**, v. 62, p. 39-60, 2008.

PEULVAST J. P.; BÉTARD F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: the Araripe Basin as erstanding long-term landscape evolution in NE Brazil. **Geomorphology**., Amsterdam, v. 233, p. 20-40, 2015.

POLZIN, D.; HASTENRATH, S. Climate of Brazil's Nordeste and Tropical Atlantic sector: preferred time scales of variability. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Rio de Janeiro, v. 29, n. 2, p. 153-160, 2014.

PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. New physical evidence of the role of stream capture in active retreat of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachians. **Geomorphology**, n. 123, n. 3-4, p. 305–319, 2010.

PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. Stream capture as driver of transient landscape evolution in a tectonically quiescent setting. **Geology**, v. 39, p. 823–826, 2011.

QUEIROZ, G.L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E.R. Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. **Computers & Geosciences**, v. 76, p. 80-87, 2015.

QUIGLEY, M. C.; CLARK, D.; SANDIFORD, M. Tectonic Geomorphology of Australia. In: BISHOP, P.; PILLANS, B. (eds.). **Australian Landscapes**. London: Geological Society, 2010. 243-265 p.

RABASSA, J. Some concepts on Gondwana landscapes: long-term landscape evolution, genesis, distribution and age. In: RABASSA, J.; OLLIER, C. D. (Eds.). **Gondwana landscapes in southern South America: Argentina, Uruguay and southern Brazil**. Heidelberg: Springer, 2014. p. 9-46.

RADAIDEH, O. M. A.; GRASEMANN, B.; MELICHAR, R.; MOSAR, J. Detection and analysis of morphotectonic features utilizing satellite remote sensing and GIS: An example in SWJordan. **Geomorphology**, Amsterdan, v. 275, n. 1. p. 58-79, 2016.

RAIMONDO, T. **The architecture and evolution of intracontinental orogens**: a structural, metamorphic and geochemical characterization. 2011. 160 f. Tese (Doutorado em Geologia e Geofísica) - School of Earth and Environmental Science, University of Adelaide, Adelaide, 2011.

- RAIMONDO, T.; CLARK, C.; HAND, M.; FAURE, K. Assessing the geochemical and tectonic impacts of fluid–rock interaction in mid-crustal shear zones: a case study from the intracontinental Alice Springs Orogen, central Australia. **J. Metamorph. Geol.**, v. 29, n. 8, p. 821–850. 2011.
- RAIMONDO, T; HAND, M.; COLLINS, W. J. Compressional intracontinental orogens: Ancient and modern perspectives. **Earth-Science Reviews**, v. 130, p.128-153, 2014.
- RODRIGUES, R. R.; HAARSMA, R. J.; CAMPOS, E. J. D.; AMBRIZZI, T. The Impacts of Inter El Niño Variability on the Tropical Atlantic and Northeast Brazil Climate. **Journal of Climate**, Boston, v. 24, n. 13, p. 3402-3422, 2011.
- RODRIGUES, R. R.; MCPHADEN, M. J. Why did the 2011-2012 La Niña cause a severe drought in the Brazilian Northeast?. **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 3, p. 1012-1018, 2014.
- REBOITA, M. S.; SANTOS, I. A. Influência de alguns padrões de teleconexão na precipitação no norte e nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 10, p. 28-48, 2014.
- REBOITA, M. S.; Rodrigues, M.; PEREIRA, R. A. A.; FREITAS, C. H.; OLIVEIRA, G. M. Causas da semi-aridez no Sertão Nordestino. **Revista Brasileira de Climatologia**, Rio de Janeiro, v. 19, n. 12, p. 254-277, 2016.
- RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste Brasileiro**. IG/USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 1989. 256 p.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G. FERRARI, A. L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO NETO, V., BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R., BRITO NEVES, B. B. (Eds.), **Geologia do Continente Sul-Americano**: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2005. 383-405 p.
- ROSSETTI, D. F.; BEZERRA, F. H. R.; GÓES, A. M.; BRITO NEVES, B.B. Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: Evidence for paleoseismicity in a passive margin. **Sedimentary Geology**, v. 235, p. 172-187, 2011.
- ROSSETTI, D. F.; SOUZA, L. S. B.; PRADO, R. L.; ELIS, V. R. Neotectonics in the northern equatorial Brazilian margin. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 37, p. 175-190, 2012.
- SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.
- SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R.; SILVA, P. A. H.; QUEIROZ, G. L.; SILVA, G. Knickpoint Finder: ferramenta para a busca de geossítios de relevante interesse para o geoturismo. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 70, n. 1; p. 200-208, 2013.
- SANDIFORD, M. The tilting continent: A new constraint on the dynamic topographic field from Australia. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 261, p. 152-163, 2007.
- SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH; M.; BRITO NEVES, B. B. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, p. 61-76, 2010.

SALGADO, A. A. R.; SOBRINHO, L.C.; CHEREM, L. F.; VARAJÃO, C. A. C.; VARAJÃO, C. A. C.; BOURLÈS, DIDIER, L.; BRAUCHER, R.; MARENT, B. R. Estudo da evolução da escarpa entre as bacias do Doce/Paraná em Minas Gerais através da quantificação das taxas de desnudação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 13, n. 2, p. 213-222, 2012.

SHEPHARD, G.; MÜLLER, R.; LIU, L.; GURNIS, M. Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate–mantle interaction. **Nature Geosciences**, v. 3, p. 870-875, 2010.

SACEK, V.; BRAUN, J.; VAN DER BEEK, P. The influence of rifting on escarpment migration on high elevation passive continental margins. **Journal of Geophysical Research**, v. 117, p. 1-18, 2012.

SACEK, V. Post-rift influence of small-scale convection on the landscape evolution at divergent continental margins. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 459, p. 48-57, 2017.

SANTOS, M.; HASUI, Y. ; MORALES, N. ; BORGES, M. S. ; GARCIA, M. J. A Bacia Terciária de Aiuruoca. In: VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 1999, Lençóis. Anais VII SNET - Sessão 4. Bahia: SBG - BA/ABGP, 1999. p. 73-74.

SANTOS, A. H. B. **Rearranjos de drenagem na bacia do Rio Capivari e morfogênese da Serra do Mar em São Paulo (SP): uma contribuição ao estudo de capturas fluviais em meio tropical úmido**. 2017. 376 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

SARANGI, A.; BHATTACHARYA, A.K.; SINGH A.; SINGH A.K. Use of geographic information system (GIS) in assessing the erosion status of watersheds. **Indian J Soil Conserv**, v. 29, p. 190-195, 2001.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, p. 335-467, 1983.

SHCHETNIKOV, A. A. Morphotectonic inversion in the Tunka rift basin (southwestern Baikal region). **Russian Geology and Geophysics**, v. 58, p. 778–786, 2017.

SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; VIDOTTI, R. M.; RAMOS, M. A. B.; JESUS, J. D. A. (Eds.). **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**. Sistema de Informações Geográficas - SIG, Programa Geologia do Brasil. CPRM: Brasília, 2004. CD-ROM.

SCHWARZ, T. Ferricrete formation and relief inversion: an example from Central Sudan. **Catena**, Cremlingem, v. 21, n. 2-3, p. 257-268, 1994.

STRUTH, L.; BABAULT, J.; TEIXELL, A. Drainage reorganization during mountain building in the river system of the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. **Geomorphology**, v. 250, p. 370-383, 2015.

SILVEIRA, F. V. **Magmatismo cenozóico da porção central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil**. 2006. 220 f. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) - Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade de Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2006.

SOARES JÚNIOR, A. V.; HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; MACHADO, F. B. Evolução do rifteamento e Paleogeografia da Margem Atlântica Equatorial do Brasil: Triássico ao Holoceno. **Geociências**, São Paulo, v. 30, p. 370-390, 2011.

SORDI M. V.; SALGADO, A. A. R.; PAISANI, J. C. Evolução do relevo em áreas de tríplice divisor de águas regional - o caso do Planalto de Santa Catarina: análise da rede hidrográfica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 16, p. 435-447, 2015.

SORDI, M. V.; SALGADO, A. A. R.; SIAME L.; BOURLÉS, D.; PAISANI, J. C.; LEANNI, L.; BRAUCHER, R; COUTO, E. V. Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil. **Geomorphology**, v. 306, p. 155-169, 2018.

SOUZA, A. O.; PEREZ FILHO, A. Mudanças na dinâmica fluvial da bacia hidrográfica do Ribeirão Araquá: eventos tectônicos e climáticos no quaternário. **GEOUSP: espaço e tempo**, São Paulo, v. 20, p. 636-656, 2016.

STEPHENSON, R. A.; CLOETINGH, S. A. P. L. Some examples and mechanical aspects of continental lithospheric folding. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 188, p. 21-31, 1991.

STRAHLER, A. N. "Hypsometric (area-altitude) – analysis of erosion al topography". **GSA Bulletin**, v.63, n.10, p.1117-1142, 1952.

SUDENE. Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste. **Dados pluviométricos mensais do Nordeste**. Recife: SUDENE, 1990. (Série Pluviometria 1 a 10).

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. Longman, 1991. 537 p.

TAKEYA, M. K.; FERREIRA, J. M.; PEARCE, R. G.; ASSUMPCÃO, M.; COSTA, J. M.; SOPHIA, C. M. The 1986–1988 intraplate earthquake sequence near João Câmara, northeast Brazil — evolution of seismicity. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 167, p. 117–131, 1989.

TAVARES, B. A. C.; CORRÊA, A. C. B.; LIRA, D. R.; CAVALCANTI, L. C. S. Compartimentação geomorfológica e morfotectônica do Gráben do Cariatá, Paraíba, a partir de imageamento remoto. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 15, n. 4, p. 523-538, 2014.

TAVARES, B. A. C. **Evolução morfotectônica dos pedimentos embutidos no planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. 2015. 251 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós Graduação em Geografia, Universidade Federal do Pernambuco, Recife, 2015.

TAYLOR, G. The evolution of regolith. In: GREGORY, K. J.; GOUDIE, A. S. (Eds.). **The SAGE handbook of Geomorphology**. London: SAGE, 2011. p. 281-290.

THYBO, H.; ATEMIEVA, I. M. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere. **Tectonophysics**, v. 609, p. 605-619, 2013.

TURNER, J. P.; WILLIAMS, G. A. Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening. **Earth Sciences Reviews**, v. 65, p. 277-304, 2004.

TURNER, J. P.; GREEN, P. F.; HOLFORD, S. P.; LAWRENCE, S. R. Thermal history of the Rio Muni (West Africa) e NE Brazil margins during continental breakup. **Earth Planet. Sci. Lett.**, v. 270, p. 354-367, 2008.

TWIDALE, C. R.; BOURNE, J. A. The use of duricrusts and topographic relationships in geomorphological correlation: conclusions based in Australian experience. **Catena**, Cremlingem, v. 33, n. 2, p. 105-122, 1998.

TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, v. 67, p. 159–218, 2004.

UFIMTSEV, G. F. Great Scarps Above Sea Coasts in Global Morphotectonics. **Earth Science Frontiers**, v. 16, n. 1, p. 226-233, 2009.

VALENTINE, G. A.; PERRY, F. V. Tectonically controlled, time-predictable basaltic volcanism from a lithospheric mantle source (central Basin and Range Province, USA). **Earth and Planetary Science Letters**, v. 261, p. 201–216, 2007.

VAN DEN HOVE, J.; GROSE, L.; BETTS, P. G.; AILLERES, L.; VAN OTTERLOO, J.; CAS, R. A. F. Spatial analysis of an intra-plate basaltic volcanic field in a compressional tectonic setting: South-eastern Australia. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 335, p. 35–53, 2017.

VANDENBERGHE, J. Timescales, climate and river development. **Quaternary Science Reviews**, v. 14, p. 631–638, 1995.

VAN DER PLUIJM, B. A.; MARSHAK, S. **Earth Structure**. 2. ed. New York: W. M. Norton & Company, 2004. 656 p.

WHIPPLE, K. X.; HANCOCK, G. S.; ANDERSON, R. S. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. **GSA Bulletin**, v. 112, n. 3, p. 490-503, 2000.

WHITNEY, B. B.; HENGESH, J. V. Geomorphological evidence of neotectonic deformation in the Carnarvon Basin, Western Australia. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 228, p. 579-596, 2015.

WIDDOWSON, M. Laterite and ferricrete. In: NASH, D. J.; MCLAREN, S. J. (Eds.). **Geochemical sediments and landscapes**. Oxford: Blackwell Publishing, 2007. p. 46-94.

WILLETT, S. D.; MCCOY, S. W.; PERRON, J. T.; GOREN, L.; CHEN, C. Dynamic reorganization of river basins. **Science**, v. 343, 1117-1127, 2014.

XUE, L.; ALEMU, T.; GANI, N. D.; ABDELSALAM, M. G. Spatial and temporal variation of tectonic uplift in the southeastern Ethiopian Plateau from morphotectonic analysis. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 309, p. 98–111, 2018.

YAMATO, P.; HUSSON, L.; BECKER, T. W.; PEDOJA, K. Passive margins getting squeezed in the mantle convection vice. **Tectonics**, v. 32, p. 1559-1570, 2013.

ZAHIROVIC,S.; FLAMENT, N.; MÜLLER, R. D.; SETON, M.; GURNIS, M. Large fluctuations of shallow seas in lowlying Southeast Asia driven by mantle flow. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 17, p. 3589–3607, 2016.

ZALÁN, P.; OLIVEIRA, J. A. B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. **Bol. Geociênc. Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.

ZELILIDIS, A. Drainage evolution in a rifted basin, Corinth graben, Greece. **Geomorphology**, v. 35, p. 69-85, 2000.

ZIEGLER, P. A. CLOETINGH, S.; VAN WEES, J. D. Dynamics of intraplate compressional deformation: The Alpine foreland and other examples. **Tectonophysics**, v. 252, p. 7–22, 1995.