30. ESTADO DA ARTE DOS ESTUDOS GEOMORFOLÓGICOS NO NORDESTE BRASILEIRO: UMA SÍNTESE (E VÁRIAS TESES)

Vanda de Claudino-Sales[1], Antonio Carlos Barros Côrrea[2], Kleython de Araújo Monteiro[3] & Rubson Pinheiro Maia[4]

[1] Mestrado em Geografia, Universidade Estadual Vale do Acaraú - UVA, e Departamento de Geografia, Universidade Federal do Ceará – UFC; vcs@ufc.br

[2] Departamento de Ciências Geográficas da Universidade Federal de Pernambuco – UFPE; dbiasi2001@terra.com.br

[3] Departamento de Geografia da Universidade Federal de Alagoas – UFAL.

[4] Departamento de Geografia da Universidade Federal do Ceará – UFC.

Resumo: O relevo da Província Borborema foi classicamente considerado como resultante de soerguimento induzido pela divisão do Gondwana e de pulsos de soerguimentos e flutuações climáticas cenozoicas, o que teria formado superfícies de aplainamento sucessivamente rebaixadas. A região, no entanto, reflete segmentos crustais com histórias diversas de formação e deformação pós-cretáceas, o que permite dividi-la em Nordeste Setentrional (margem transformante) e Nordeste Oriental (margem passiva). Os avanços das pesquisas no Nordeste Setentrional indicam que o relevo regional configura um conjunto de morfoestruturas antigas largamente reestruturadas no Cretáceo e amplamente dissecadas pela erosão diferencial no Cenozoico, o que criou um amplo anfiteatro regional (o Anfiteatro Borborema) ilustrado por um conjunto de terras altas sedimentares e cristalinas, expondo região central rebaixada (a Depressão do Jaguaribe-Piranhas), aberta em direção ao oceano, cuja evolução reflete controle estrutural e, em alguns casos, neotectônica. Em relação ao Nordeste Oriental, por sua vez, não se pode atribuir à mega-compartimentação do macro-domo da Borborema uma origem subordinada aos controles litológicos. Ao contrário, os condicionantes do relevo neste setor são basicamente herdados da trama reológica e da sua reativação continuada, em particular, o bombeamento da superfície regional ao longo do Terciário.

Palavras-chave: Nordeste Setentrional. Nordeste Oriental. Evolução geomorfológica regional. Geomorfologia do Nordeste brasileiro.

Abstract: The relief of the Borborema Province was classically considered as the result of uplift induced by the division of Gondwana and of pulses of uplift and Cenozoic climatic fluctuations, which would have successively lowered planation surfaces. The region, however, reflects crustal segments with diverse histories of formation and post-Cretaceous deformation, which allows it to

be divided into Northern Northeast (transforming margin) and Eastern Northeast (passive margin). The advances in research in the Northeast Northeast indicate that the regional relief constitutes a set of ancient morphostructures largely restructured in the Cretaceous and widely dissected by differential erosion in the Cenozoic, which created a wide regional amphitheater (the Borborema Amphitheater) illustrated by a set of highlands sedimentary and crystalline exposing the lowered central region (the Jaguaribe-Piranhas Depression) open towards the ocean, whose evolution reflects structural and in some cases, neotectonic control. In relation to the Eastern Northeast, on the other hand, the mega-compartmentalization of the macro-dome of Borborema cannot be attributed to an origin subordinated to lithological controls. On the contrary, the conditions of the relief in this sector are basically inherited from the rheological network and its continued reactivation, in particular the intraplate regional magmatism along the Tertiary.
Keywords: Brazilian Northern Northeast. Brazilian Eastern Northeast. Northeast Regional geomorphological evolution. Geomorphology of the Brazilian Northeast.

Tema: Geomofologia Regional

---

1. INTRODUÇÃO

Na região Nordeste do Brasil, o relevo apresenta diversos compartimentos geomorfológicos derivados de importantes eventos tectônicos ocorridos ao longo da história geológica e documenta importantes episódios de evolução morfotectônica e paleoclimática. Com efeito, a evolução geodinâmica da região Nordeste do Brasil é marcada por fases múltiplas de erosão, deformação, magmatismo, eustatismo, sedimentação e variações climáticas, apresentando variáveis não tão comuns no cenário geomorfológico global.

Coloca-se que para tratar da evolução do relevo do Nordeste do Brasil é fundamental considerar a subdivisão da região em suas grandes províncias geotectônicas. Essas refletem segmentos crustais com histórias diversas de formação e respostas singulares aos mecanismos de deformação pós-cretáceos; largamente reconhecidos como fatores controladores das macroformas platoformais que constituem o arcabouço de nossa paisagem física.

Neste caso, este capítulo se deterá sobre a diferenciação geomórfica da Província Borborema – e seu entorno imediato – identificada pelo setor extremo oriental da Plataforma Brasileira, grosseiramente delimitado ao sul pelo arco que se distingue desde a inflexão rio São Francisco para sudeste; a sinéclise do Parnaíba e bacias de riftes continentais a ela sobrepostas a oeste, e a vasta linha de costa com suas bacias de rifte marginal a leste e norte-noroeste. Inclui os estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Sergipe e Alagoas.

Essa escolha se justifica pela própria sequência de eventos geológicos, processos e padrões espaciais destes derivados, decorrentes do amálgama de fragmentos crustais que resultaram na formação da Província Borborema durante o Ciclo Orogênico Brasiliano, a

partir de 700 Ma, culminando no Eopaleozóico com a consolidação do continente Gondwana Ocidental (faixa de dobramento do Médio Coreaú).

O cenário advindo desses condicionantes é composto por fragmentos de terrenos arqueanos, cuja colisão em ambiente tectônico marcado pela convergência continental resultou na metamorfização das sequências sedimentares, que passam a assumir uma disposição em estreitos corredores de supracrustais dobradas entre os terrenos mais antigos. Todo esse conjunto foi largamente afetado pelo plutonismo brasiliano, cujo arco magmático, e mesmo as intrusões posteriores anorogênicas, valeram-se da trama reológica pré-existente para o seu alojamento. Assim, essas intrusões apresentam-se mais ou menos deformadas pelas zonas de cisalhamento neoproterozóicas ainda sob regime dúctil.

Diante desse quadro evolutivo, com exceção das coberturas fanerozóicas associadas aos riftes continentais e marginais desenvolvidos a partir do Jurássico e aos aulacógenos do complexo Recôncavo-Tucano-Jatobá e Bacia Potiguar, prevalece na região a exposição dos complexos metamórficos mais antigos (Arqueano), além das supracrustrais e plútons do Neoproterozóico.

Em sequência à disposição de arranjos geotectônicos, a evolução do relevo regional seguiu um caminho marcado pela repetida retomada da erosão diferencial, sobretudo desde a abertura final do Oceano Atlântico no Cretáceo superior e surgimento de um nível de base geral comum. Desse momento em diante, dois conspícuos subconjuntos de macroformas regionais passam a se diferenciar mediante a influência dos contextos geodinâmicos da margem continental recém formada; uma essencialmente transformante, a norte/noroeste, e outra claramente passiva, a leste e sudeste da Província.

Sem contudo apresentar uma nítida solução de continuidade entre os subconjuntos de formas dos táxons inferiores, esses dois "megasetores" do relevo da Província Borborema se distinguem em grandes linhas pelo tipo de assinatura deformacional deixada na paisagem, seja pelos processos de reativação das falhas subordinadas às zonas de cisalhamento proterozóicas, recorrência do comportamento pulsátil – de origem provavelmente mantélica –, especialmente sobre o seu setor oriental, que lhe imprimiu uma deformação em abóbada de grande raio, além do vulcanismo intraplaca que persistiu até o Mioceno tardio com provável conexão ao mecanismo anterior.

Agrega-se então a essa macro-composição, cujos recortes espaciais se definem em escala de 10^5 Km^2, a miríade de condicionantes regionais e sub-regionais que expressam o papel dos controles morfotectônicos, estoques litológicos e da reconhecida diversidade biopedoclimática do Nordeste sobre a compartimentação do modelado. É sobre a história geomorfológica desse setor do relevo brasileiro, cujos esforços de elucidação têm ensejado uma gama de teses ao longo das últimas sete décadas, cada uma refletindo o estado da arte do arsenal explanatório do seu tempo, que essa contribuição se debruça, buscando oferecer uma nova síntese, uma nova narrativa.

2. CONCEPÇÕES CLÁSSICAS ACERCA DO RELEVO DO NORDESTE BRASILEIRO

O relevo no Nordeste brasileiro, especialmente as macroformas, foi classicamente considerado como resultado de soerguimentos regionais em pulsos e flutuações climáticas que teriam ocorirdo durante o Cenozóico (MABESOONE; CASTRO, 1975). A atividade tectônica teria produzido a elaboração de superfícies de aplainamento sucessivamente inferiores, além da incisão de um padrão de drenagem do tipo centrífuga. Esses processos se deram de acordo com as seguintes atividades: (A) bombeamento regional (AB'SABER, 1956; DRESCH, 1957; DEMANGEOT, 1960; ANDRADE; CALDAS LINS, 1965), (B) elevação diferencial (BIGARELLA; ANDRADE, 1964; ANDRADE, 1968), (C) «flexura continental» (RUELLAN, 1952; KING, 1956; BIROT, 1957; TRICART, 1959).

De uma forma explícita ou mesmo implícita, esses modelos contêm a ideia de um desenvolvimento cíclico de superfícies de aplainamento, que seriam sucessivamente mais jovens, como uma resposta ao soerguimento flexural ou em bloco de todo o Nordeste do Brasil (SAADI; TORQUATO, 1992). Essas superfícies de aplainamento seriam na maioria correlacionadas com aquelas definidas por King (1956, 1967) para outras regiões do Brasil e na África.

Assim, Dresch (1957) reconheceu três níveis de superficies de aplainamento. Demangeot (1960) identificou quatro paleosuperfícies, tendo indicado a ocorrência de evento erosivo sucedendo cada fase epirogênica. Ab'Saber (1969), baseado no estudo de perfis geológicos/geomorfológicos, indica a ocorrência de cinco paleosuperfícies resultantes de interação complexa entre mudanças climáticas e processos tectônicos, existindo fases pedogenéticas de clima úmido alternando com fases morfogenéticas de clima seco, durante as quais ocorreriam chuvas violentas e esporádicas responsáveis pelos processos de pediplanação (Figura 1).

Em tal contexto, teria lugar a retração lateral das escarpas das vertentes, resultando em acúmulo de material detrítico na base, o que levaria à formação de rampas suaves em direção ao fundo dos vales, denominadas pedimentos. Se fossem mantidas as mesmas condições climáticas, ocorreria a coalescência dos pedimentos, associado com a formação de amplas superfícies aplainadas, que foram denominadas pediplanos.

A aplicação dessa teoria acabou por possibilitar o desenvolvimento de uma Geomorfologia do Quaternário, resultando em cientistas de diferentes áreas do conhecimento abordando a temática. No entanto, permaneceu indefinido o tratamento metodológico.

Esse modelo, de ocorrência de epirogenias pós-cretáceas acompanhadas por fases de dissecação e pediplanação em climas secos, foi amplamente difundido por Ab'Saber e Bigarella (1961), Bigarella e Andrade (1965), Bigarella (2003), Andrade e Caldas Lins (1965), Mabessone e Castro (1975), entre outros. Esses autores identificaram a ocorrência de várias superfícies escalonadas, associadas com as fases de aplainamento decorrentes de processos erosivos iniciados por soerguimento de um núcleo continental. Em tal

contexto, as sequências sedimentares do Mesozóico e do Cenozóico resultariam de erosão decorrente do soerguimento, com consequente rebaixamento do nível de base regional.

As correlações entre depósitos continentais e costeiros foram analisadas por Fúlfaro e Suguio (1974). Tricart (1959) e Ab'Saber (1969) apresentaram uma interpretação da sequência de eventos quaternários controlados por fatores climáticos. A evolução cronológica da paisagem através das formas topográficas foi discutida por Bigarella e Andrade (1965).

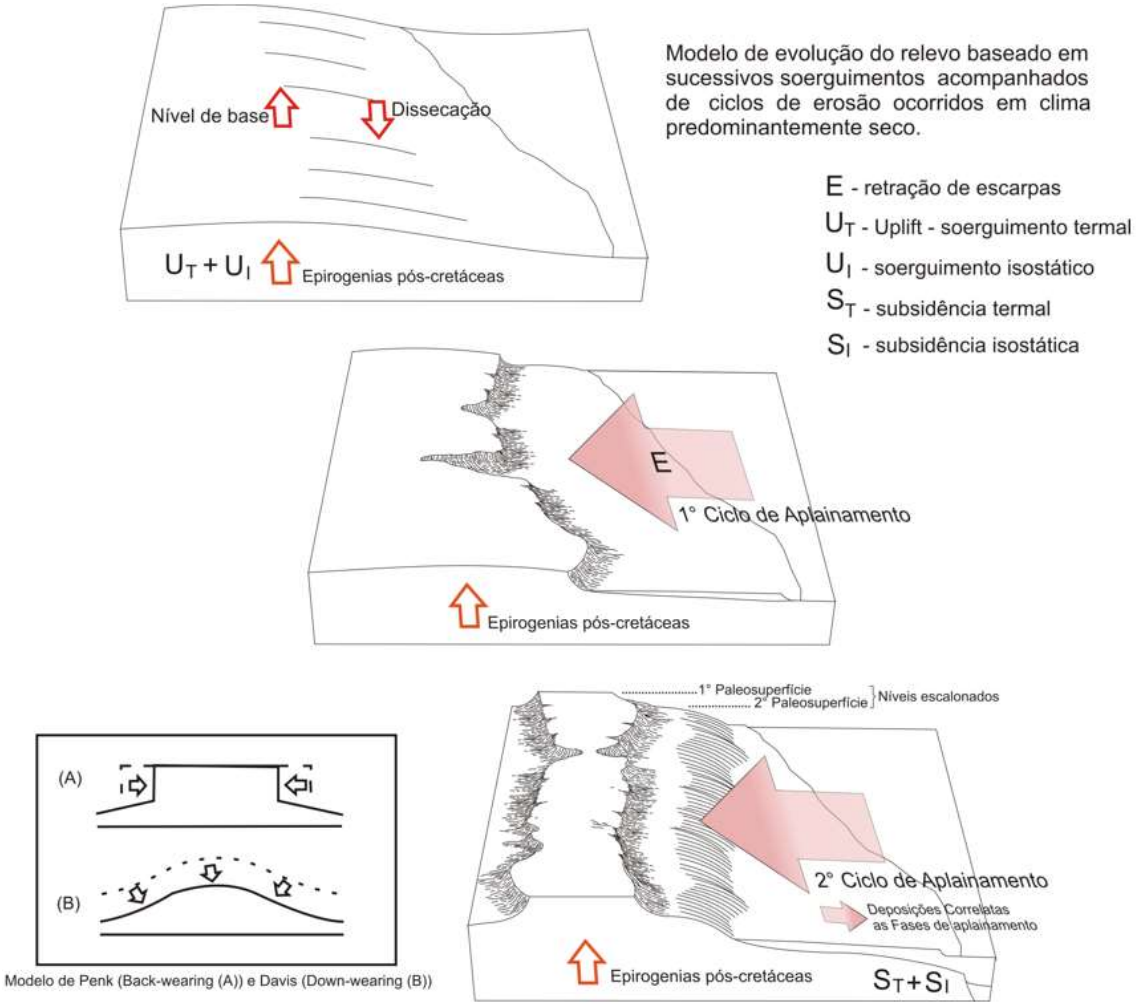

Figura 1. Modelo de evolução a partir de soerguimento tectônico, seguido de aplainamento ditado por ação climática. Fonte: adaptado de Maia, Bezerra e Claudino-Sales, 2010.

Esses trabalhos atestaram os efeitos de fases semiáridas alternadas com fases úmidas na evolução da paisagem. Nas fases secas, que estariam relacionadas aos períodos glaciais e consequentes níveis marinhos baixos, ocorreriam a formação de pedimentos. Essa constatação resulta da identificação de depósitos correlatos atualmente submersos. Nessas fases, os processos de pediplanação seriam associados com a retração das florestas e a exposição do solo formado na fase úmida anterior. Na sequência, o regime de chuvas esporádicas promoveria a erosão generalizada e os aplainamentos laterais.

No que diz respeito à atividade tectônica, e de acordo com Saadi e Torquato (1992), importantes arqueamentos crustais estariam na base da evolução morfoestrutural do Nordeste do Brasil. Existem, no entanto, divergências nesse tocante, com autores propondo uma intumescência na escala do Núcleo Nordestino, enquanto outros propõem a ocorrência de vários eixos de elevação crustal, relacionados com as principais direções tectônicas regionais. Dessa forma, processos de erosao linear que seccionariam vales fluviais teriam como ponto de partida um soerguimento de origem poligênica. Assim, seriam originadas vertentes que, submetidas à aridez, recuariam lateralmente, porém mantendo a altimetria, o que seria interpretado como paleosuperfície (Figura 2).

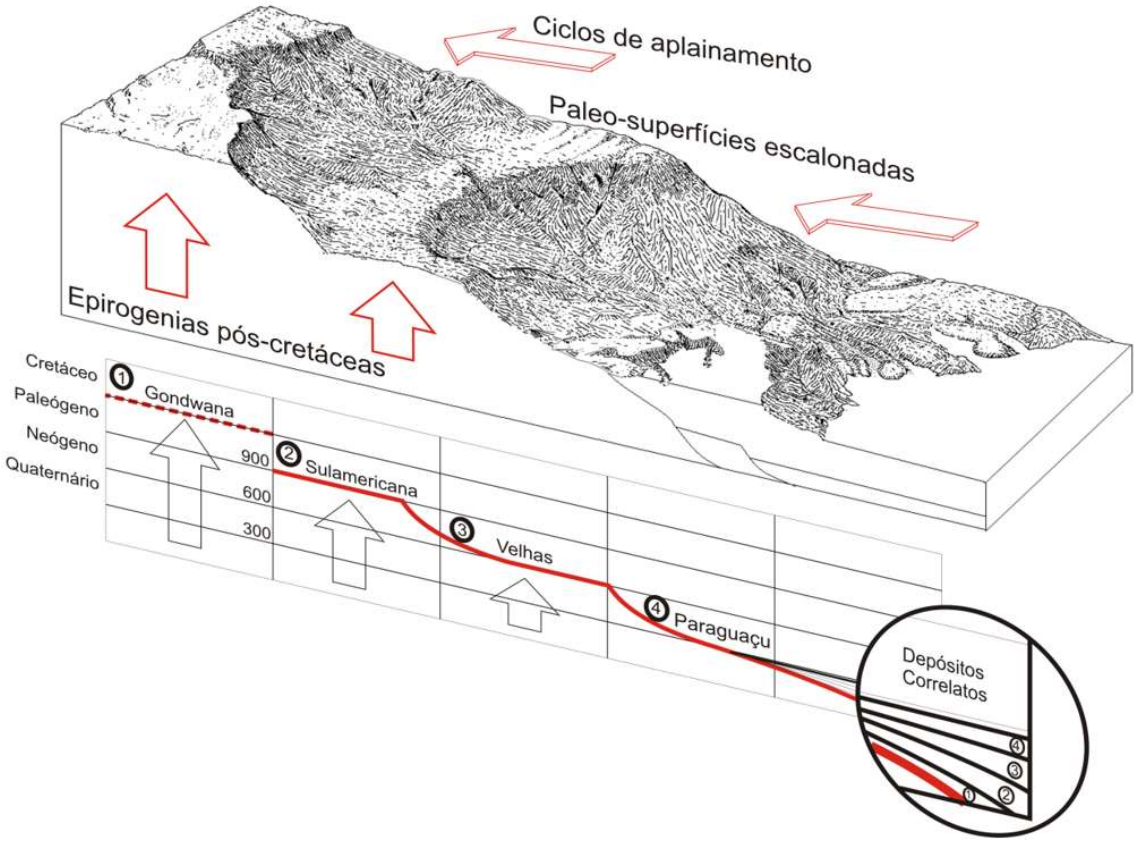

Figura 2. Modelo de pediplanação e de superfícies escalonadas no Nordeste brasileiro. Fonte: adaptado de Maia, Bezerra e Claudino-Sales, 2009.

As consequências da atividade tectônica seriam evidenciadas através dos processos de dissecação/agradação, que seriam desencadeados pelas variações do nível de base. O modelo baseia-se na interpretação de morfoestruturas resultantes de períodos de soerguimento (acarretando dissecação) e estabilização (resultando superfícies de aplainamento regionais), que ocorreriam de forma alternada. As superfícies de aplainamento, os terraços e os depósitos correlativos seriam essenciais para a análise geomorfológica. Contudo, a maioria dos depósitos correlatos derivados das superfícies de aplainamento são afossilíferos, o que torna difícil estabelecer uma cronologia adequada.

3. NORDESTE SETENTRIONAL: EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOMORFOLÓGICO

3.1 Entre 1990 e os anos 2000

Com o advento e consolidação da morfotectônica em meados de 1990, passou a delinear-se uma Geomorfologia Estrutural, a partir da qual ganharam significado as concepções genéticas e evolutivas do relevo do Nordeste Setentrional (que representa a área ocupada pelo estado do Ceará e áreas adjacentes do Rio Grande do Norte e Paraíba), como perceptível nos trabalhos de Saadi (1993, 1998), Saadi *et al.* (2005), Peulvast e Claudino-Sales (2000, 2003, 2006) bem como no universo da tectônica atual (BEZERRA; VITA-FINZI, 2000; BEZERRA *et al*., 2008).

De acordo com Bezerra *et al*. (2008), os estudos acerca de evolução geomorfológica do Nordeste, com exceção dos trabalhos de Peulvast e Claudino-Sales (2000, 2003, 2006), foram pautados no modelo de pediplanação, com a morfologia sendo resposta ao soerguimento uniforme, associado com o desenvolvimento de superfícies de erosão. Tal concepção não pode ser confirmada se os critérios de análise, além de clássicos topográficos, não forem também morfoestratigráficos e morfotectônicos.

Coloca-se então que, a partir de indicadores morfotectônicos, a evolução geomorfológica do Nordeste Brasileiro realizou-se de maneira bem mais complexa do que indica o modelo clássico de pediplanação. Com efeito, o modelo de pediplanação mostra-se bastante limitado quando se aborda as concepções mais recentes referentes ao tectonismo intraplaca. Tal fato resulta do contexto de que o modelo de pediplanação não incorpora mecanismos de rifteamento, história das bacias e reativação cenozóica, o que deriva da idéia dominante de existência de estabilidade geológica do território Brasileiro. Igualmente, esses pressupostos não incorporam dados de reativação pós-rifte, resumindo-se a um modelo de soerguimento e aplainamento para a margem passiva equatorial leste da América do Sul e oeste da África.

Peulvast e Claudino-Sales (2003, 2005, 2006) questionaram o modelo de sucessivos soerguimentos pós-cretáceos como sendo os responsáveis pelo desenvolvimento de superfícies de aplainamento sucessivamente embutidas. Esses autores propuseram um modelo no qual o relevo do Nordeste setentrional ocorre em torno de uma depressão central, a "Depressão do Jaguaribe", que corresponderia parcialmente à zona de rifte Jurássico-cretáceo Cariri-Potiguar. Esse conjunto teria morfologia caracterizada por segmentos de escarpa marginal, que equivale à extremidade das ombreiras do rifte abortado.

A partir dessas análises, resultam as seguintes interpretações do relevo regional:

O relevo do Nordeste setentrional brasileiro (Ceará e áreas adjacentes do Rio Grande do Norte e Paraíba) configura um conjunto de morfoestruturas antigas que foram largamente reestruturadas durante a separação entre a América do Sul e a África, no Cretáceo Superior (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004).

Com efeito, a margem continental do Nordeste brasileiro foi formada a partir da abertura do Atlântico Equatorial, no Aptiano (MATOS, 2000*). Onshore,* o embasamento pré-cambriano – a Província Borborema (CABY; ARTHAUD; ARCHANJO, 1995; FERREIRA *et al*., 1998) -, era subdividida em vários domínios morfoestruturais, definidos através de zonas de cisalhamento proterozóicas. Com os esforços associados à abertura do Oceano Atlântico Sul, as estruturas proterozóicas foram reativadas, e novas falhas foram formadas em torno de um eixo descontínuo de direção NE-SW, representado por fossas intracratônicas e meio grabens – trata-se do eixo estrutural Araripe-Potiguar, com 500 km de extensão, que representam rifts mesozóicos abortados expondo coberturas sedimentares pós-rift (correspondendo às atuais bacias do Araripe e Potiguar: MATOS, 1992).

Remanescentes de uma cobertura sedimentar pré-rift foram preservados a oeste dessas estrutruras, correspondendo à bacia paleozóica do Parnaíba, na qual evolui na atualidade o glint de Ibiapaba. Em adição, durante o Cenozóico, uma fina camada sedimentar clástica (a Formação Barreiras, cujos sedimentos resultam da erosão dos relevos elevados do continente ao longo do Terciário) foi depositada e acha-se preservada na zona costeira, formando os denominados "tabuleiros costeiros".

Assim, o relevo do Nordeste setentrional representa uma justaposição de morfoestruturas de idades variadas. Várias feições são herdadas dos mais importantes eventos da história geológica regional: erosão e recobrimento sedimentar da área de influência da cadeia montanhosa paleozóica Brasiliana (originando a Bacia do Parnaíba, sobre a qual evolui o glint de Ibiapaba), rifting intracontinental neocomiano, seguido de abortamento (originando as bacias sedimentares do Araripe e Potiguar, e soerguendo, na forma de ombros de rifts, os maciços cristalinos da Borborema a leste e do Ceará central a oeste), seguida da abertura da margem passiva transformante (originando a zona costeira atual).

Processos de erosão terciária produziram superfícies de aplainamento (originando a Superfície Sertaneja, que ocupa cerca de 2/3 da área em análise) e seus depósitos correlativos deram origem à Formação Barreiras, de idade tercioquaternária. Desde então, a área vem evoluindo através da ação dominante de processos erosivos diferenciais e eustáticos – a tectônica cenozóica, de fraca intensidade, reflete-se sobretudo através dos mecanismos de flexura marginal (e.g. BOILLOT, 1998).

Do ponto de vista espacial, o relevo dessa porção do Nordeste setentrional brasileiro apresenta-se configurado em um vasto hemiciclo de platôs e maciços posicionados em torno de um sistema de superfíces baixas interiores ou costeiras, recobrindo área de mais de 200.000 km^2. Representa, efetivamente, um amplo anfiteatro de erosão (o Anfiteatro Borborema), que encerra uma área rebaixada (a Depressão dos rios Jaguaribe-Piranhas); largamente aberta em direção ao oceano (figura 3).

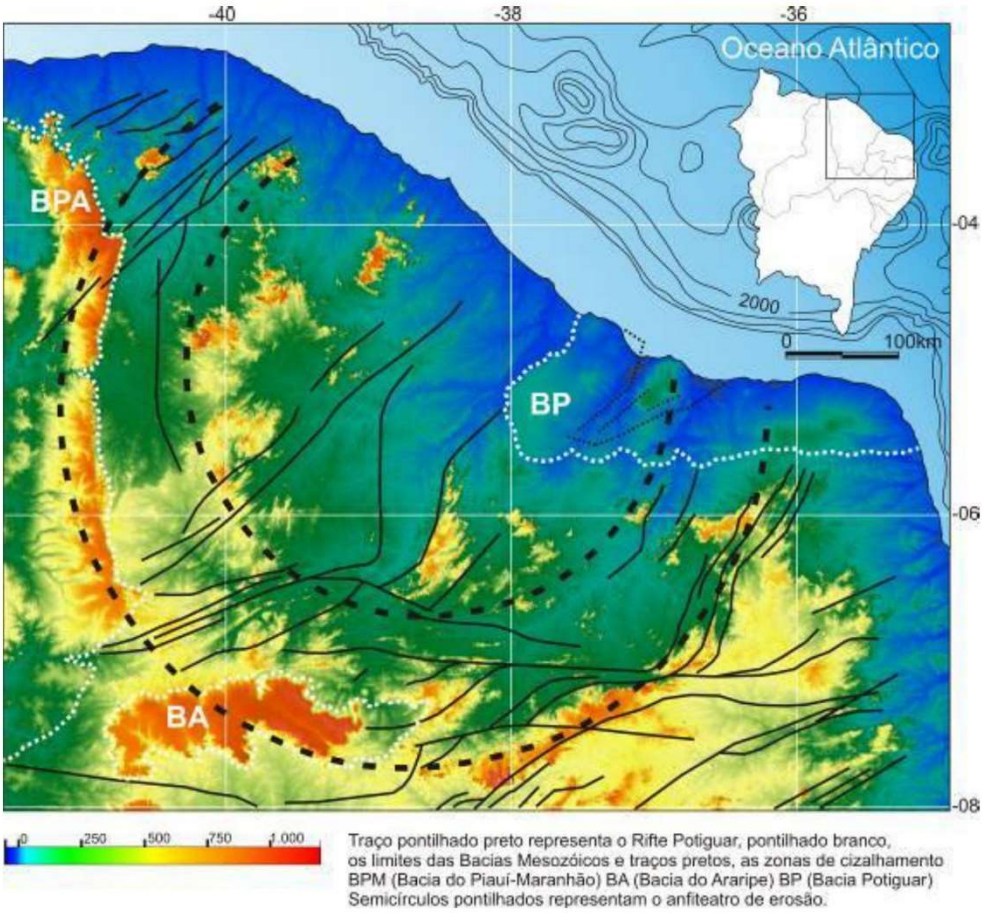

Figura 3. Relevo do Nordeste Setentrional Brasileiro, Fonte: Modificado de Maia *et al.*, 2010.

O relevo organiza-se ainda em superfícies escalonadas, delimitando um sistema de pediplanos interiores drenados pelos rios Acaraú, Jaguaribe e Piranhas, cujos elementos geomórficos podem ser agrupados em quatro conjuntos poligenéticos (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004):

- Superfícies altas, com altitudes entre 700 a 1000m, formando platôs e topos estreitos de morros-testemunho, definindo os limites externos do grande anfiteatro (Planalto/Glint da Ibiapaba, Planalto do Araripe, Planalto da Borborema) (figura 4);

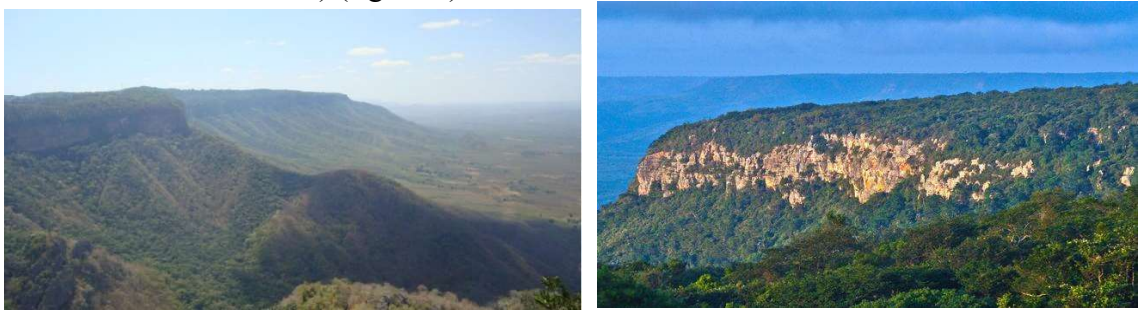

Figura 4. Planalto da Ibiapaba (topo), Planalto do Araripe (inferior) Fotos: Claudino-Sales, V.

- Superfícies altas centrais, com altitudes entre 700 e 1000m, formando relevos dissecados que se distribuem com orientação NE-SO nos segmentos centrais e norte do anfiteatro (maciços cristalinos residuais) (figura 5);

Figura 5. Exemplo das superfícies altas centrais: Maciço Serra das Matas, Ceará. Foto: Claudino-Sales V.

- Superfícies baixas, a maioria abaixo de 300m, conectadas em direção ao mar com uma larga planície costeira, dentre as quais se destacam a *Superfície Sertaneja*, pediplanos desenvolvidos geralmente sobre as rochas pré-cambrianas, e a *Superfície dos Tabuleiros*, representados por uma chapada carbonática a leste (a Formação Jandaíra, da bacia cretácea Potiguar) e pelos depósitos sedimentares plio-pleistocênicos da Formação Barreiras pelo restante da área (representando os tabuleiros costeiros da faixa costeira) (figura 6);

Figura 6. Exemplo das superfícies baixas na morfologia do Nordeste setentrional: superfície de aplainamento Sertaneja (à esquerda) e superfície plana dos tabuleiros costeiros (à direita). Fotos: Claudino-Sales, V.

- Extensas formas costeiras e litorâneas (falésias, planícies litorâneas, campos de dunas, barreiras e estuários), que, detentoras de grandes controles estruturais mesózoicos (formação da zona costeira no Cretáceo), evoluíram posteriormente através de processos costeiros e litorâneos, pretéritos e atuais, vários deles associados aos eventos terciários (flutuações do nível do mar, flexura marginal) que assolaram a fachada continental do Nordeste brasileiro em tempos pós-drift (figura 7).

Figura 7. Exemplos de feições costeiras no Nordeste setentrional. À esquerda: falésia modelada na Formação Barreiras no Estado do Ceará. À direita: duna costeira e lagoa interdunar no estado do Rio Grande do Norte. Fotos: Claudino-Sales, V.

Coloca-se ainda que a macroforma regional (mega-anfiteatro) é interceptada, no sentido do mar, por dois alinhamentos de escarpas montanhosas com *trend* E-W, descontínuos e deslocados entre si pela interposição do setor de *trend* NW-SE da margem continental, que coincide com o baixo vale e planície do Rio Jaguaribe. Essas feições são consideradas como elementos de um escarpamento marginal dissecado, que pode representar uma versão descontínua de um "Grande Escarpamento" (no sentido de OLLIER, 1995; PEUVAST; CLAUDINO-SALES, 2003), relacionado à erosão entre o eixo de uma região relativamente soerguida paralela à margem continental e à costa, logo após a transição da fase rifte para a pós-rifte em uma margem passiva (OLLIER; PAIN, 1997) (figura 8).

Figura 8. Maciço de Baturité, no segmento pré-litorâneo central do estado do Ceará, representando vestígios de um escarpamento marginal dissecado, do tipo "Grande Escarpamento". Foto: Claudino-Sales, V.

Assim, esse conjunto, representativo dos episódios tectônicos, climáticos e eustáticos que determinaram suas origens e evoluções pretéritas, delimita uma margem continental passiva transformante extremamente rica em diversidade geomorfológica e heranças morfoestruturais, que só agora começa a ser mais amplamente conhecida sob esses pontos de vista pela comunidade científica regional e nacional. Tal conhecimento traz inúmeras inovações em relação aos conhecimentos anteriormente existentes sobre o relevo da região. As mais contundentes são relacionadas à origem e à idade.

Efetivamente, a análise do relevo regional indica que as formas estruturais aí presentes e os grandes volumes de relevo derivam do epsódio de divisão do Gondwana, há cerca de 100 Ma de anos atrás – até o presente, tal origem jamais havia sido considerada, sendo ao contrário sempre analisada apenas a ocorrência de um bombeamento terciário na Província Borborema. Em conjunto com esse fato, acompanha a compreensão de que o relevo do Nordeste setentrional é muito mais antigo do que o considerado classicamente nos estudos geomorfológicos – nos estudos clássicos, a estruturação da paisagem regional dataria do Terciário médio. Essas pesquisas mais recentes indicam, através do uso de métodos morfoestratigráficos, que a organização morfoestrutural do relevo regional data na verdade do Cretáceo, o que significa um envelhecimento da ordem de dezenas de milhões de anos em relação ao postulado pelas pesquisas anteriores.

3.2 Os estudos mais recentes: controle estrutural e neotectônica

Os estudos recentes em termos do conjunto da área do Nordeste setentrional apontam cada vez mais para a necessidade de análise do controle estrutural na evolução das formas de relevo (MAIA; BEZERRA, 2019). Esses estudos indicam também a ocorrência de neotectônica em diversos setores da região, fato que as pesquisas anteriores não haviam detectado. Os próximos parágrafos tratam da evolução dessa parcela das pesquisas em relação à área de análise, a saber:

A tectônica cretácea que culminou com a abertura do Oceano Atlântico é considerada por muitos o evento geológico-geomorfológico mais importante a afetar a margem leste América do Sul. Essa margem exibe, ao longo de sua extensão, diversos indicadores morfoestruturais de reativação pós-cretácea (BEZERRA; VITA-FINZI, 2000). Nessa linha, diversos trabalhos têm descrito o atual contexto estrutural da margem atlântica brasileira como resultante da atividade tectônica cenozóica (RICCOMINI; ASSUMPÇÃO, 1999; MELLO *et al*., 1999; BEZERRA; VITA-FINZI, 2000; MATOS, 2000). As correlações entre as reativações cenozóicas e o desenvolvimento do relevo estão sendo paulatinamente evidenciadas a partir de trabalhos de ênfase morfoestrutural (SAADI, 1993; VALADÃO, 1998; MELLO *et al*., 1999; PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004; FORTES; STEVAUX; VOLKMER, 2005; MENDES; FERNANDES; GONTIJO-PASCUTTI, 2007; GONTIJO-PASCUTTI *et al*., 2010). Os resultados desses trabalhos têm apontado para a estreita correlação entre as estruturas de deformação neotectônica e as descontinuidades pré-cambrianas. Tais descontinuidades foram

reativadas no cretáceo na forma de zonas de cisalhamento que desempenharam importante papel na definição da morfologia no Cenozóico.

Para Silva e Mello (2011), os mecanismos neotectônicos da Fachada Atlântica brasileira enquadram-se em um modelo de tectônica ressurgente, ou seja, aproveita-se parcialmente de planos de fraqueza desenvolvidos durante fases tectônicas anteriores. Atualmente, esses planos de fraqueza são importantes para a compreensão de processos geomorfológicos, uma vez que direcionam a drenagem, a dissecação e a agradação. Comumente, os vales dos rios principais, as escarpas de falha e os alinhamentos de cristas residuais orientam-se conforme as direções tectônicas preferenciais, definidas pelas zonas de cisalhamento e de falhas.

No Nordeste Brasileiro, as estruturas tectônicas resultam da reativação de zonas de cisalhamento brasilianas, a partir da abertura do atlântico (MATOS, 2000) e o relevo dessa região comporta um conjunto complexo de formas estruturais com disposição morfoestrutrural diretamente herdada do Cretáceo (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004). Essa disposição é evidenciada nas morfologias relacionadas a eventos tectônicos pós-cretáceos, como as escarpas de falha, as superfícies estruturais, alinhamento de cristas, vales estruturais, deformações em rochas neógenas e o controle estrutural da drenagem (MAIA; BEZERRA, 2011).

A drenagem constitui um dos principais indicadores de tectonismo cenozóico através da análise da morfologia dos canais e dos vales fluviais. Esses são os elementos mais susceptíveis às variações das características do substrato.

Os sistemas fluviais são muito sensíveis ao tectonismo e preservam vários registros dessas atividades, como migração de canais, variação da espessura de depósitos aluviais, deformação de terraços e capturas de drenagem (LARUE, 2008), além das anomalias no padrão de densidade de drenagem, que também são indicadores de tectonismo recente (SCHUM; DUMONT; HOLBROOK, 2000). Essa sensitividade está presente em toda a bacia hidrográfica, que por sua vez pode apresentar controles estruturais de diferentes maneiras. As cabeceiras correm diretamente sobre o substrato e respodem diretamente às suas características. No baixo curso, o controle direto sobre o canal pode indicar reativação neotectônica de antigas estruturas (Figura 9).

O estudo acerca do significado prático dos efeitos do tectonismo cenozóico na geomorfologia assume fundamental importância para a compreensão da morfogênese das áreas situadas na Fachada Atlântica nordestina. Tal importância deriva do fato de que mesmo em uma margem passiva, os efeitos do tectonismo cenozóico situam-se entre os principais responsáveis pela morfologia dos vales fluviais. Dentro dessa perspectiva, faz-se necessário uma maior compreensão de como essas pulsações tectônicas vêm influenciando a denudação. Sendo a deformação de caráter neotectônico um dos agentes transformadores do relevo no Nordeste brasileiro, é importante o conhecimento desse elemento para assim poder elucidar as deformações crustais cenozóicas e se elas podem estar atuando sobre o relevo e na geração de sedimentos.

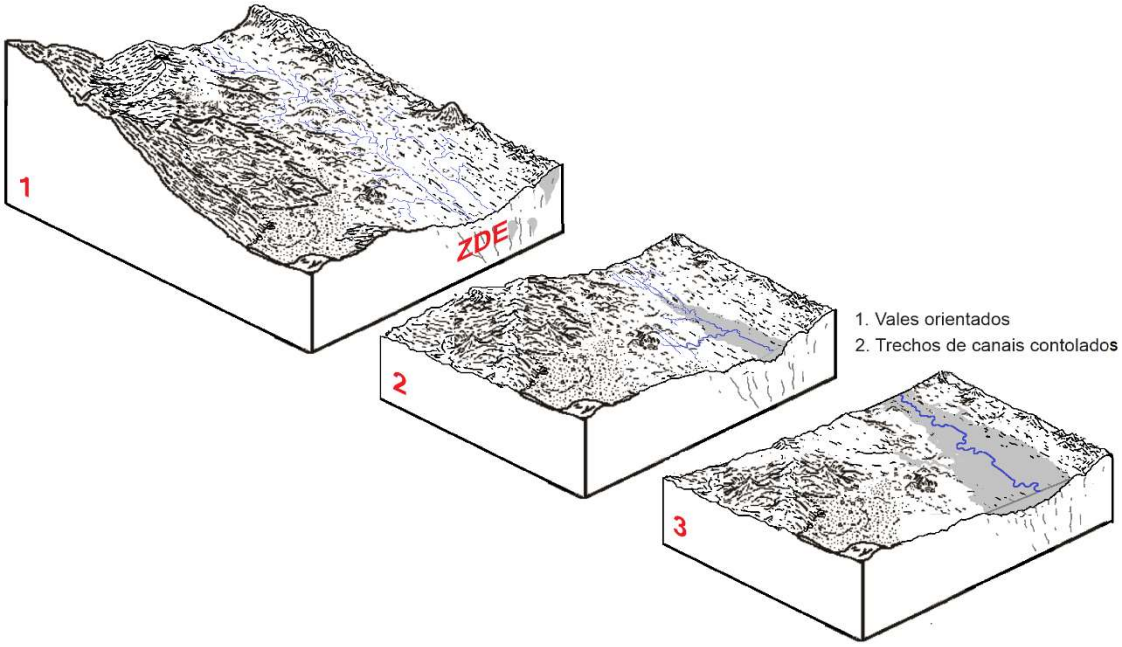

Figura 9. Efeitos da deformação/reativação tectônica na drenagem. 1: Alto curso – relação direta entre morfologia de canal e controle estrutural representado por estruturas lineares desenvolvidas ao longo de zonas de deformação estrutural (ZDE). 2: Zona mista, onde se inicia a deposição aluvial encaixada em vales estruturalmente controlados. 3: Zona de agradação. Nesse caso, o controle sobre a drenagem só se evidencia em casos de reativação neotectônica.

Na fachada Atlântica setentrional nordestina, a definição de campos de tensões a partir de dados sismológios e *breackout* são ferrametas importantes para a definição das tensões atuais (LIMA; NASCIMENTO; ASSUMPÇÃO, 1997; FERREIRA *et al*., 1998; BEZERRA; VITA-FINZI, 2000). A direção da tensão máxima horizontal neotectônica, obtida pela análise desses mecanismos, aponta para uma direção de máxima compressão que varia de E-W a NW-SE. Essas direções estão ligadas à migração da placa sul-americana e a contrates locais de densidade (LIMA; NASCIMENTO; ASSUMPÇÃO, 1997; FERREIRA *et al*., 1998).

Inserida nesse contexto, a Bacia Potiguar, localizada no extremo Nordeste brasileiro, integra o conjunto de bacias neocomianas resultantes de processos de rifteamento desencadeados a partir da abertura do Atlântico (MATOS, 2000). Nessa bacia, as tensões pós-rifte foram responsáveis pela reativação de falhas da fase rifte (Sistema de Falhas de Carnaubais de direção NE-SW e Afonso Bezerra de direção NW-SE) e dobramentos com grandes comprimentos de onda e eixos orientados na direção N-S, resultantes de esforços compressivos E-W (CREMONINI; KARNER, 1995).

Esse regime compressional, atuante desde o Mioceno, é caracterizado por tensões principais de direção (σ1) E-W e NW-SE. Essas tensões são compatíveis com o desenvolvimento de um antiforme dômico NE-SW (Serra do Mel).

Na parte norte desse antiforme, a expressão geomorfológica do seu soerguimento está expressa na fisiografia da linha de costa que avança em relação à área circunvizinha, cerca de 10km no oceano na direção N–NE. Nesse setor, as falésias na Formação

Barreiras atingem 100m de altitude a menos de 500m da praia. Essa cota altimétrica, para as falésias da Formação Barreiras na linha de costa, não apresenta exemplo similar na margem atlântica setentrional nordestina (Figura 10).

Figura 10. Falésia Ponta do Mel – RN, indicando ocorrência de neotectonismo na zona costeira do Nordeste Setentrional. Foto: Maia, R.P.

Na Bacia Potiguar, os indicadores de reativações tectônicas apontam para uma tênue relação entre o desenvolvimento do relevo regional e o contexto estrutural pós-cretáceo (MAIA; BEZERRA, 2011; MOURA-LIMA *et al*., 2010). Nesse aspecto, os ambientes sedimentares, sejam eles as bacias ou os vales que as dissecam, podem fornecer importantes informações acerca do papel do tectonismo cenozóico na geomorfologia. Tal concepção, não é constatada nos trabalhos clássicos, uma vez que a ênfase da análise atribuída às superfícies erosivas é a interpretação paleoclimática, que restringe a abordagem do registro sedimentar a um caráter secundário (MELLO, 1994).

Finalizando essa atualização de dados sobre o estado da arte da pesquisa em geomorfologia no Nordeste Setentrional brasileiro, cabe ressaltar que vêm surgindo novos dados em relação ao comportamento das intrusões graníticas, que largamente caracterizam a área em resposta à ação de climas do passado, especialmente no que diz respeito à ocorrência de períodos de climas úmidos que ocorreram na área (CORDEIRO, 2017; CORDEIRO; BASTOS; MAIA, 2018). Essas situações caracterizam alternâncias climáticas, de forma a propiciar a existência de processos de etchplanação e saprolitização, que geram relevos graníticos de morfologia rica e variada (PEULVAST; BÉTARD, 2015; MAIA; NASCIMENTO, 2018; MAIA *et al*., 2018) (figura 11).

Essses novos elementos, criando novas interpretações sobre parcelas do relevo regional, enriquecem a pesquisa em geomorofologia na região e abrem espaço para novas abordagens e perspectivas no futuro.

Figura 11. Bolas de granito, matacões, lajedos, sulcos de dissolução, indicando a existência de processos de etchplanação/saprolitização nas áreas graníticas do Nordeste Setentrional brasileiro. Foto: Maia, R. P.

4. ASPECTOS GENÉTICOS E EVOLUTIVOS DO RELEVO DO NORDESTE ORIENTAL BRASILEIRO

4.1 Entre 1950 e 2000

A análise da evolução geomorfológica do setor oriental do Nordeste do Brasil pressupõe o resgate das perspectivas morfoestruturais classicamente estabelecidas por Czajka (1958), Kegel (1965), Beurlen (1967), Andrade (1958), Andrade e Caldas-Lins (1965), Mabesoone & Castro (1975), Castro (1977) e Saadi e Torquato (1992). Corrêa *et al.* (2010) estabelecem 03 (três) grandes condicionantes para o entendimento do conjunto de compartimentos desse setor, dentro os quais sobressaem-se as superfícies elevadas do Maciço da Borborema e suas depressões circundantes: a influência das estruturas herdadas e rejuvenescidas, o papel dos diversos embasamentos geológicos que controlam as formas de relevo de erosão diferencial e a recorrência do "arqueamento" da região com pulsos bem marcados durante o cenozóico.

Tecendo considerações iniciais sobre o relevo em escala regional, Birot (1958) destaca a relação entre as áreas rebaixadas e as litologias mais suscetíveis e aquelas que sofreram desnivelamento por ação da tectônica, enquanto os setores de cimeira se encontram onde ocorrem rochas mais resistentes. Em linhas gerais e, como apresentado por Birot (1958), o macro-domo do Planalto da Borborema e seu entorno se estruturam a partir destas configurações ora tectônico-estruturais, ora litológicas.

Tratando do componente tectônico, resgata-se a contribuição de Mabessone e Castro (1975), que correlacionam os materiais depositados nas bacias sedimentares que grosseiramente circundam o macro-domo a leste, sul e noroeste, aos pulsos espasmódicos de alçamento do relevo ao longo de todo o Cenozoico. Segundo os autores, o soerguimento reiterado da área promovera também a exumação dos sedimentos paleozóicos e das alteritas formadas nos períodos quiescentes que perduraram até o

Neógeno. Esses pulsos reativaram estruturas pré-cambrianas, realçando a trama de falhamentos herdados, expondo distintas litologias das faixas móveis brasilianas, complexos metamórficos paleo e mesoproterozóicos e plútons de extensões aflorantes variadas aos processos intempéricos (sub)superficiais.

Para Tricart (1974), essas estruturas herdadas brasilianas, compostas por litologias em diferentes graus de metamorfismo regional e corpos intrusivos de diversas dimensões, exerceriam um controle sobre a morfogênese muito maior do que a retomada de deformações tectônicas. O principal motivo para essa explanação decorre do próprio contexto morfogenético plataformal, de assumida estabilidade tectônica (CORRÊA *et al*., 2010). Acrescenta-se a essa perspectiva de compreensão da gênese das formas do 2º e 3º táxons, a ideia prevalente de uma evolução dômica-flexural clássica para a região, largamente abraçada pela literatura sobretudo da década de 1970, a partir do modelo proposto por Almeida, Leonardos e Valença (1967) para uma reativação à moda do Weald do sudeste da Inglaterra.

A perspectiva da deformação dômica de amplo raio para o setor leste da Província Borborema provavelmente remonta a Baulig (1950) e seus trabalhos no Maciço Central Francês, mas recebe na literatura regional uma nova roupagem a partir da contribuição de Mabesoone, Lobo e Rolim (1980), que tentativamente agregavam à formação dos três níveis escalonados de superfícies rejuvenescidas suas respectivas coberturas intempéricas remanescentes, à luz das propostas de Godard (1972, 1975), que atrelava a idade inferida da superfície, além da sua posição na paisagem, ao grau de amadurecimento geoquímico dos seus mantos de intemperismo.

Não obstante, essa linha de abordagem da evolução morfogenética regional, de viés morfopedológico, não logrou maior êxito, mormente diante da ausência de coberturas intempéricas de maior extensão e antiguidade sobre as cimeiras regionais. Ressalta-se que esse esforço interpretativo resgata as dificuldades morfoestratigráficas já apontadas por Czajka (1958) para a Borborema, no que diz respeito aos problemas de se tentar estabelecer uma correlação entre níveis de topos concordantes e prováveis remanescentes de paleo-planos, em face da escassez de depósitos cenozoicos continentais correlativos.

É sabido que desde o Siluriano a região de Gondwana Ocidental já experimentava um comportamento marcado pela estabilidade tectônica, extensa denudação e alçamento isostático diferencial, sobretudo ao longo dos principais lineamentos regionais (CORRÊA *et al.*, 2019). Essa condição permanece por cerca de 200 Ma e os processos generalizados de denudação acabaram por preencher grandes depressões continentais até o final do Permiano (CARNEIRO *et al.*, 2012).

O principal elemento estrutural composto por lineamentos brasilianos regionais de Gondwana Ocidental é o chamado *median shear corridor*, definido por Trompette (1994) como possuindo forma mais ou menos retangular e gerado por tectônica extrusional. Após a fase final do rifte do megacontinente – que teria ocorrido entre o Turoniano e o Coniaciano, de acordo com Ponte e Cesero (1997) – dois grandes lineamentos, ligeiramente paralelos, se constituem como as mais importantes estruturas do Nordeste

oriental: os lineamentos Patos e Pernambuco. Essas estruturas, de *trend* E-W e discretas variações de direção nas extremidades leste e oeste, e origem associada ao Ciclo Brasiliano, foram reativadas, de acordo com Magnavita (1992), entre 120 e 90 Ma. A área entre os dois lineamentos foi denominada por Trompette (1994) de Zona Transversal.

Rand e Mabessone (1982) e Rand (1985), por sua vez, consideram que o rifte gerou um afinamento da crosta, inerente ao regime extensional. Para Corrêa (2001), esse estiramento foi essencial para a ocorrência de uma flexura em arco interior continental, causado por uma célula convectiva ascendente, alimentada pelo processo de isostasia gerado pela denudação intensa da fase rifte. Essa flexura, a depender dos condicionantes reológicos regionais, poderia promover diferentes respostas morfológicas em escala regional.

4.2 Abordagens no século XXI

Um modelo de comportamento tectônico para o embasamento das bacias de rift marginal Paraíba e Pernambuco foi proposto por Lima Filho *et al.* (2005). Os autores sugerem que desde o Aptiano observa-se que o setor ao sul do lineamento Pernambuco já possuía um nível de base estabelecido. Esse setor seguiu até o início do Cenozóico com uma resposta rúptil à abertura do oceano mais acentuada que o setor da Zona Transversal, com resposta claramente mais flexural. Essas condições reológicas diferenciadas foram observadas por Monteiro e Corrêa (2020), que aplicaram parâmetros morfométricos nos principais canais que drenam a escarpa oriental da Borborema, desde seus setores elevados até o seu piemonte, verificando que ao sul da zona de cisalhamento Pernambuco existem múltiplas zonas de ruptura regional, indicando comportamento mais rúptil. Já entre as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco, existe apenas uma única faixa de ruptura regional ao longo das drenagens, demonstrando a prevalência de um comportamento flexural (Figura 11).

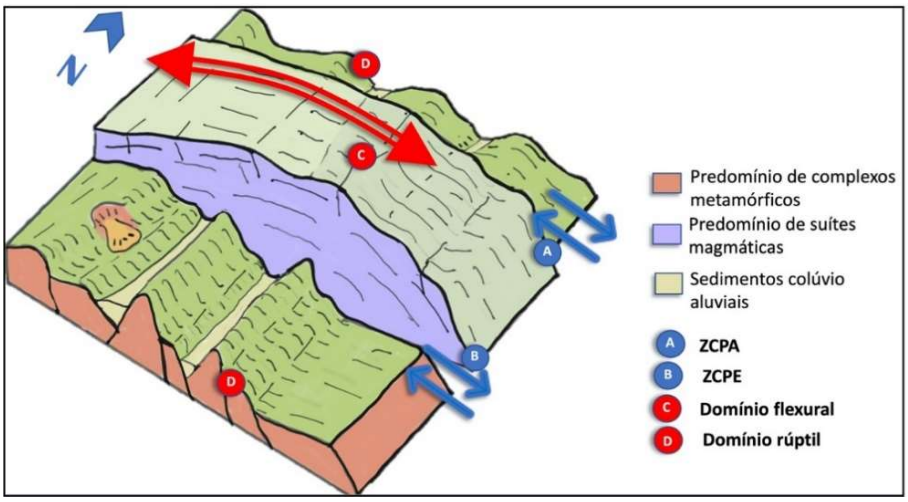

Figura 11. Diagrama esquemático do comportamento do relevo entre os lineamentos Patos e Pernambuco e ao sul da Zona Transversal. Adaptado de Monteiro e Corrêa (2020).

Diferente da dinâmica observada no setor setentrional, de margem transformante, da Província Borborema (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2002), Corrêa *et al*. (2010) retomam a proposta de Czajka (1958) e percebem uma diferenciação morfológica do setor oriental da Borborema em resposta ao arqueamento, podendo ser identificados dois principais eixos de soerguimento regional de alinhamentos de relevo de *trend* regional ENE-WSW e E-W. O primeiro é definido pelos patamares elevados do Planalto entre Garanhuns e Arcoverde, com níveis de cimeira a 1000m, o segundo se estabelece nas serras da Baixa Verde e Teixeira, com altitudes superiores a 1100m.

Ao longo do perfil topográfico A-B (NW-SE), desde a Superfície Sertaneja nas proximidades de Patos–PB a União dos Palmares–AL, já sobre o Piemonte da Borborema, observa-se a resposta do relevo aos controles exercidos pelas deformações crustais, reativação das estruturas lineares e erosão diferencial. Assim, em um primeiro trecho a partir da escarpa ocidental do Planalto, coincidente com o lineamento Patos, os níveis mais altos ocorrem ao longo da Zona Tranversal, onde aos esforços compressivos associados aos campos de tensões vigentes ao longo do Neógeno soma-se à erosão diferencial atuando sobre os granitos do batólito Caruaru-Arcoverde, culminando a 1196m (ponto mais elevado da Província) nas proximidades do Lineamento Pernambuco, limite meridional da Zona Tranversal. Ao sul desta, os desnivelamentos são mais suaves, e o controle da topografia é mais nitidamente marcado pela diferença litológica dentro dos complexos metamórficos páleo e mesoproterozóicos que definem a Cimeira Estrutural PE/AL. A ação de processos flexurais, no entanto, se apresenta novamente na vizinhança da escarpa oriental, cuja ombreira culmina a cerca de 800 metros a menos de 100km da costa, e as fraturas de orientação NE-SW comandam a subordinação dos vales até o Piemonte, entre Pernambuco e Alagoas (Figura 12).

Estudos geofísicos apontam que esse arqueamento é derivado do magmatismo continental cenozoico, resultante de uma dinâmica convectiva sob margem passiva, como demonstrado por Oliveira (2008). Esse autor utilizou dados gravimétricos e magnetométricos para identificar a formação de plumas convectivas localizadas, resultantes de um desequilíbrio instalado na transição do setor frio e mais espesso da litosfera para a astenosfera mais aquecida. O autor postula ainda que uma porção do fluxo magmático foi retida na base da litosfera, dando origem a um processo de *underplating* crustal.

Desta forma, processos de soerguimento regional, do Mesozoico até o Mioceno, produzidos por diversos fenômenos no limite crosta-manto, como o empuxo gerado pela diferença de densidade entre os magmas, teriam provocado o alçamento do Planalto da Borborema. Morais Neto *et al*. (2009) advogam que a topografia da margem passiva da Província Borborema, herdada originalmente do regime extensional do final do Cretáceo, foi amplificada pelo *underplating* magmático atribuído às plumas de Santa Helena e Ascenção. Acrescenta-se a esse mecanismo a fase de denudação excessiva do Mioceno, caracterizada pela fácies progradacionais dos sistemas clásticos acumulados na margem continental da região. Concomitantemente, o vulcanismo miocênico entre a bacia

Potiguar e os setores nordeste da Borborema, no Rio Grande do Norte e Paraíba, também contribuiu, ainda que em escala localizada, para o alçamento diferenciado deste trecho do Planalto.

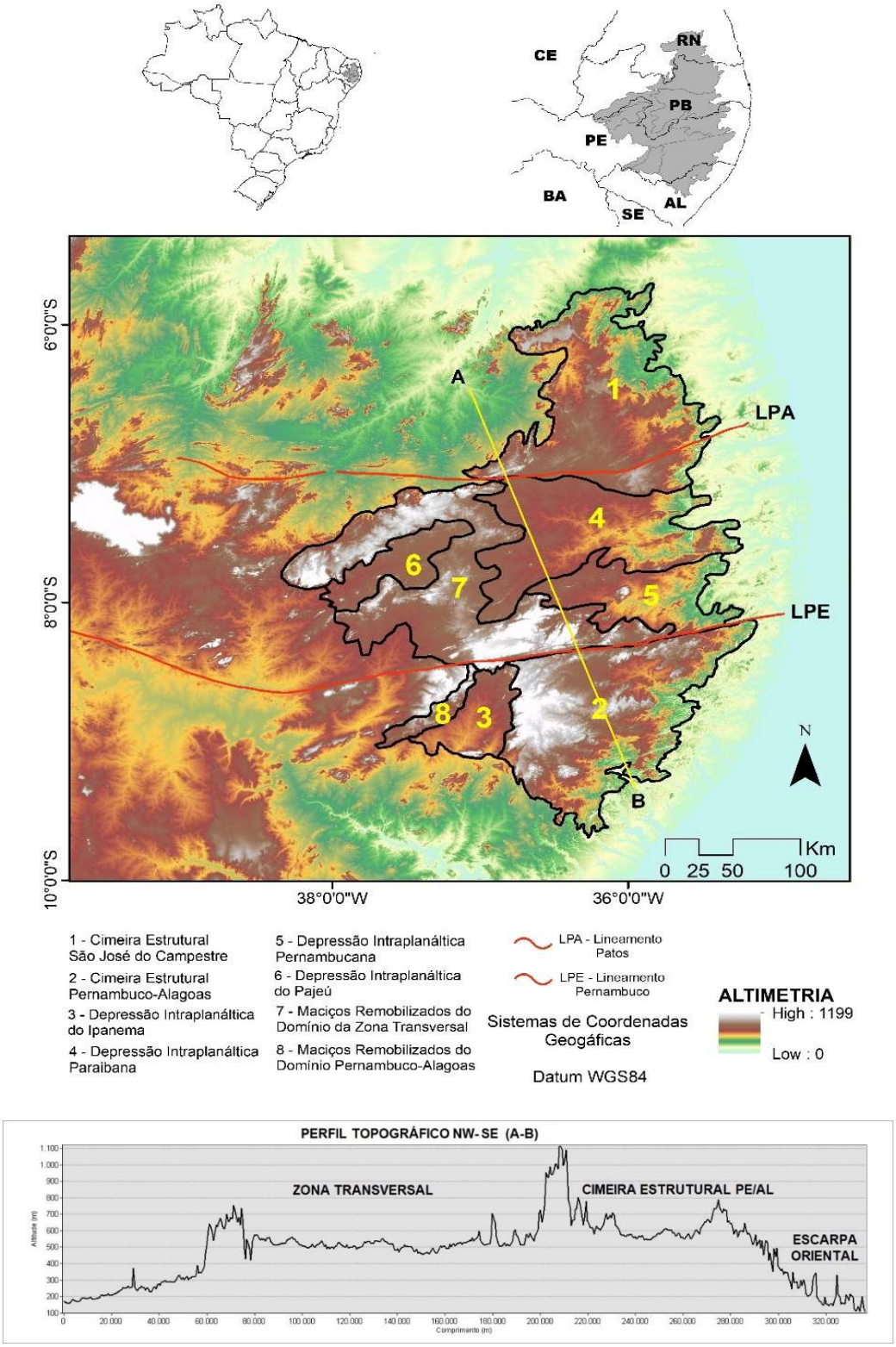

Figura 12. Delimitação do Planalto da Borborema e suas subdivisões em compartimentos estruturais. Modificado de Corrêa *et al.* (2010).

Além dos mecanismos de deformação crustal em face da peculiaridade da posição das plumas mantélicas, adelgaçamento crustal e anomalias composicionais no limite crosta/litosfera, Bezerra *et al.* (2008) apontam para a manutenção de um campo de tensão compressivo de direção aproximada SE-NW na região como um elemento que tem cooperado sinergicamente com os demais para a manutenção da morfologia dômica deste setor da Província, além de atuar no reativamento das estruturas rúpteis associadas aos escarpamentos internos que marcam o leste do Planalto.

Marques *et al*. (2014) corroboram a persistência dos mecanismos de tensão intra-placa, provavelmente associados ao *ridge-push* andinos e da dorsal meso-oceânica, ao longo do Neógeno, propiciando a formação de falhas reversas ao longo do limite setentrional da Zona Transversal. A manutenção desse campo de tensões regional no interior da Zona Transversal amplificou o domeamento do Maciço da Borborema para além dos terrenos cristalinos, resultando na inversão de relevo da bacia do Araripe e sobrelevando o planalto homônimo. Lima e Corrêa (2018) identificaram que o rebaixamento contínuo do nível de base, atuando ao longo da escarpa norte do Planalto do Araripe, resultou inclusive na inversão das áreas de acomodação dos sedimentos coluviais quaternários, que passaram a ocupar posição de topo sobre os espigões que separam as bacias de drenagem ao longo da encosta.

Ainda neste sentido, Fonseca *et al*. (2020) indicam que os processos de inversão do relevo no piemonte da Borborema estão diretamente associados aos desnivelamentos regionais ocorridos ao longo dos vales sub-costeiros instalados em falhas, que resultam em sequências de depósitos colúvio-aluviais do Pleistoceno superior deslocados das suas áreas fonte para posições de topo na paisagem (figura 13). Situações semelhantes de deformação atingindo desde pequenas bacias de rifte continental cretáceas à sedimentação coluvial neo-quaternária também foram observadas no Maciço do Pereiro, uma meso-forma ancilar ao Planalto da Borborema no oeste do Rio Grande do Norte (GURGEL *et al*., 2013).

Assim, embora na escala do detalhamento das unidades morfológicas constate-se o papel da erosão diferencial sobre a distribuição dos conjuntos de formas, sobretudo dos maciços de origem plutônica que correspondem aos níveis mais elevados do Planalto, não se pode atribuir à mega-compartimentação do macro-domo da Borborema uma origem subordinada aos controles litológicos (figura 14).

O planalto *stricto sensu* corresponde ao conjunto de superfícies desniveladas que acompanham a fachada oriental do continente. O limite entre as "terras altas" e o seu piemonte é definido por uma série de *knicks* topográficos e *knick-points* ao longo das drenagens que demandam o Atlântico, por meio de escarpas que variam de 100 a 200 metros de altura, chegando em alguns pontos a exceder os 500m. Tratando da escarpa oriental do Planalto, Monteiro e Correa (2020) chamam a atenção que a litologia não parece exercer um controle determinante na delimitação dessa morfoestrutura, ao contrário, os condicionantes do relevo neste setor são basicamente herdados da trama reológica e da sua reativação continuada.

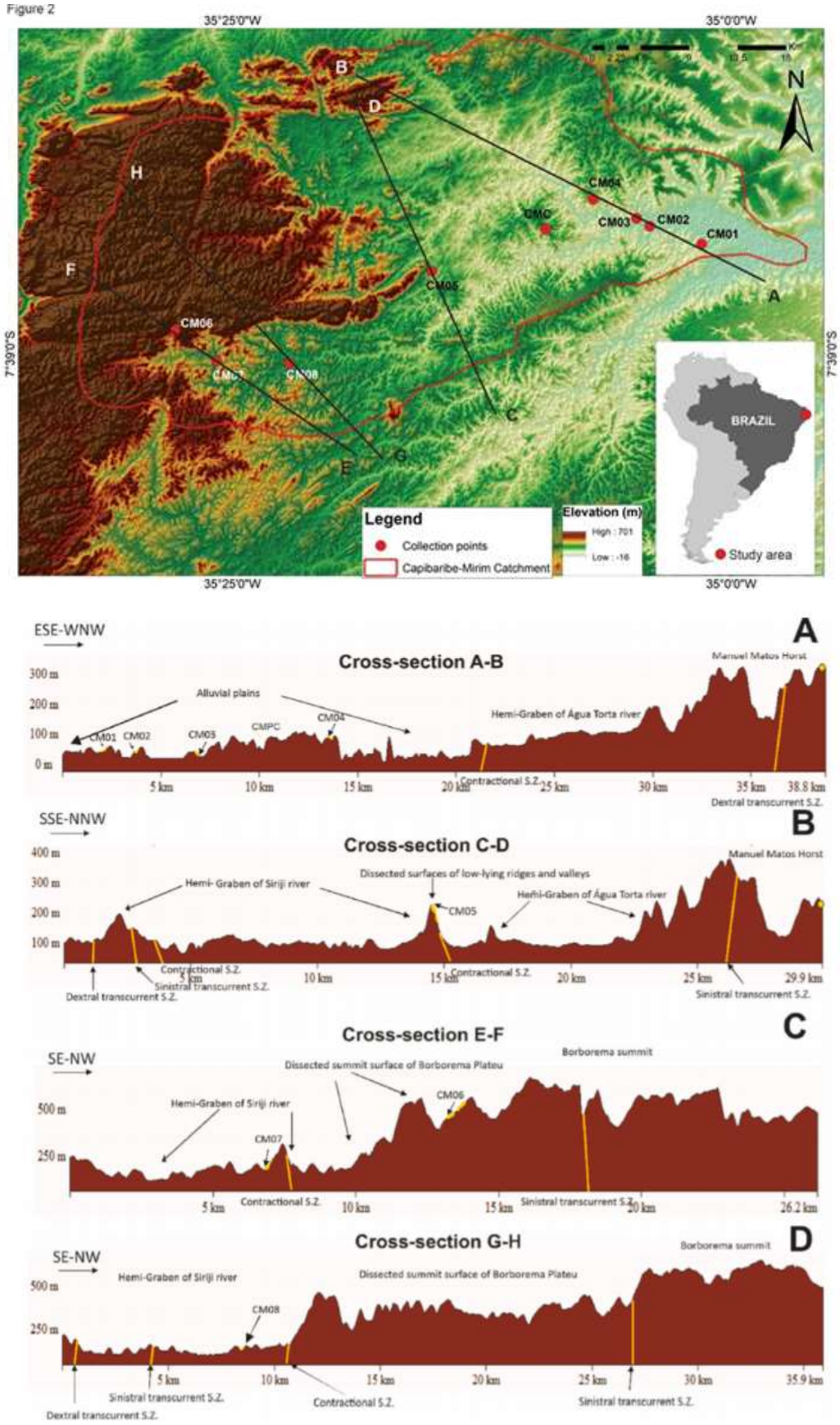

Figura 11. Perfis em transectos indicando depósitos colúvio-aluviais pleistocênicos desconectados de seus níveis de base originais. Modificado de Fonsêca *et al.* (2020)

Figura 12. Transição da escarpa oriental da Borborema em Alagoas e seu piemonte.

5. CONCLUSÕES

A consolidação das bases metodológicas da pesquisa geomorfológica no Nordeste do Brasil, em seu segmento associado com a Província Borborema (Nordeste Setentrional e Nordeste Oriental), parece ter sido alcançada, nas últimas décadas, a partir do reconhecimento da importância da identificação de processos e estruturas geológicas na evolução, especialmente das grandes formas de relevo, e do uso das variações climáticas cenozoicas para a explanação genética prepoderante das formas da superfície da Terra de menor dimensão, do Cretáceo para o presente. Coloca-se que essa consolidação ocorre em consonância com o desenvolvimento de uma cartografia geomorfológica e do uso do sensoriamento remoto nos estudos do território.

No entanto, grandes transformações qualitativas e quantitativas na interpretação do relevo regional estão ainda na dependência da definição de taxas de erosão para região. A definição dessas taxas permitirá a análise quantificada da importância da alteração superficial das rochas e subsequente denudação no desenvolvimento do relevo, o que constitui um elemento essencial na definição da morfogênese regional.

Em relação ao Nordeste Setentrional, Peulvast *et al*. (2008) definiram taxas de erosão a partir do Cenomaniano (90 milhões de anos) através de métodos morfoestratigráficos, apontando resultados da ordem de 10 m/milhão de anos, A ausência de datações absolutas para a área propicia, no entanto, certo grau de incerteza em relação aos dados obtidos por métodos indiretos. Para o Nordeste Oriental, resultados de datação por LOE e C^{14} trouxeram novas informações relativas à dinâmica recente da região (CÔRREA; MONTEIRO, 2020), tais como a ocorrência de eventos de remobilização de material de vertentes como resposta às mudanças climáticas dos últimos 20 mil anos, incluindo o período Antropoceno. No entanto, ainda se faz necessário definir taxas de erosão relativas a períodos de tempo mais longos para esse segmento regional.

No momento, encontram-se em curso diversas pesquisas sobre o conjunto do relevo da região utilizando métodos de datação absoluta para longos intervalos de tempo e também para o Quaternário. Nesse sentido, avalia-se que essa realidade, associada ao uso

de novas e diversas geotecnologias (avanços no sensoriamento remoto com produção de dados morfométricos, uso de drones e GPR, métodos geofísicos e geoquímicos) fortalecerão de forma substancial os avanços nas pesquisas em geomorfologia na região nos próximos anos, de forma a consolidar ainda mais a ciência geográfica através desse seu ramo de especialização (a geomorfologia), tanto no âmbito da academia quanto em termos da sociedade de forma geral.

Referências Bibliográficas

AB'SÁBER, A. N. Depressões periféricas e depressões semi-áridas no Nordeste brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, n. 22, p. 3-18, 1956.

AB'SABER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro. IGEOG-USP, **Bol. Geomorfologia**, SP, n 19, 1969, 38p.

AB'SABER, A. N; BIGARELLA, J. J. Considerações sobre a geomorfogênense da Serra do Mar. **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 4/5, p. 94-110, 1961.

ALMEIDA, F. F. M.; LEONARDOS, O. H.; VALENÇA, J. Review on granitic rocks of northeast south America. Symposium on Northeast South America Granites 1, 1967. Recife – PE. **Resumes...** Recife: IUGS/UNESCO, 41p., 1967.

ANDRADE G. O.; CALDAS LINS, R. Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil. **Arquivos do Instituto de Ciências da Terra**, Recife, v. (3-4), p. 11-28, 1965.

ANDRADE, G. O. A superfície de aplainamento pliocênica do Nordeste do Brasil. **Acad. da Fac. de Filosofia**, Universidade de Recife, Pernambuco, 44p., 1958.

ANDRADE, G. O. Gênese do relevo nordestino: estado atual dos conhecimentos. **Estad. Univ.**, Recife, v. 2- 3, p. 1-13, 1968.

BAULIG, H. **Essais de géomorphologie** . D'Edition: Les Belles Lettres, Paris, 160 p., 1650.

BEURLEN, K. A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 21, Curitiba, **Anais**, p. 151-158, 1967.

BEZERRA, F. H. R.; NEVES, B. 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**. v. 01, p. 555-582, 2008.

BEZERRA, F. H. R.; VITA-FINZI. How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brazil. **Geology**, v. 28, n. 7, p. 591-594, 2000.

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais**. V. 3. Florianópolis: Ed. UFSC, 2003.

BIGARELLA, J. J.; ANDRADE. G. O. Contribuition to study área of Brazilian Quaternary Geol. **Assoc. Am. Paper**, v. 84, p. 433-451, 1965.

BIROT, P. Morphologie de la région de Recife. **Bulletin de l'Association des Géographes Français**, v. 263/264, p. 66-70, 1957.

BIROT, P. **Morphologie structurale**. Presses Univ. Fr., Paris, 2 v., 464p., 1958.

BOILLOT, G. **Géologie des marges continentales**. Masson, Paris, 1998.

CABY, R.; ARTHAUD, M. H.; ARCHANJO, C. J. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 3-4), p. 310-322, 1995.

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. p.131-136, 2012.

CASTRO, C. **Morfogênese X Sedimentação**: evolução do relevo do Nordeste e seus depósitos correlativos. Universidade Federal de Pernambuco, Dissertação de Mestrado, 48p., 1977.

CORDEIRO, A. M. N. Morfoestrutura e morfopedologia da serra do Quincuncá e entorno, Ceará, Brasil.251f. **Tese (Doutorado em Geografia)**-Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2017.

CORDEIRO, A. M. N.; BASTOS, F. H.; MAIA, R. P. Formações concrecionárias e aspectos genéticos e evolutivos do Maciço do Quincuncá, Província Borborema, Nordeste do Brasil. **REVISTA BRASILEIRA DE GEOMORFOLOGIA**, v. 19, p. 359, 2018.

CORRÊA, A. C. B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, Tese de Doutorado, 386p., 2001.

CORRÊA, A. C. B.; MONTEIRO, K. A. Geomorphological dynamics of the elevated geosystems of the borborema highlands, northeast of Brazil, from optically stimulated luminescence dating of hillslope sediments. **William Morris Davis Revista de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 152-185, 2020.

CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; LIRA, D. R.; MUTZENBERG, D. S.; CAVALCANTI, L. C. S. The Semi-arid Domain of the Northeast of Brazil. *In*: SALGADO, A.; SANTOS, L.; PAISANI, J. (Org.). **Geography of the Physical Environment**. 1ed.: Springer International Publishing, p. 119-150, 2019.

CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA, D. R. Megamorfologia e Morfoestrutura do Planalto de Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, p. 35–52, 2010.

CREMONINI, O. A.; KARNER, G. D. Soerguimento termal e erosão na Bacia Potiguar submersa e seu relacionamento com a evolução da margem equatorial brasileira. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16, 1995, Recife. **Boletim...** Recife: SBG/NE, vol. 14, p. 181-184, 1995.

CZAJKA, W. Estudos geomorfológicos no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, n. 20, v. 2, p. 135-180, 1958.

DEMANGEOT, J. Essair sur le relief du Nord-est Brésilien. **Annales de Géographie**, Paris, v. 69(372), p. 157-176, 1960.

DRESCH, J. Les problèmes géomorphologiques du Nord-Est Brésilien. **Bulletin de l'Association des Géographes Français**, v. 263/264, p. 48-59, 1957.

FERREIRA, J. M.; OLIVEIRA, R. T.; TAKEYA, M. K.; ASSUMPÇÃO, M. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from local mechanismos around the Potiguar marginal basin. **Geophys**, J. Int., n. 134, p. 341-335, 1998.

FONSÊCA, D. N.; CORRÊA, A. C. B.; LIRA, D. R.; TAVARES, B. A. C. Chemical, physical and mineralogical attributes as markers in the identification of depositional events in the Eastern Northeast of Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, p. 102805-102825, 2020.

FORTES, E.; STEVAUX, J. C.; VOLKMER, S. Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: A right-bank tributary of the upper Paraná River, Brazil. **Geomorphology** (Amstrerdam), Amsterdam, v. 70, p. 325-338, 2005.

FÚLFARO, V. J., SUGUIO, K. O Cenozóico paulista: gênese e idade. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. **Anais...** Porto Alegre: SBG, v. 3. p. 91-101, 1974.

GODARD, A. Arenes litees et convo is limoneux ablocs sur les versants cristallins des massifs anciens. *In*: BARRERE, P.; DRESCH, J.; ENJALBERT, H.; GEORGE, P.; PAPY, L.; TAILLEFER, F. (eds). **Etudes geographiques**: Melanges offerts a Georges Viers, Univ. Toulouse-Le Mirail, Toulouse, p. 283-300, 1975.

GODARD, A. Recherches francaises concernant la geomorphologie des socles cristallins. *In*: Cornite National Francais de Geographie (ed) Recherches Geographiques en France (**24th Intern Geogr Cong**, Montreal, p. 37-45), 1972.

GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F.; BEZERRA, F. H. R.; TERRA, E.; ALMEIDA, J. C. H. Brittle Reactivation of Mylonitic Fabric and the Origin of the Cenozoic Rio Santana Graben, Southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, p. 522-536, 2010.

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**, v. 186, p. 68–84, 2013.

KEGEL, W. **A estrutura Geológica do Nordeste do Brasil**. Rio de Janeiro, Divisão de Geologia e Mineração, DNPM, 43p. (Boletim, 227), 1965.

KING, L, C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

KING, L. C. **The Morphology of the Earth.** Edinburgh: Ollier & Boyd, 1967.

LARUE, J. P. Tectonic influences on the Quaternary drainage evolution on the north-western margin of the French Central Massif: The Creuse valley example. **Geomorphology**, v .93, p. 123-137, 2008.

LIMA FILHO, M. F.; BARBOSA, J. A.; NEUMANN, V. H. M. L.; SOUZA, E. E. M. "Evolução estrutural comparativa da Bacia de Pernambuco e da Bacia da Paraíba". **X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**. Sociedade Brasileira de Geologia, Curitiba, 2005.

LIMA, C. C.; NASCIMENTO, E.; ASSUMPÇÃO, M. Stress orientations in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis – implications for force models in the South America plate. **Geophys**, J. Inte., v. 130, p. 112-124, 1997.

LIMA, F. J.; CORRÊA, A. C. B. Correlação cronoestratigráfica dos depósitos quaternários do planalto sedimentar do Araripe: um estudo de caso a partir dos materiais encontrados no município de Crato e Barbalha – sul do Ceará. **Revista de Geografia** (Recife), v. 35, p. 173-184, 2018.

MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste Brasileiro. **Boletim do Núcleo Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 3, p. 5-35, 1975.

MABESOONE, J. M.; LOBO, H. R. C.; ROLIM, J. L. Ambiente semi-árido do Nordeste Brasileiro: Os Rios Efêmeros. **Estudos Pesquisas**, 4 p., p. 83-91, 1981.

MAGNAVITA, L. P. **Geometry and kinematics of the Reconcavo-Tucano-Jatobá rift, NE, Brazil**. Thesis (Doctor of Philosophy. University of Oxford, Wolfson College, USA, p. 493, 1992.

MAIA, R. P.; BASTOS, F. H.; LIMA, D. L.; CORDEIRO, A. M. N. **Paisagens graníticas**. Fortaleza: Edições UFC, 2018.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. B; CLAUDINO-SALES, V. 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**, v. 12.3, p. 32-42, 2011.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. **Structural geomorphology in Northeast Brazil**. Amsterdam: Springer, 2019.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; CLAUDINO-SALES, V. Vales Fluviais do NE: Considerações Geomorfológicas. **Okara**: Geografia em Debate, v. 1, p. 05-20, 2009.

MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M. A. L. Relevos graníticos do Nordeste brasileiro. **Revista de Geomorfologia**, v. 19, n. 2, p. 373-389, 2018.

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

MATOS, R. M. D. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. *In*: Atlantic Rifts and continental margins. **Geophys. Monogr. Ser.,** v. 115, p. 331 354, 2000.

MATOS, R. M. D. The Northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, v. 11, n. 4, p. 766-791, 1992.

MELLO, C. L. Aloestratigrafia e análise de fácies: revoluções na geologia sedimentar e o estudo do quaternário. **Anuário do Instituto de Geociências/UFRJ**, RIO DE JANEIRO, v. 17, p. 93-108, 1994.

MELLO, C. L.; METELO, C. M. S.; SUGUIO, K.; KOHlER, H. C. Quaternary Sedimentation, Neotectonics and the Evolution of Doce River Middle Valley Lake System (Southeastern Brazil). **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 20, n. 1-2, p. 29-36, 1999.

MENDES, L. D.; FERNANDES, N. F.; GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F. Morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Bonito, Petrópolis, RJ. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 8, p. 63-77, 2007.

MONTEIRO, K. A.; CORRÊA, A. C. B. Application of morphometric techniques for the delimitation of Borborema Highlands, northeast of Brazil, eastern escarpment from drainage knick-points. **Journal of South American Earth Sciences,** n. 103, 102729, 2020.

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

MOURA-LIMA, E.N.; SOUSA, M.O.L.; BEZERRA, F.H.R; AQUINO, M.A.; VIEIRA, M.M.; LIMA-FILHO, F.P.; FONSECA, V.P.; AMARAL, R.F. 2010. Sedimentação e deformação tectônica neogênicas e quaternárias no centro da Bacia Potiguar. **Geologia USP**: Série Científica, v. 10, n.1, p. 15-28, 2010.

OLIVEIRA, R. G. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo Cenozoico da Província Borborema e de sua margem continental**. Tese de Doutorado. Natal. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 400p., 2008.

OLLIER, C. D. Tectonics and landscape evolution in southeast Australia. **Geomorphology**, v. 12, n. 1, p. 37-44, 1995.

OLLIER, C.; PAIN, C. Equating the basal unconformity with the paleoplain: a model for passive margins. **Geomorphology**, v. 19, n. 1, p. 1-15, 1997.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V.; BETARD, F.; GUNNEL, 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.; BETARD, F. **Landforms and Landscape Evolution of the Equatorial Margin of Northeast Brazil**: An overview. Amsterdam: Springer, 2015.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. **Revista de Geografia da UFC**, Fortaleza, n. 1, p. 113-150, 2002.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. Carta morfoestrutural do Ceará e áreas adjacentes do Rio Grande do Norte e da Paraíba. *In*: CPRM, Fortaleza, **Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará**. Mapas na escala 1:500,000. Serviço Geológico do Brasil, CD Rom, 2003.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. Dispositivos Morfo-Estruturais e Evolução Morfotectônica da Margem Passiva Transformante do Nordeste Brasileiro. **III Simpósio Nacional de Geomorfologia**, Campinas, SP, 2000.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. Evolução morfoestrturual do relevo do Nordeste da margem continental do Nordeste do Brasil. **Caminhos de Geografia**, v. 5, p. 4-28, 2006.

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

PONTE, F. C.; CESERO, P. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais brasileiro e africano. **Bol. Geociencias Petrobras**, p. 1–18, 1997.

RAND, H. M. **"Ligação 'Landbridge' (ponte intercontinental) entre Pernambuco/Paraíba e Nigéria-Camarões**. Fanerozóico Nordestino (UFPE/DGEO), p. 44, 1985.

RAND, H. M.; MABESSONE, J. M. “Northeastern Brazil and the Final Separation of South America and Africa. **Paleogeogaphy, Paleoclimatology, Paleoecology**, p. 163–183, 1982.

RICCOMINI, C.; ASSUMPÇÃO, M. Quaternary Tectonics in Brazil. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 221-225, 1999.

RUELLAN, F. **O escudo brasileiro e os dobramentos de fundo**. Universidade do Brasil, Fac. Nac. Filosofia, Departamento de Geografia (curso de especialização em geomorfologia), Rio de Janeiro, 1952, 61p.

SAADI, A. Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. **Geonomos**, v. 6, p. 55-63, 1998.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: Esboço de Intepretação preliminar. **Geonomos**, MG, v. 1, p. 1-15, 1993.

SAADI, A.; BEZERRA, F. H. R.; COSTA, F. D.; IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da plataforma Brasileira. *In*: **Quaternário do Brasil**. Holos Editora. São Paulo, 2005.

SAADI, A.; TORQUATO, J. R. Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará. **Revista de Geologia**, Fortaleza-CE, n. 5, p. 5-38, 1992.

SCHUM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. **Actives Tectonics and Alluvial Rivers.** Cambridge University Press. 290p., 2000.

SILVA, T. P.; MELLO, C. L. Reativações neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (sudeste do Brasil). **Geol. USP**, Sér. cient., v. 11, n. 1 São Paulo, 2011.

TRICART, J. Divisão morfoclimática do Brasil Atlântica Central. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo. n. 31, p. 3-4, 1959.

TRICART, J. F. L. **Structural Geomorphology**. Longman, London, 305p., 1974.

TROMPETTE, R. **Geology of Western Gondwana (2000-500)**. Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. R, Rotterdam, 1994.

VALADÃO R. C. **Evolução de Longo-Termo do Relevo do Brasil Oriental**: desnudação, superfície de aplanamento e movimentos crustais. 1998. Tese de Doutorado (Instituto de Geociências), Universidade Federal da Bahia. 243p, 1998.