

Capítulo 2 - Evolução Morfoestrutural e Morfopedológica do Maciço de Baturité e de seu *Piemont*: do Cretáceo ao Presente

François Bétard
Jean-Pierre Peulvast

Resumo

Um novo modelo de evolução das paisagens após o Cretáceo está sendo proposto neste trabalho para o maciço de Baturité e seu *piemont*. Esse se apoia na combinação de dados tectônicos, paleoclimáticos, sedimentológicos, geomorfológicos e pedológicos recentes. Uma análise dos dispositivos morfoestruturais mostra, primeiramente, o papel central realizado pelo *rifting* intracontinental no Cretáceo inferior na formação do maciço de Baturité, interpretado como um vestígio de erosão do ombro noroeste do *rift* Potiguar. Essa nova interpretação tende a minimizar os efeitos da neotectônica, apesar de tratar-se de uma atividade sísmica e paleosísmica inegável. As grandes etapas da evolução morfopedológica do referido maciço são apresentadas a seguir: (I) uma fase de laterização no Paleógeno é responsável pela formação de coberturas ferruginosas e pelas paleoalterações ferralíticas conservadas, tanto no cume dos elevados platôs e maciços montanhosos do Ceará, como sobre as cristas quartzíticas do maciço de Baturité (Pico Alto); (II) o aumento da aridez regional no Neógeno, conjugado à ação do soerguimento por flexura marginal continental após o fim do Cretáceo, provocou uma fase de regradação dos paleosaprolitos ferralíticos no maciço, e de pedimentação no entorno, com depósitos correlativos correspondentes aos sedimentos da Formação Barreiras; (III) a evolução morfopedológica do final do Cenozóico foi comandada por uma alternância de fases úmidas e áridas, e pelos grandes movimentos eustáticos negativos do Plio-Pleistoceno, favorecendo tanto a ocorrência de episódios de intemperismo acentuado (formação de horizontes plínticos e carapaças através dos sedimentos do Barreiras), como a ocorrência de erosão e de sedimentação sobre o *piemont* (dissecação generalizada, deflação e depósito correlativo dos lençóis de areias eólicas Pleistocênicas).

2.1 Introdução

De acordo com a literatura clássica, a organização do relevo e dos mantos de intemperismo no Nordeste do Brasil resulta em grande parte do desenvolvimento cíclico de superfícies de erosão encaixadas, elaboradas em resposta a um soerguimento regional, e de flutuações climáticas alternadas de períodos secos e úmidos ao longo do Cenozóico. Esse soerguimento regional, aparentemente iniciado no Cretáceo, com a separação do supercontinente Gondwana, seria o resultado de um arqueamento do embasamento do qual o maciço da Borborema seria o centro e/ou uma ampla "flexura continental" (AB'SABER, 1956; DRESCH, 1957; DEMANGEOT, 1959, 1960; MEUNIER, 1962; ANDRADE, 1968). A maior parte desses autores concorda com a existência de quatro ou cinco superfícies de erosão escalonadas, principalmente correlacionadas com aquelas definidas por L. King (1956) para outras regiões do Brasil e da África.

Todas essas propostas, inspiradas a partir do modelo de L. King, contêm a mesma ideia de um encaixamento policíclico de superfícies de erosão cada vez mais jovens, tratando-se de um modelo estabelecido unicamente sobre a base da simples correlação altimétrica e geométrica (com os sedimentos Mesozóicos e Cenozóicos da margem), geralmente sobre longas distâncias e sem o apoio de uma cartografia apropriada. Nesse contexto, é difícil estabelecer relações precisas entre esses modelos teóricos e o relevo tal qual pode ser descrito localmente, como no caso do maciço de Baturité, onde a identificação de quatro níveis distintos parece difícil, apesar de uma gama de altitudes comparável (100 – 1.115 m).

Estudos mais recentes, em relação aos anteriores, têm tentado propor uma divisão do espaço regional, frequentemente limitado ao Estado do Ceará, em unidades morfoestruturais

distintas (PROJETO RADAMBRASIL, 1981; SAADI E TORQUATO, 1992; SOUZA, 1997; MEIRELES, 2005). Nesses trabalhos, o maciço de Baturité é geralmente classificado como uma categoria de “maciço residual” elevado sobre a “depressão sertaneja” erodida no embasamento cristalino, da mesma forma que a serra das Matas, de Uruburetama, da Meruoca e do Pereiro (figura 1). Desses ensaios de classificação, ressalta-se a ideia de que a época da formação do maciço de Baturité, por erosão diferencial e/ou pela (neo)tectônica, geralmente considerada de idade terciária ou quaternária, parece mal definida.

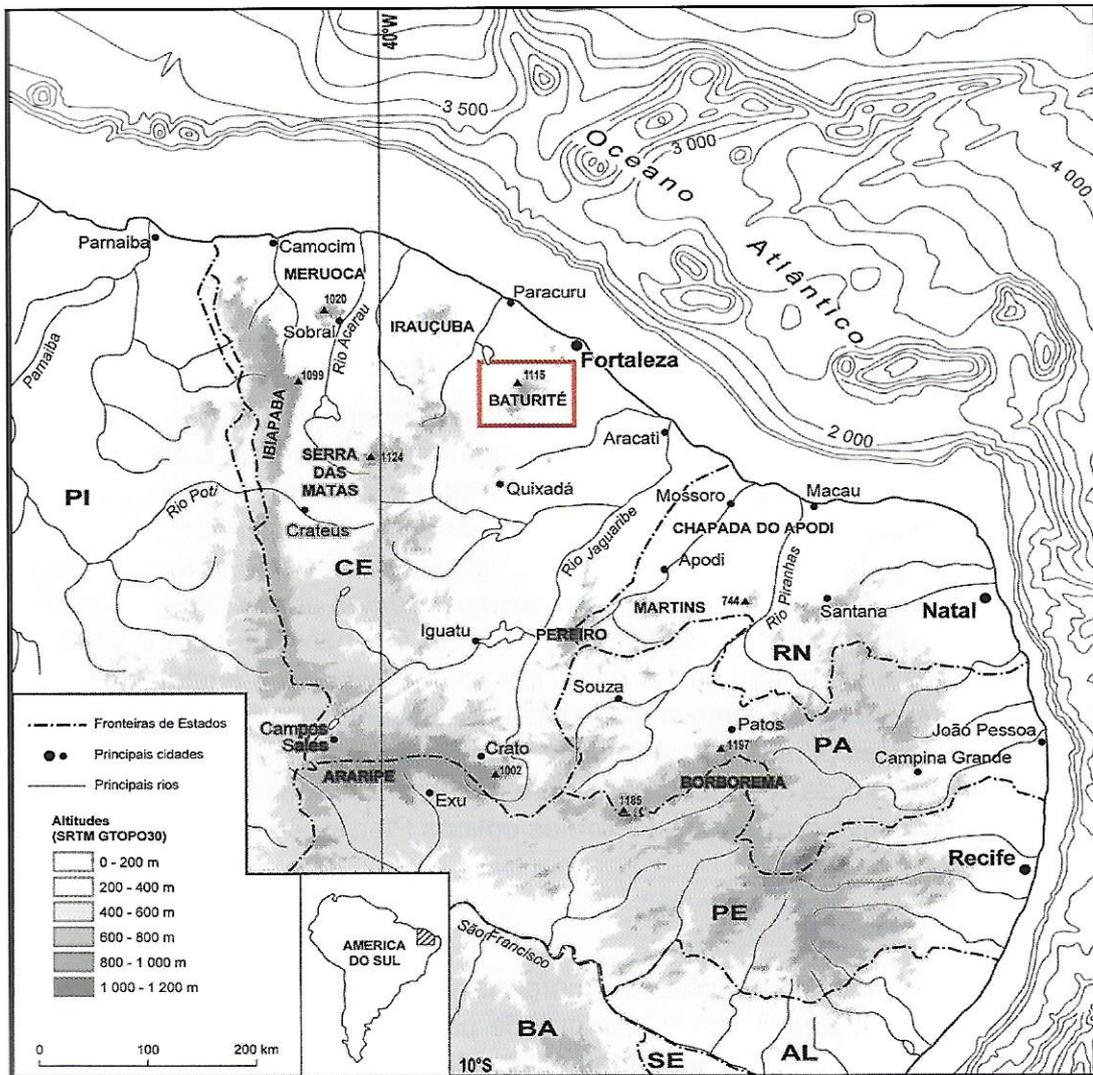


FIGURA 1 - Localização do maciço de Baturité no setor setentrional do Nordeste brasileiro.

Nota: O retângulo localiza a figura 2.

Portanto, este artigo propõe uma nova perspectiva, combinando os recentes avanços na geomorfologia estrutural e na morfopedologia, em torno do maciço de Baturité, através de uma cronologia relativa de evolução das paisagens entre o Cretáceo e o presente. Com base na análise dos dispositivos morfoestruturais e no estudo detalhado das relações entre geomorfologia, solos, alterações e sedimentos, propõe-se uma nova interpretação da evolução morfoestrutural e morfopedológica do maciço de Baturité e de seu *piemont* após o Cretáceo, relacionada à evolução tectônica e paleoclimática regional.

2.2 Dispositivos Morfoestruturais do Maciço de Baturité: a Herança do Cretáceo

2.2.1 Topografia e geologia

Com uma área total aproximada de 800 km², a serra de Baturité representa um maciço montanhoso de altitudes moderadas (800 – 900 m em média, na parte central e superior do maciço), que se destaca de forma abrupta acima das vastas paisagens planas do sertão, com altitudes médias de 100 – 200 m (figura 2). O ponto mais alto dessa área se encontra na borda ocidental do maciço, a oeste da sede municipal de Pacoti (Pico Alto, 1115 m), assim como a maioria das outras altitudes mais elevadas (acima de 1000 m), evidenciando uma relativa dissimetria EW do seu relevo.

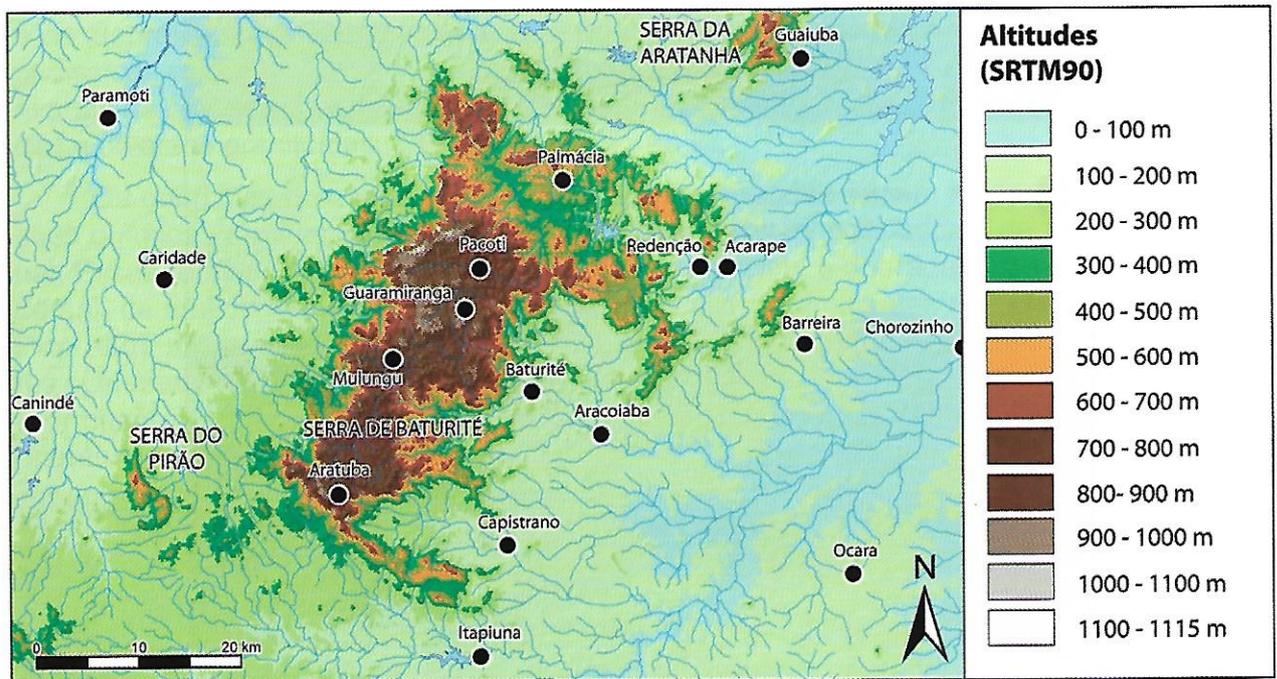


FIGURA 2 - Hipsometria do maciço de Baturité e de seu piemont.

Designado como maciço montanhoso, o maciço de Baturité também pode ser descrito como um alto planalto dissecado, devido à regularidade altimétrica dos interflúvios em forma de colinas convexas (meias-laranja), recobertas por uma floresta densa perenifólia, que formam as feições topográficas típicas do setor mais elevado, entre 800 e 900 m (foto 3A). No entanto, picos ou cristas aguçadas como o Pico Alto destacam-se claramente 100 – 200 m acima do plano dessa alta superfície, protegida da dissecação profunda por numerosas barragens rochosas que impedem o aprofundamento dos vales em direção dos *piemonts*.

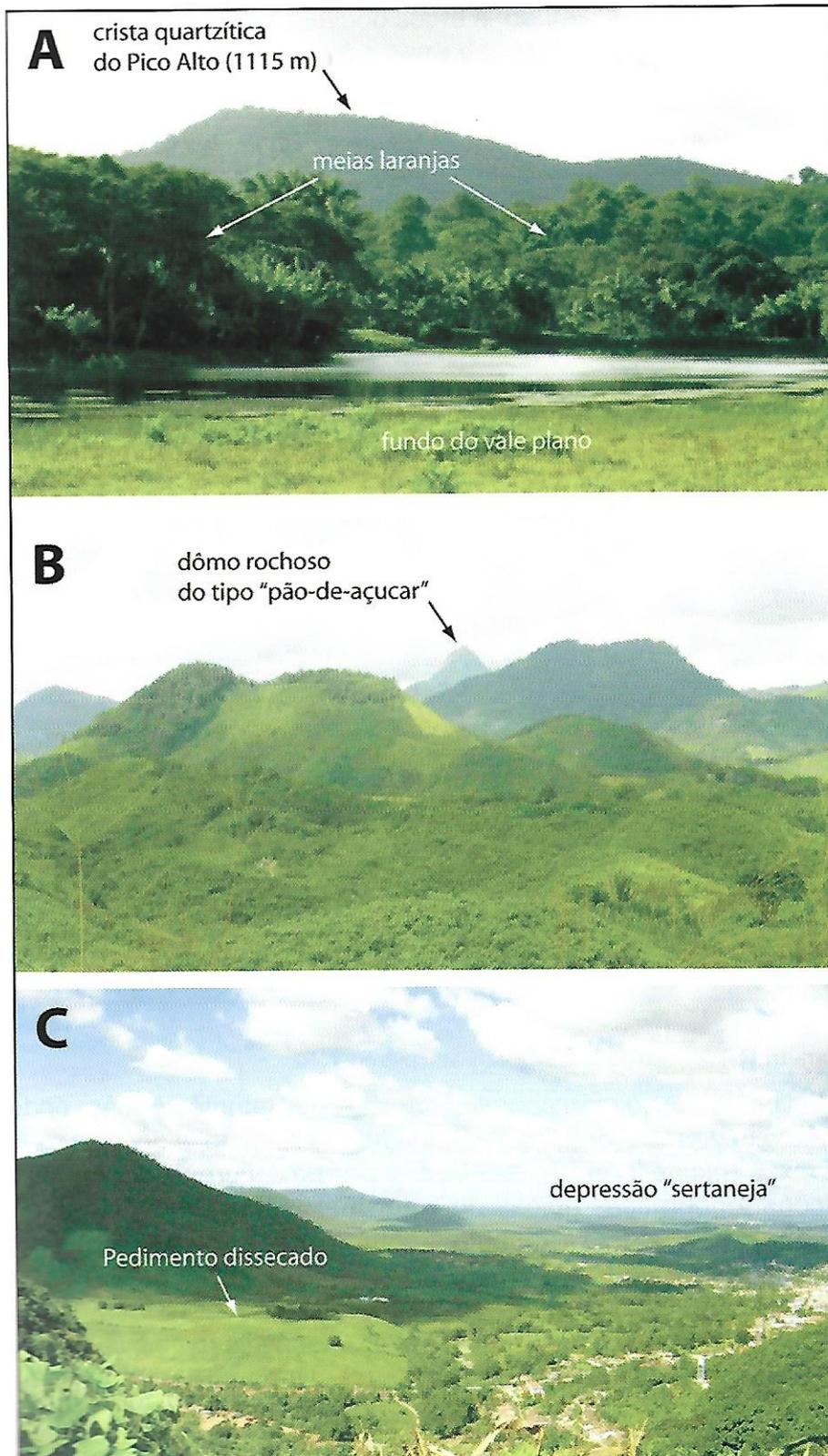


FOTO 1 - Paisagens (a,b,c) geomorfológicas características do maciço de Baturité. A: a crista quartzítica do Pico Alto, acima do modelo multiconvexo florestado com meias-laranjas e fundos de vales planos. B: paisagem de dissecação profunda com vales em V e domos rochosos do tipo pão-de-açúcar (Setor de Palmácia); C: vista sobre o *embayment* de Baturité e o *piemont* oriental do maciço.

Fonte: F. Beltz

O setor setentrional do maciço, próximo ao município de Palmácia, aparece muito mais profundamente dissecado e suas altitudes médias são, em geral, mais baixas (400 – 500m em média), apesar da presença de vigorosos domos rochosos (foto 3B). O contato do maciço montanhoso com as planícies circunvizinhas é sempre abrupto, e as encostas íngremes

das bordas são desenhadas em planos de sinuosidades marcadas, especialmente na vertente oriental onde cristas e promontórios delimitam largas reentrâncias, como no caso do entorno dos municípios de Capistrano, Baturité e Redenção (Foto 3C). O *piemont* do maciço de Baturité é formado por vastas planícies de erosão de baixas altitudes (100 – 200m), nas quais os vales principais são encaixados em apenas 10 – 20m. Essas planícies monótonas, típicas das paisagens do sertão, são pontilhadas de relevos isolados (*inselbergs*) de altitudes e dimensões variadas (suas dimensões horizontais variam de hectômetro a uma dezena de quilômetros).

Os mais importantes desses relevos são representados pela serra do Pirão a sudoeste, e pelas serras da Aratanha e de Maranguape a nordeste, que se apresentam como relevos satélites ou anexos à serra de Baturité (figura 2).

O maciço de Baturité se insere no contexto geológico e tectônico do domínio do Ceará central (MONIÉ *et al.*, 1997), entre as grandes zonas de cisalhamento de Senador Pompeu e de Sobral Pedro II. Essa região de embasamento Proterozóica é constituída de rochas gnáissicas e migmatíticas (Unidade Canindé), alternando com rochas metamórficas paraderivadas de composições variadas (micaxistos, quartzitos e mármore: Unidade Independência) e diversos granitóides (CPRM, 2003) (figura 3).

Os quartzitos com muscovita da Unidade Independência, em razão de suas composições químicas e mineralógicas, estão, sem dúvida, no topo da escala de resistência regional. Essas rochas silicosas, dispostas em faixas estreitas e dobradas, compõem a “espinha dorsal” de muitos relevos em forma de cristas e picos culminantes (ex: crista quartzítica do Pico Alto), assim como as cornijas de escarpamentos monoclinais encontradas nas vertentes ocidentais e meridionais do maciço. Uma cobertura sedimentar Neógena pouco profunda (Formação Barreiras) recobre parcialmente o embasamento em discordância no *piemont* oriental do maciço de Baturité.

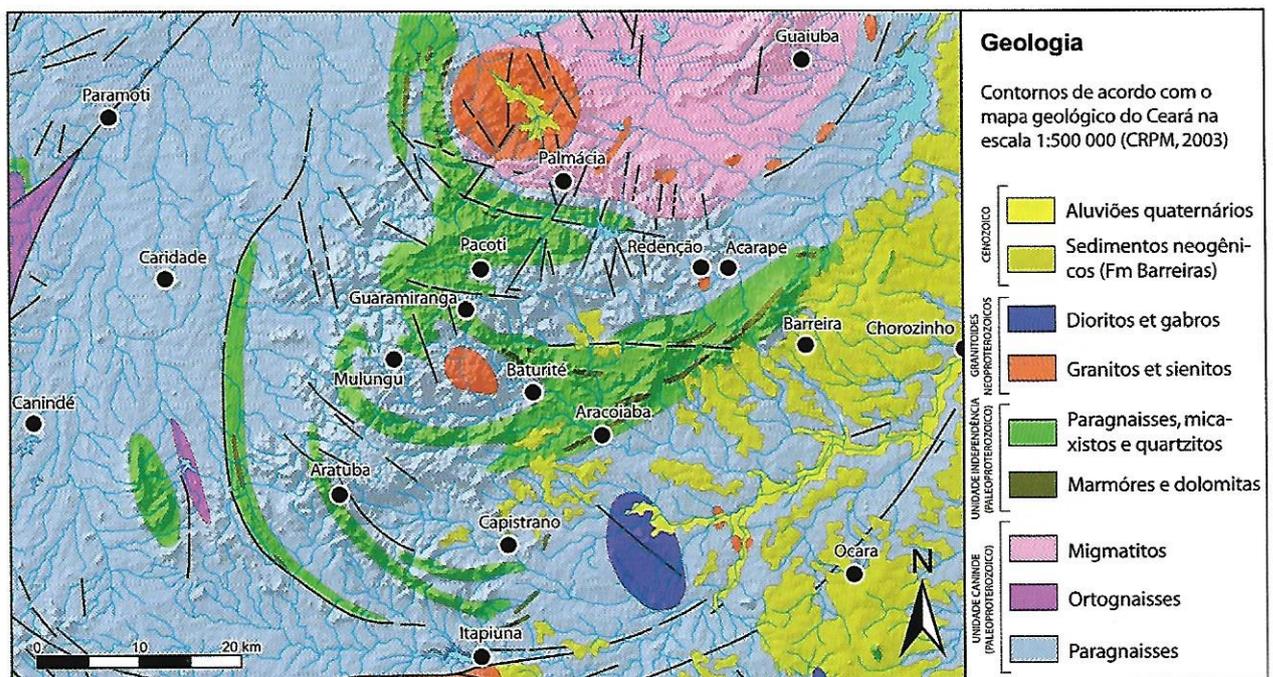


FIGURA 3 - Geologia do maciço de Baturité e de seu *piemont*.

2.2.2 Neotectônica ou erosão diferencial?

A região de Baturité é uma das zonas de maior atividade sísmica do Nordeste brasileiro, e também é considerada uma das mais ativas do Brasil (BEZERRA, 2000; BEZERRA e VITA-FINZI, 2000; PEULVAST *et al.*, 2006). A existência de uma zona de sismicidade ativa ou recente, em uma região de forte energia de relevo, como na de Baturité, levanta questões sobre a possível contribuição da neotectônica no desenvolvimento desse relevo montanhoso.

Nessa região, a atividade sísmico-tectônica foi estudada a partir do uso combinado de dados instrumentais, históricos e paleosísmicos.

Uma sismicidade é conhecida na área de estudo, desde os anos de 1960, a partir de registro instrumental, e normalmente ocorre dentro dos 12 primeiros quilômetros da crosta superior (FERREIRA *et al.*, 1998). Essa se manifesta com intensidades e magnitudes constantemente moderadas ($M < 6.0$), porém significativas, no contexto intraplaca de uma margem continental passiva (figura 4).

A sismicidade histórica é conhecida no Nordeste brasileiro desde 1808. Nenhuma ruptura de superfície de origem co-sísmica tem sido relatada na região (Assumpção, 1992), mesmo para o terremoto mais violento registrado na história do Nordeste do Brasil (Pacajus, 20 de novembro de 1980, $M = 5,2$) (FERREIRA *et al.*, 1998). Tal fato se explica, quer pelos desníveis muito fracos gerados pela atividade sísmica, quer pela taxa de erosão superior à velocidade dos movimentos tectônicos, no caso de sequências muito longas. Além disso, apenas alguns fenômenos localizados de deslizamentos de terra e desabamentos de encostas íngremes foram observados em relação aos eventos sísmicos (figura 4).

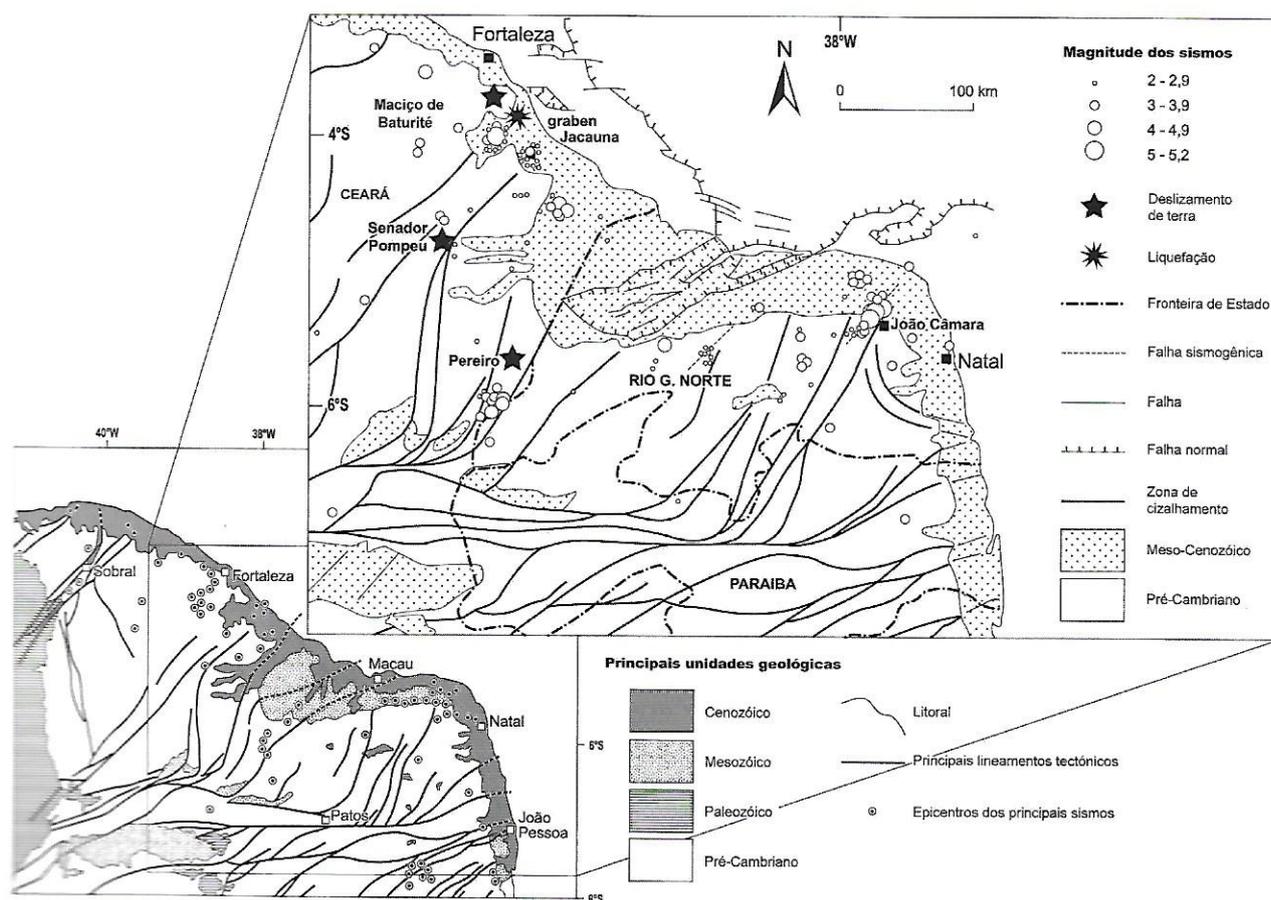


FIGURA 4 - Sismotectônica do setor setentrional do Nordeste Brasileiro (compilado de Carneiro *et al.*, 1989, Ferreira *et al.*, 1998 e Bezerra *et al.*, 2001).

As investigações sobre a paleosismicidade tratam essencialmente dos sedimentos plioquaternários na zona costeira (BEZERRA *et al.*, 1998; BEZERRA e VITA-FINZI, 2000; BEZERRA *et al.*, 2001; PEULVAST *et al.*, 2006). As medições indicam movimentos tectônicos geralmente registrando taxas inferiores a $0,01 \text{ mm.a}^{-1}$, principalmente ao longo de acidentes transcorrentes. Feições de liquefação de origem sísmica foram identificadas próximo ao maciço de Baturité, indicando a ocorrência de sismos de uma magnitude de 5,5 ou mais durante um período recente (4860-4570 anos A.P.) (BEZERRA *et al.*, 2001).

A existência de uma atividade sísmo-tectônica relativamente elevada na região do maciço de Baturité sugere uma possível influência da neotectônica na diferenciação do relevo local. No entanto, nenhum escarpamento de falha foi identificado ao longo de seus limites

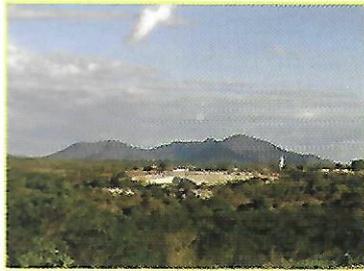
(BÉTARD *et al.*, 2005b ; PEULVAST *et al.*, 2006). A leste, entre o escarpamento oriental que delimita o maciço e a grande zona de cisalhamento de Senador Pompeu (a uma distância aproximada de 50km), nenhuma falha principal encontra-se mapeada, nem mesmo visível nas imagens de radar ou SRTM. Além disso, as falhas existentes, de orientação geral NE – SO são todas fossilizadas em direção ao litoral sob os sedimentos Neógenos da Formação Barreiras. Porém, nenhuma dessas falhas desnivela a cobertura sedimentar fini-terciária, que minimiza ainda mais a probabilidade de uma grande reviravolta do relevo pela neotectônica. Na realidade, embora grande parte do maciço de Baturité seja modelada nos mesmos gnaisses e micaxistos (Unidade Canindé) que compõem as baixas planícies circundantes, a maioria das escarpas, cristas e cimeiras são formadas por setores dobrados de quartzitos resistentes da Unidade Independência, multiplicando, assim, os apoios rochosos (*knickpoints*) e contribuindo para que o maciço não sofra os efeitos da erosão regressiva.

Do município de Capistrano a Redenção, vários indícios morfológicos sugerem, ao contrário, a origem erosiva de sua escarpa oriental (figura 5):

- I- Os contornos bastante sinuosos e irregulares desse escarpamento de 500 – 600m, incorporando cinco largas reentrâncias ou *embayments*;
- II- As cristas e *hogbacks* quartzíticos que circundam o *embayment* de Capistrano no sudeste;
- III- Os flancos abruptos de domos rochosos constituídos de gnaisses maciços, acima do *embayment* de Baturité;
- IV- As cristas e pináculos de mármore e de dolomita que se destacam das cristas metassedimentares no entorno de Redenção;
- V- A presença vigorosa de *inselbergs* graníticos ou quartzíticos movimentando a superfície de *piemont* oriental do maciço de Baturité (ex: Pedra Aguda).

O escarpamento monoclinal com múltiplas cornijas de quartzito que delimitam toda a borda ocidental e meridional do maciço, e os numerosos relevos residuais que se destacam, atestam sua origem erosiva (figura 5). Todas essas observações sugerem uma influência exercida pela natureza e a disposição das rochas no contorno e na morfologia do maciço de Baturité (erosão diferencial). No entanto, deve-se destacar que certo número de relevos e de escarpas íngremes não corresponde a contatos litológicos nítidos, em particular no norte do maciço onde a borda escarpada, assim como nas serras da Aratanha e de Maranguape, ocorre no interior de um vasto complexo de migmatitas parcialmente aplainado. Portanto, a erosão diferencial é incapaz de explicar por si só a gênese do maciço de Baturité, pois devem ser envolvidos outros mecanismos para entender melhor a configuração atual do relevo.

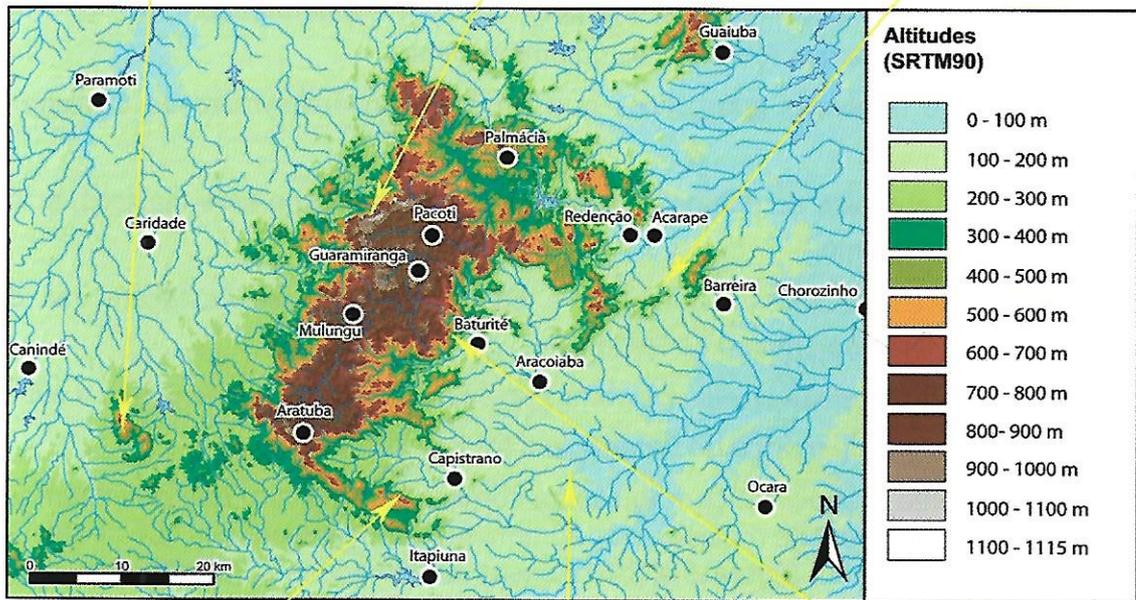
Inselberg quartzítico da Serra do Pirão, relevo satélite localizado ao sudoeste do maciço de Baturité



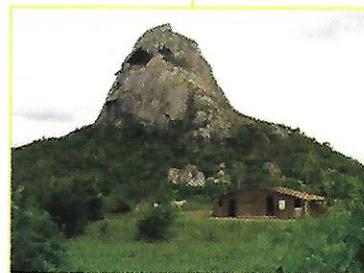
Escarpamento monoclinal com múltiplas cornijas de quartzito acima de um relevo de colinas esculpidas em micaxistos



Pináculos dolomíticos karstificados localizados na periferia do embayment de Redenção



Hogback quartzítico mergulhando em direção ao sudoeste, elevando-se de 300 m acima do embayment de Capistrano



Inselberg rochoso da Pedra Aguda, correspondendo a erosão diferenciada de uma intrusão granítica



Flancos abruptos de dômos rochosos constituídos de gnaisses maciços acima do embayment de Baturité

FIGURA 5 - Índices morfológicos em favor de uma erosão diferencial ao longo do maciço de Baturité.

Fonte: F. Bétard

2.2.3 Um relevo montanhoso em grande parte herdado do Cretáceo

Antes de se propor uma interpretação da evolução do maciço de Baturité, deve-se começar pela constatação de um paradoxo: por um lado, se esse maciço há muito tempo

se constitui uma anomalia inexplicável em termos de erosão diferencial, sabe-se agora que sua estrutura é formada por setores dobrados de quartzitos muito resistentes da Unidade Independência; por outro lado, se essa estrutura montanhosa pode ser confundida com um *horst*, ligeiramente inclinado para o leste, também é sabido que as principais falhas se situam distantes dos escarpamentos, e que a neotectônica teve um papel final desprezível na evolução desse volume montanhoso. Então, como explicar a posição de uma superfície de erosão de 800 – 900 m acima de uma superfície baixa, aproximadamente conectada ao nível de base atual?

Atualmente, em função de uma melhor compreensão da estrutura geológica e da evolução morfoestrutural da região (PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2003 e 2004), é possível considerar que a evolução do maciço de Baturité começou em um período muito mais recente do que o sugerido em modelos anteriores de interpretação. Durante a história pós-orogênica, dois importantes eventos geodinâmicos devem ter deixado marcas significativas no relevo regional: (I) o *rifting* intracontinental no Cretáceo inferior, com destaque para a zona de *rift* abortado Cariri-Potiguar (MATOS, 1992) (figura 6), e (II) a abertura oceânica no Aptiano-Albiano, acompanhada pelo colapso de várias fossas escalonadas ao longo da bacia do Ceará e da zona de falha transformante da Romanche (MATOS, 2000).

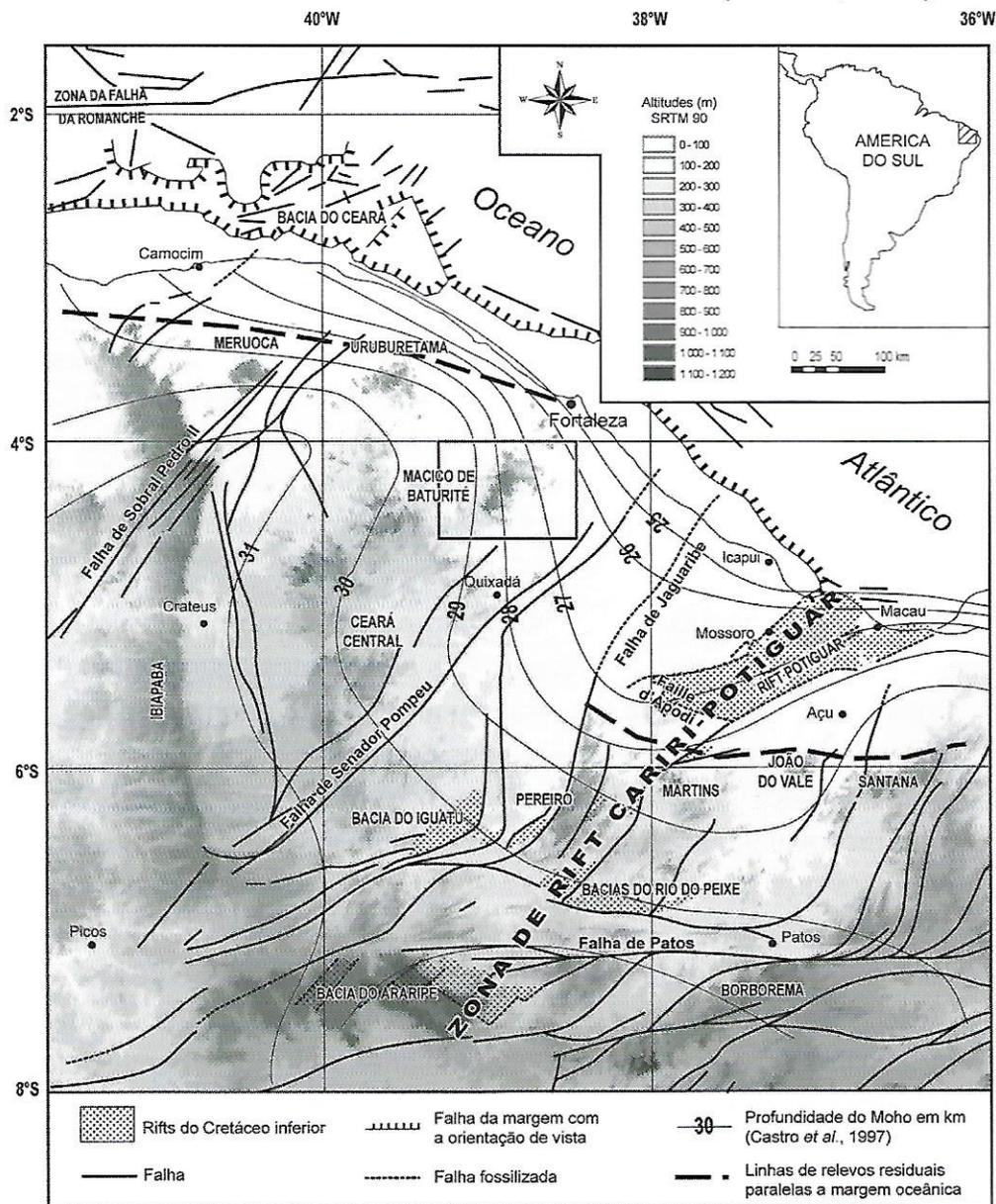


FIGURA 6 - Margem equatorial do Nordeste Brasileiro mostrando as relações espaciais entre o relevo atual, as estruturas de *rift* cretáceo e a espessura da crosta continental deduzidos de análises de dados gravimétricos.

Existem poucas dúvidas de que o *rifting* intracontinental do Neocomiano-Barremiano tenha sido a origem do soerguimento de volumes montanhosos imponentes ao longo de estruturas de *riffts* abortados que se alinham ao longo do eixo Cariri-Potiguar, e que seus ombros de *rift* tenham sido submetidos a uma rápida erosão ao longo do período *syn-rift*. A prova da evolução do relevo e da destruição parcial de importantes volumes montanhosos ao longo do período *syn-rift* pode se apoiar nos seguintes argumentos:

- I- Inicialmente, pode ser apresentado o testemunho dos sedimentos clásticos acumulados ao longo das bacias sedimentares *on e offshore*, graças à prospecção de petróleo ativamente realizada na região há várias décadas por geólogos da Petrobrás (reflexão sísmica e perfurações).

No *rift* Potiguar, os sedimentos *syn-rift* de uma espessura de até 4 km foram depositados entre o Neocomiano e o Barremiano (135 – 113 Ma), separados por uma clara discordância de sedimentos *pós-rift* Albianos à Turonianos sobrepostos. Espessuras de sedimentos *syn-rift* compreendidas entre 2 e 4 km são conhecidas na maioria dos outros *riffts* ao longo do eixo Cariri-Potiguar. Essa acumulação considerável de sedimentos clásticos ao longo de um período de ~20 – 30 Ma, reflete uma imensa erosão, indicando a destruição de importantes volumes topográficos em torno das proximidades da zona do *rift*.

- II- Outra prova dessa fase de erosão acelerada no Cretáceo inferior é fornecida pela termocronologia de baixa temperatura utilizando os traços de fissão (TF) sobre apatita. No nível da falha de Senador Pompeu, distante cerca de 50 km do maciço de Baturité (Figura 6), Cavalcante (2006) mostrou a intervenção de um grande episódio de resfriamento entre 130 e 90 Ma, representando aproximadamente a duração do *rifting* intracontinental. Esse episódio de resfriamento pode estar correlacionado com o soerguimento crustal e a erosão consecutiva do ombro noroeste do *rift* Potiguar durante o período *syn-rift*. A aceleração da denudação que se lê nesse caso, através da interpretação de amostras TF, seria contemporânea do aumento das taxas de sedimentação deduzidas da análise das colunas estratigráficas.

- III- Se o aumento das taxas de denudação em curso no período *syn-rift* se traduz ao mesmo tempo pelas espessuras dos sedimentos acumulados e pelos dados termocronológicos, ele é o terceiro argumento geomorfológico que sugere igualmente a permanência de vestígios de ombros de *rift*, e de blocos soerguidos contemporâneos do *rifting* Cretáceo nas paisagens atuais. Essa evidência geomorfológica pode ser encontrada no ombro sul do *rift* Potiguar, onde as baixas superfícies que se estendem na base dos escarpamentos das serras do Martins e Pereiro representam um *paleo-piemont* em via de exumação da cobertura sedimentar *pós-rift* de idade Cenomaniana à Turoniana (96 – 88 Ma) (PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2004). O aplainamento das falhas do Apodi e de Carnaubais, sua fossilização sob arenitos Cenomanianos Açú (localmente deformados por reativações posteriores), e a ausência de falhas paralelas ao alinhamento das escarpas setentrionais das serras do Pereiro, Portalegre, Martins e Santana, sugerem a origem erosiva de seus escarpamentos sinuosos e descontínuos, situados a ~30 km das falhas principais, delimitando o *rift* Potiguar. Os *paleo-inselbergs* em curso de exumação sob a cobertura *pós-rift* aparecem na superfície do *paleo-piemont* na frente dos vestígios erodidos do ombro de *rift*. Esses últimos são superados por arenitos lateritizados e mal datados da Formação Serra do

Martins, cuja idade é demonstrada como pré-Oligoceno (MORAIS NETO *et al.*, 2002) e cuja origem parece ser provavelmente do *pré-rift* (PEULVAST *et al.*, 2008), embora uma datação recente das lateritas pareça indicar uma idade Eocena ou mais antiga (LIMA, 2008). Esse complexo dispositivo morfoestratigráfico indica que os escarpamentos em questão são escarpamentos de falhas herdadas que têm recuado a partir de falhas enterradas do *rift* Potiguar, principalmente anterior ao depósito de arenito Cenomaniano da Formação Açú. Esse recuo de 20 – 30 km se efetuou em 20 – 30 Ma (do Neocomiano ao Albiano), implicando uma fatia de denudação de 0,5 a 1 km de rocha no nível do ombro sul do *rift* Potiguar, a um ritmo médio de 40 m.Ma⁻¹ (PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2004).

Um cenário idêntico de evolução *syn-rift* é sugerido para o ombro noroeste do *rift* Potiguar, ao longo da futura margem oceânica, onde os *grabens* escalonados orientados NO – SE e as bacias em *pull – apart* (Bacia do Ceará) deram início, no Aptiano – Albiano, a processos definitivos de abertura oceânica em regime transformante. Certamente, a ausência de sedimentos Cretáceos *pós-rift* no noroeste da zona do *rift* Cariri-Potiguar, notadamente sobre o *piemont* do maciço de Baturité, não permite provar através da mesma série de argumentos morfoestratigráficos a intervenção de uma fase de erosão acelerada de ombros de *rift* e/ou de *horsts* ao curso do período *syn-rift*. No entanto, a espessura considerável dos sedimentos, acumulados nos *rifts* Neocomianos, sugerem taxas de denudação elevadas em toda a região durante o período *syn-rift*. Esse pico de denudação do fim do Mesozóico é, sem dúvida, responsável pela profunda erosão que já tinha individualizado blocos montanhosos em cima de largos pedimentos, prefigurando a sinuosidade elevada da maior parte dos escarpamentos, como esses que delimitam o maciço de Baturité.

Ao longo da vertente oriental do maciço de Baturité, não há nenhuma falha considerável identificada nas proximidades do escarpamento, que está localizado a 50 km a noroeste da falha mais próxima, a zona de cisalhamento de Senador Pompeu (ZCSP). A ausência de relevos residuais do outro lado da ZCSP (sudeste) sugere que a vertente oriental do maciço de Baturité também poderia ser uma escarpa de falha herdada, que tem recuado a partir dessa zona de falha durante e/ou depois do *rifting* cretáceo (figura 7) (PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2004). Então, o maciço de Baturité, com sua estrutura quartzítica e gnáissica, assim como a maior parte dos maciços do interior, principalmente graníticos (Uruburetama, Meruoca, Machado, das Matas, Pereiro e Martins), podem ser compreendidos como grandes relevos residuais, ou *inselgebirge*, resíduos de antigos ombros de *rift* preservados acima de uma baixa superfície de aplainamento. Parcialmente desenvolvida em volta de bacias subsidentes e, mais tarde, da margem continental, essa superfície (sertaneja) corresponde a um largo entalhamento cíclico, do qual numerosos divertículos são esculpidos entre os blocos montanhosos ao longo de zonas de fraqueza, dentro dos volumes soerguidos durante o *rift* continental e a abertura oceânica.

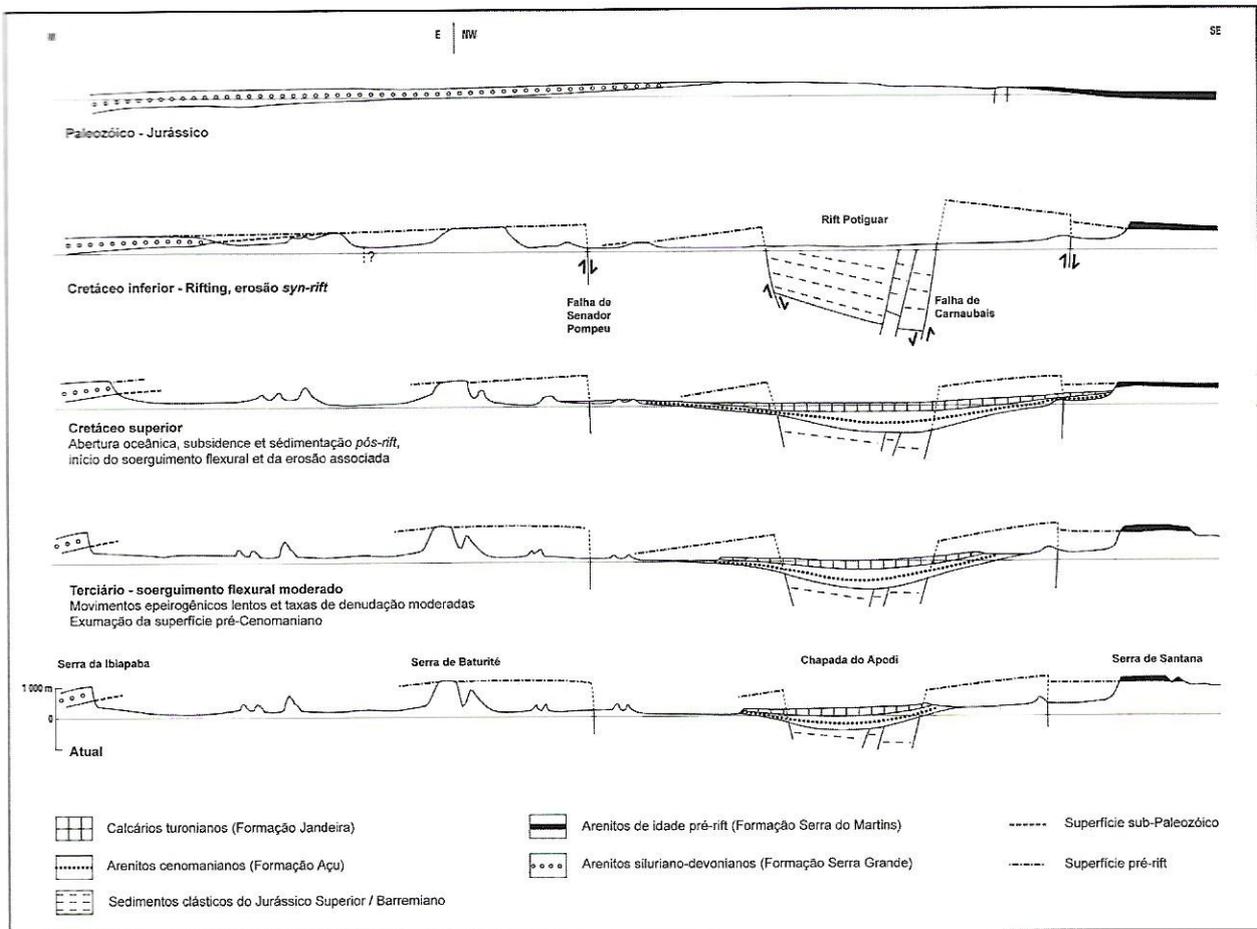


FIGURA 7 - Perfis sintéticos mostrando a evolução morfotectônica da bacia Potiguar e de seus ombros de *rift* do período pré-*rift* até o atual.

Parece, dessa forma, que a formação dos principais volumes montanhosos já foi quase concluída no fim do Cretáceo, enquanto que no período Terciário parece ter sido caracterizado por uma erosão mais limitada, em resposta a um soerguimento flexural lento e moderado, pelo menos numa larga faixa próxima do litoral (figura 7). Apesar da ausência de elementos de superfície cretácea de baixas altitudes, uma formação precoce de escarpamentos do maciço de Baturité é demonstrada pela identificação de paleosuperfícies de idade pré-Neógena, recobertas pelos sedimentos do Barreiras e agora em curso de exumação, até a base dessas escarpas. Tal dispositivo implica em valores de recuo limitados dos escarpamentos desde pelo menos 20 – 25 Ma. Taxas de soerguimento crustal e de denudação vertical $<10 \text{ m.Ma}^{-1}$ foram deduzidas a partir de métodos morfoestratigráficos pelo conjunto do período pós-*rift* (PEULVAST *et al.*, 2008), notadamente pelo sul do Ceará que corresponde ao setor de mais forte soerguimento regional. Aproximando-se da zona costeira, as taxas de soerguimento e de erosão foram menores na larga dobra flexural que liga o interior soerguido à margem continental subsidente, tendo permitido a preservação de superfícies antigas, de idade pré-Cenomaniano a pré-Neógeno, em baixas altitudes.

Essa geometria implica que a baixa superfície, já largamente inscrita na dobra da flexura marginal ao longo do Neógeno, passou por uma evolução terciária de regime acíclico. Tal evolução é frequentemente descrita pelas partes baixas de zonas de deformação flexural, onde a interação entre um soerguimento lento e variações moderadas do nível de base apenas permite uma regradação por *etchplanation* de uma topografia já quase aplainada (PEULVAST *et al.*, 2008). Essas condições de relativa calma tectônica ficaram insuficientes para acionar o encaixe de cursos d'água, até uma dissecação generalizada que ocorreu no final do Terciário, principalmente ligada aos grandes movimentos eustáticos negativos do final do Cenozóico.

No entanto, deve-se apontar para o possível papel do magmatismo do Oligoceno no soerguimento regional do maciço de Baturité e de sua região, em razão da importância das

manifestações superficiais (*plugs*, *necks* e diques) da “província vulcânica de Messejana” e da existência na crosta de uma zona de anomalia térmica importante ($>200 \text{ mW.m}^{-2}$), identificada ao norte do maciço de Baturité (CARNEIRO *et al.*, 1989). Com efeito, vários autores sugerem a intervenção de uma fase de soerguimento e de denudação acelerada a partir do Terciário médio, em relação a esse episódio magmático do Oligoceno (JARDIM DE SÁ *et al.*, 1999 ; MORAIS NETO e ALKMIM, 2001).

Embora a hipótese de um *underplating* magmático na base da crosta não possa ser totalmente excluída na ausência de estudos geofísicos mais detalhados (estudos sísmicos em particular), vários fatos induzem a minimizar o papel que poderia ter o magmatismo do Oligoceno no soerguimento diferencial do maciço de Baturité e numa eventual aceleração da erosão a partir do Terciário médio, que são eles: (I) a ausência de estrutura vulcânica e de anomalias térmicas nas zonas de mais forte soerguimento (maciço da Borborema e Chapada do Araripe) e, ao contrário, sua frequência nas zonas de fraca elevação (província vulcânica de Macau, Rio Grande do Norte); (II) a ausência de espessamento crustal significativo que geralmente acompanha o fenômeno de *underplating*, como pode ser deduzido das análises de dados gravimétricos (CASTRO *et al.*, 1997) ; (III) a ausência de erosão acelerada após o Neógeno, com taxas de denudação vertical $<10 \text{ m.Ma}^{-1}$ similares aos registrados no conjunto do período *pós-rift* (PEULVAST *et al.*, 2008).

No entanto, aumentos temporários de erosão, registrados pela predominância de fácies detrítica na sedimentação Neógena (Formação Barreiras, *on shore*, e Formação Tibau, *off shore*), puderam ser induzidos por fatores climáticos e/ou eustáticos. Em particular, numerosas flutuações de curta duração, essenciais para a regradação das baixas superfícies por *etchplanation* e suas extensões em direção ao interior, têm ocorrido após o Mioceno (HARRIS e MIX, 2002).

Resulta dessa análise de dispositivos morfoestruturais a influência determinante de duas fases de soerguimento e de erosão distintas, cada uma tendo implicações importantes na evolução das paisagens do maciço de Baturité e do seu *piemont*:

- I- Uma primeira fase de soerguimento regional por falhas e de denudação *syn-rift*, ligada a um episódio de *rifting* Cretáceo. A identificação dessa herança tectônica antiga e da denudação acelerada que a acompanha, confirma a ideia cada vez mais aceita pela comunidade científica internacional segundo a qual os ombros de *riffts* e outros *horsts* associados se erodem muito rapidamente ($<40 \text{ Ma}$) depois de sua formação, sem impedir a permanência prolongada de relevos residuais derivados (PEULVAST *et al.*, 2008). Assim, o maciço de Baturité seria um desses relevos residuais, preservado acima da baixa superfície “sertaneja” já parcialmente prefigurada desde a época do *rifting* (CLAUDINO SALES, 2002).
- II- Uma segunda fase de soerguimento flexural e de denudação *pós-rift*, principalmente Cenozóica, ocorreu sem ligação direta com os processos de *rifting* e de abertura oceânica. Houve um soerguimento com um grande raio de curvatura ($\sim 300 \text{ km}$) e de amplitude moderada (600 m máx. no sul do Ceará), ao qual a resposta erosiva foi principalmente um retrabalhamento acíclico das superfícies inferiores por *etchplanation*, com taxas de denudação pouco variáveis e moderadas. Em outras palavras, certa estabilidade da paisagem parece ter caracterizado a fachada equatorial do Nordeste brasileiro durante o Cenozóico. Essa não parece ter iniciado mais do que simples retoques nos volumes topográficos pré-existentes, essencialmente herdados do Cretáceo, fora das zonas de soerguimento máximo situadas no maciço da Borborema e no sul do Ceará (região do Cariri), onde os encaixamentos de formas de idade Cenozóica são mais importantes. No entanto, modificações aparentemente menores na escala macromorfológica da paisagem podem ter consequências importantes sobre o modelo, o manto de intemperismo e os solos. Isso leva a analisar agora a evolução morfopedológica do maciço de

Baturité e de seu *piemont* durante o Cenozóico, a partir de sua ligação com a evolução morfotectônica e paleoclimática regional.

2.3 Evolução Morfopedológica do Maciço de Baturité e de seu Piemont Durante o Cenozóico

2.3.1 Um episódio de intemperismo intenso: a fase de laterização do Paleógeno

Heranças lateritizadas e paleosaprolitos ferralíticos foram identificadas e cartografadas em vários setores do Nordeste brasileiro, sobre superfícies antigas geralmente altas (>600 m). Essas nunca foram encontradas sobre a superfície sertaneja que, longe da faixa costeira, geralmente corresponde a topografias de erosão pós-Cenomaniana formadas em resposta ao soerguimento flexural iniciado no fim do Cretáceo (PEULVAST *et al.*, 2008) (Figura 8). Isso explica a ocorrência frequente das lateritas sobre rochas sedimentares resistentes atualmente em inversão de relevo, em particular sobre os arenitos. No entanto, a composição mineral parece também ser um fator discriminante na localização das superfícies lateritizadas, sobretudo a riqueza da rocha matriz em ferro, como é o caso do arenito ferruginoso que capeia o planalto da Serra do Martins e, localmente, o planalto da Serra do Pereiro (BÉTARD, 2007). Mais uma lateritização autóctone sobre rochas graníticas pode ser localmente posta em evidência nas elevadas terras semiáridas de Campos Sales (sudoeste do Ceará), graças à identificação de diques de quartzo não perturbados nos perfis pedológicos (BÉTARD *et al.*, 2005a). Tudo se passa, então, como se o conjunto da região Nordeste tenha sido coberto, em algum momento de sua história geológica, por uma cobertura ferralítica herdada de um passado mais úmido e, pelo menos de modo descontínuo, por formações lateritizadas em lugares onde a composição da rocha matriz era favorável.

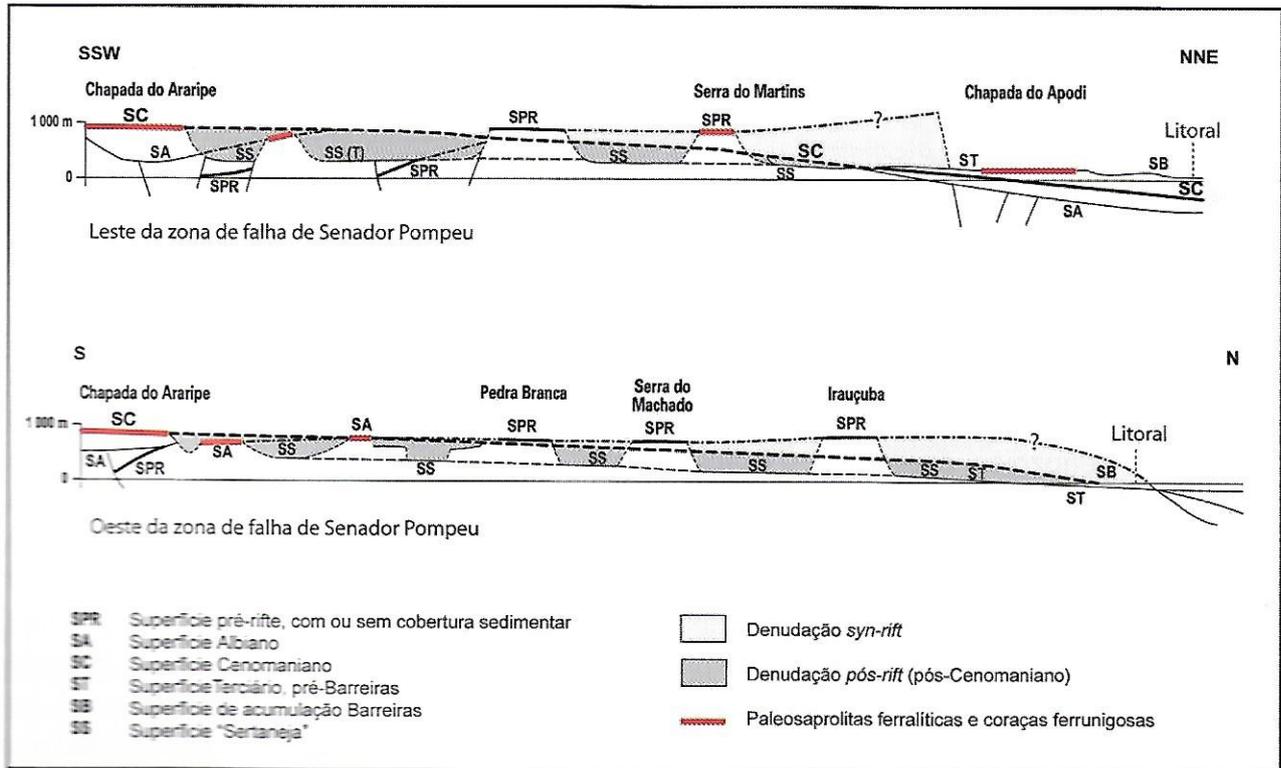
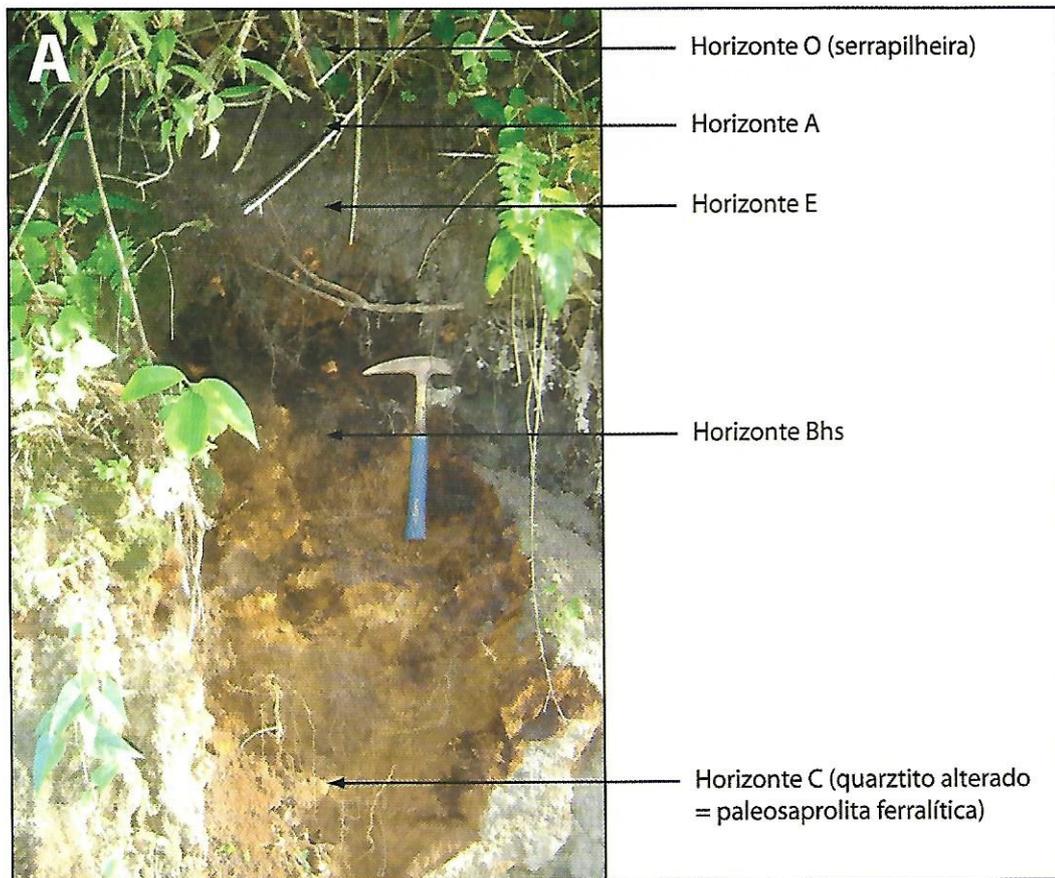


FIGURA 8 - Relações entre a denudação a longo prazo e a repartição de paleolateritas sobre a fachada equatorial do Nordeste brasileiro.

Segundo as reconstituições paleoclimáticas feitas por Tardy e Roquin (1998), os períodos favoráveis à laterização e à formação das coraças ferruginosas no Nordeste do Brasil

datariam do Paleógeno (Eoceno), época que se afirma, atualmente, comportar o último grande pico do efeito estufa (ZACHOS *et al.*, 2001). As paleosaprolitas ferralíticas e os vestígios lateritizados que capeam os cumes dos maciços e platôs altos, geralmente preservados em posição de divisor de águas, são a prova de que paleoclimas mais úmidos precederam as condições semiáridas atuais no Sertão, durante períodos suficientemente longos do Cretáceo ou do início do Terciário.

Essa fase de lateritização paleogênica seria assim responsável pela formação das coberturas ferruginosas e dos paleosaprolitos caulíníticos subjacentes conservadas nos cumes das Serras do Martins, Pereiro ou ainda da Chapada do Araripe e seus arredores (platô de Campos Sales e Altaneira). Ela também poderia ser a origem dos paleosaprolitos ferralíticos em “bolsos” recentemente identificados sobre os quartzitos dos cumes do maciço de Baturité, onde a parte superior dos perfis pedológicos evolui atualmente por podzolização (BÉTARD, 2007) (figura 9). Uma superposição de horizontes superiores relativamente pouco alterados e ricos em matéria orgânica sobre um horizonte de alteração do tipo ferralítico, induz a considerar a possibilidade de uma evolução polifásica para esse tipo de solo complexo. Nessa hipótese, apenas os horizontes superiores húmíferos corresponderiam à pedogênese atual com tendência à podzolização; o saprolito ferralítico subjacente na qual migram os complexos organo-metálicos seria então um paleossolo formado sob um clima mais quente e mais úmido, provavelmente referente ao período paleógeno. Esse tipo de herança morfopedológica ocupa aqui apenas uma porção muito limitada do espaço estudado, uma vez que se reduz a alguns “bolsões” de paleosaprolitas sobre cristas culminantes de quartzitos.



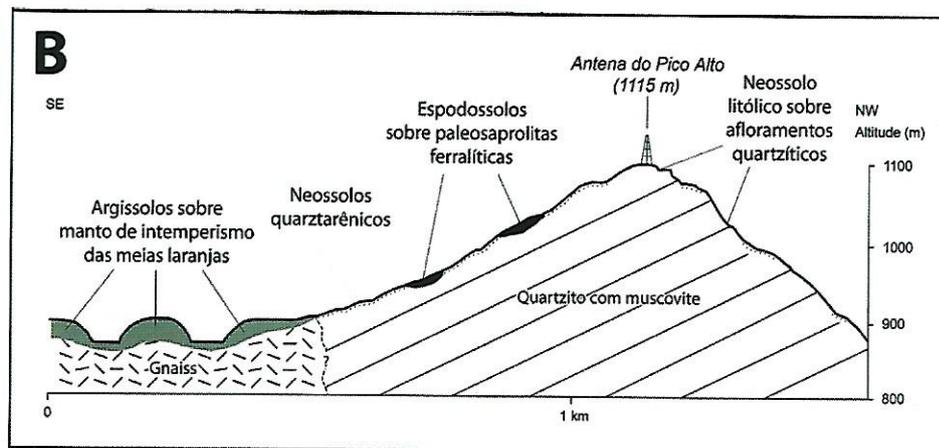


FIGURA 9 - Paleointemperismo ferralítico e podzolização sobre a crista quartzítica do Pico-Alto, maciço de Baturité. A: solo podzólico (*Espodossolo*) sobre uma paleosaprolita ferralítica observados sobre a vertente sudeste da crista quartzítica do Pico-Alto (~1000 m); B: perfil esquemático SE-NO através da crista quartzítica do Pico Alto.

Na realidade, os arquivos desse passado mais úmido parecem principalmente presentes nos sedimentos detríticos neógenos da Formação Barreiras que formam o *piemont* de acumulação do maciço de Baturité. Esses depósitos são, com efeito, interpretados como produtos correlativos à ablação dos paleosaprolitos ferralíticos e resíduos de coberturas pré-Neógenas, num contexto de aridificação regional iniciado no Mioceno, e de continuação de um soerguimento flexural lento e moderado favorável à regradação das superfícies de intemperismo (GUNNELL, 1998; PEULVAST *et al.*, 2008). Os níveis ferruginosos cimentados e as couraças alóctones identificadas dentro ou no cume da série Barreiras nas proximidades do litoral representam, incontestavelmente, uma geração mais recente de lateritas, provavelmente formadas em períodos úmidos de curta duração, auxiliadas pela predisposição litológica dos sedimentos Barreiras na laterização (consistência friável do material de origem, presença de caulinita herdada e teor elevado de ferro livre).

2.3.2 Pedimentação periférica e sedimentação Barreiras: o legado do Neógeno

Largos vestígios de depósitos detríticos semelhantes aos da Formação Barreiras de idade Neógena foram recentemente cartografados próximos ao maciço de Baturité, no prolongamento dos pedimentos dissecados que ocupam vastas reentrâncias (*embayments*) do maciço montanhoso (BÉTARD, 2007). Um leve encaixamento dos vales coloca esses depósitos dispersos em situação de interflúvio, entre 20 e 30 m acima da rede de talwegues atuais. Essa dissecação, semelhante àquela dos pedimentos que penetram a montante dos *embayments*, sugere uma relação genética entre os processos de pedimentação periférica e a sedimentação do Barreiras no Neógeno.

Do ponto de vista sedimentológico, há um conjunto de depósitos areno-argilosos pouco consolidados de cor avermelhada, com seixos e cascalhos de quartzo frequentes, cuja espessura total não ultrapassa quinze metros. Esse conjunto de depósitos é pedologicamente homogêneo, apresentando solos vermelhos evoluídos, com plintitas e carapaças ferruginosas frequentes. Durante o trabalho de campo, a combinação de levantamentos topográficos, estratigráficos e pedológicos permitiu generalizar o seguinte esquema de superposição faiológica para o *piemont* do maciço de Baturité (figura 10) (BÉTARD, 2007):

- I- Na base, numa fácies conglomerática, ocorrem seixos e cascalhos de quartzo e quartzito rolados, com uma matriz areno-argilosa abundante, e diretamente sobreposta ao embasamento pouco alterado. Níveis manchados ferruginosos, plintíticos ou encarapaçados são muito comuns nesse conglomerado de base pouco consolidado.

O tamanho médio dos blocos e seixos (50 a 2 cm) diminui com o afastamento do maciço montanhoso, enquanto que aumenta o arredondamento dos seixos. As características sedimentológicas desses conglomerados, incontestavelmente de origem fluvial, indicam sem dúvida uma chegada por escoamento de alta energia do tipo *stream-flood*: como testemunho o calibre elevado dos blocos e o forte arredondamento dos seixos à curta distância do maciço montanhoso que constitui sua principal região-fonte. A natureza e a geografia desses depósitos sugerem sua assimilação aos fanglomerados, ou seja, grandes leques de acumulação detrítica alimentados por cheias torrenciais ou *debris flows* procedentes dos escarpamentos montanhosos do maciço de Baturité.

- II- Acima, uma fácies areno-argilosa, contendo pequenos cascalhos de quartzo milimétricos, estratigraficamente sobreposta ao conglomerato precedentemente descrito. A frequência dos horizontes manchados e concreções ferruginosas do tipo plíntita ou carapaça sugerem condições de intemperismo e pedogênese equivalentes àquelas sofridas pelos conglomerados da base. Um processo de sedimentação fluvial, também sugerido pela presença de leitos mais ou menos regulares de cascalhos de quartzo, é igualmente provável, como confirmado por investigações sedimentológicas mais precisas realizadas em laboratório (análises granulométricas, morfoscópicas, exoscópicas e mineralógicas) (BÉTARD, 2007).

A sedimentação detrítica neogênica descrita sobre o *piemont* do maciço de Baturité engloba, assim, um conjunto de depósitos conglomeráticos e areno-argilosos de vários metros de espessura, geralmente ferruginosos, contendo seixos e cascalhos de quartzo e quartzito, interpretados como vestígios de leques e coberturas pedimentares. A identificação de leques de detritos grosseiros e de *glacis* de acumulação no plano dos pedimentos dissecados, reflete a ocorrência de períodos mais secos que o atual, com uma cobertura vegetal aberta e descontínua, favorável a uma ablação intensa das partes profundas das capas de intemperismo nas encostas e sobre as superfícies planas até a rocha sã. Esse sistema de *embayments* e pedimentos periféricos, formados em um contexto aridificado, relembra os processos de pedimentação descritos em clima árido sobre o ombro oeste do *riff* do Mar Vermelho (PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2002), onde os pedimentos em desenvolvimento inscrevem-se na base dos escarpamentos de falhas residuais das montanhas graníticas. Como na borda egípcia do Mar Vermelho, os pedimentos descritos aqui entram em contato com o maciço de apoio por um angulo obtuso, bastante nítido (*knick*), no seio das vastas reentrâncias onde se destacam colinas residuais e *inselbergs*. Eles se prolongam por uma planície de acumulação atualmente dissecada (Tabuleiros), que relembra a *bajada* ou zona de agradação classicamente descrita na parte distal dos pedimentos das regiões áridas.

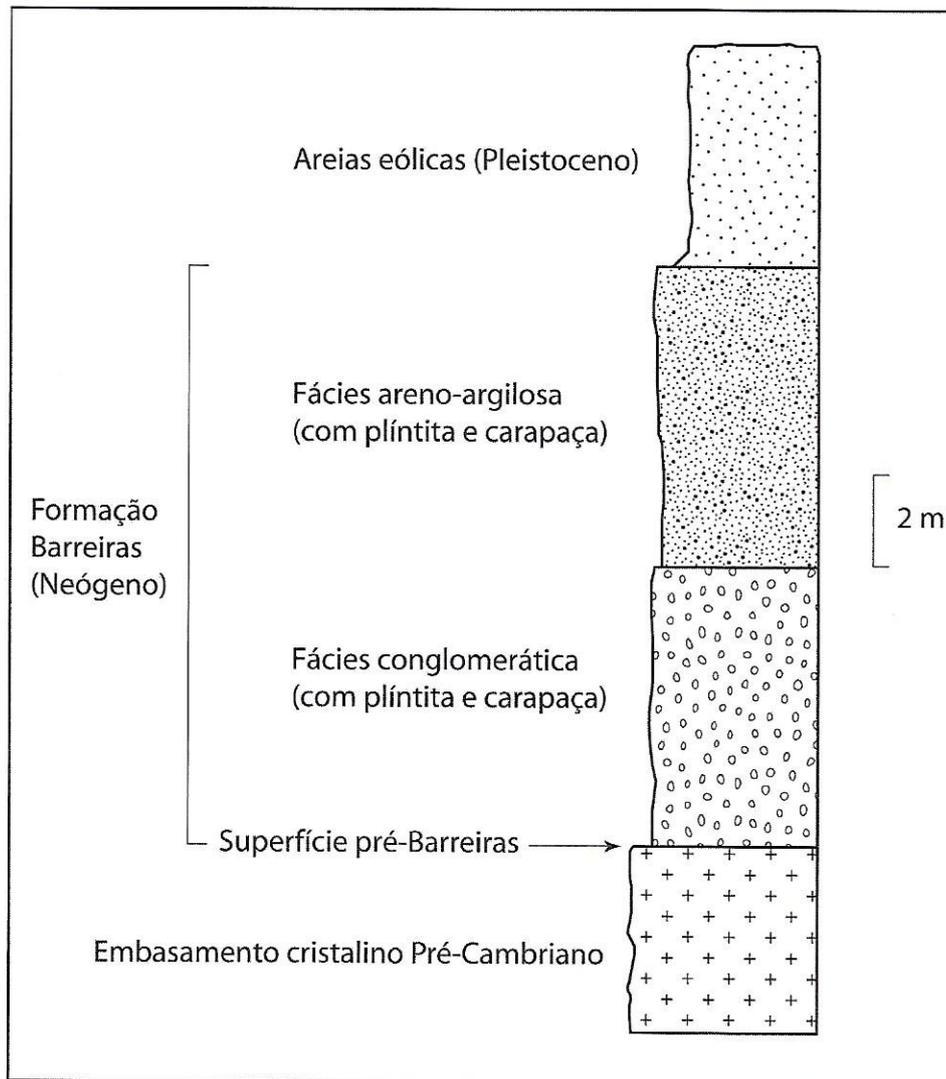


FIGURA 10 - Sequência pedo-estratigráfica pelo *piemont* de acumulação do maciço de Baturité.

Num contexto de aridificação pronunciada do clima após o Neógeno médio (HARRIS e MIX, 2002), a modelagem dos pedimentos inscritos na base do maciço montanhoso pode ter sido provocada pelas divagações laterais de fluxos de água episódicos (*ueds*) que contribuíram, com a desagregação granular, no ataque e na redução dos relevos residuais. É desnecessário dizer que, os escoamentos só podem contribuir numa “pediplanação” se os fluxos são suficientes e se o maciço de apoio fornece a carga grosseira necessária ao trabalho de escavação lateral. As características sedimentológicas dos conglomerados de base fornecem a evidência de que os escoamentos de alta energia do tipo *stream flood* existiram e que dispersões detríticas de seixos e blocos transitaram no plano desses pedimentos na saída dos desfiladeiros do maciço montanhoso. Tais escoamentos de ocorrência irregular, relacionados a pancadas de chuva raras porém violentas, deixaram numerosos blocos e seixos de quartzo e de quartzito sobre essas superfícies, particularmente abundantes sobre o *piemont* ocidental do maciço de Baturité (bacia-hidrográfica dos Rio São Gonçalo e Curú). A espessura do córtex de alteração ferruginosa (até 1 cm), que se encontra agora em superfície desses seixos dispersos sobre os cumes de numerosos interflúvios, comprova ainda a antiguidade da sedimentação correlativa a esses processo de pedimentação, provavelmente em atividade no Neógeno, quando foi depositada também a Formação Barreiras.

2.3.3 Evolução morfo-pedológica Fini-Cenozoica: do Neógeno ao presente

A diversidade de fácies e combinações pedo-sedimentares da Formação Barreiras reflete uma história ambiental no Cenozóico superior mais rica em acontecimentos do que se considerava anteriormente. A interpretação dos sedimentos e da pedogênese associada

permite agora propor uma cronologia relativa dos acontecimentos que marcaram a evolução morfopedológica da região em análise, desde o Neógeno:

- I- A partir da metade do Neógeno (Mioceno), a aridificação acentuada do clima provocou uma fase de denudação intensa que coincidiu com a sedimentação dos conglomerados da base da Formação Barreiras. Nessa fase resistásica, ocorreu uma erosão intensa das partes profundas das antigas coberturas de material intemperizado e das suas *stones-lines*, em condições de clima árido e de cobertura vegetal muito descontínua, permitindo a ação de escoamentos raros mais violentos (*stream flood*).
- II- A essa primeira fase de denudação Miocena sucedeu uma segunda pulsação erosiva (Plioceno?), responsável pela sedimentação de camadas areno-argilosas sobre o conglomerado basal, talvez depois de uma discordância de idade tortoniana (ARAI, 2005), que corresponde ao mais baixo nível marinho do Neógeno. A sedimentologia do depósito parece indicar escoamentos menos violentos (*sheet flood*) em um clima com tendência menos árida, com uma cobertura vegetal provavelmente mais abundante.
- III- Depois da sedimentação detrítica Neogênica, uma fase de intemperismo bastante intensa, em condições de clima mais úmido que o atual ($P > 1100$ mm), levou a formação dos horizontes plínticos e encarapaçados, que fizeram a especificidade dos depósitos com fácies conglomerática e areno-argilosa do Neógeno continental. Essa fase mais úmida, que data do fim do Terciário ou início do Quaternário, é também responsável pela pedogênese dos paleossolos vermelhos lixiviados (Argissolos) que são atualmente encontrados sobre esse conjunto de depósitos.
- IV- No Pleistoceno, a formação de lençóis de areias eólicas no interior até o *piemont* oriental do maciço de Baturité (figura 11), marca o retorno de condições mais secas que as atuais, com coberturas vegetais novamente descontínuas. Com efeito, parece provável que essas coberturas arenosas, pouco intemperizadas, devem sua formação a períodos áridos do Pleistoceno, durante os quais as superfícies que ocupavam foram submetidas a ventos fortes de leste, com uma vegetação aberta, e recebiam quantidades de areia, graças à deflação eólica na plataforma continental emergida. Isso não exclui a intervenção de importantes fases de atividade eólica durante os períodos de alto nível marinho. De acordo com Barreto *et al.* (2006), seis fases principais de atividade eólica seriam assim sucedidas entre o Pleistoceno médio e o início do Holoceno no Nordeste do Brasil.
- V- O clima semiárido atual, que predomina sobre o *piemont* do maciço de Baturité desde o fim do Pleistoceno e, mais globalmente, desde o fim da era Terciária, parece favorável à formação de Luvisolos crômicos sobre as rochas do embasamento descobertas de seus paleosaprolitos ferrilíticos. Esses solos, geralmente situados sobre o cume dos interflúvios, correspondem a uma pedogênese fersialítica primária, que resulta em uma importante vermelhidão (cristalização da hematita), e pela neoformação de argilas de alta atividade no solo vermelho (ilita e esmectita) (BÉTARD *et al.*, 2009). Nas zonas de dissecação recente, formadas em relação com os grandes rebaixamentos eustáticos do Pleistoceno, o balanço morfogênese/pedogênese só permitiu a formação de solos brunos pouco evoluídos, ou Cambissolos, sobre as encostas desnudas pela erosão. No interior da serra de Baturité, no nível da superfície alta recortada em meias-laranjas, o clima úmido e subúmido, devido ao efeito orográfico, favorece a formação de Argissolos vermelho-amarelos sobre as rochas profundamente

intemperizadas do embasamento e a expressão de uma pedogênese ferralítica lixiviante, marcada pela neoformação de argilas de baixa atividade (caulinita) e por um enriquecimento em oxi-hidróxidos de ferro (goetita) e de alumínio (gibbsite). Uma descrição mais detalhada sobre essa temática pode ser consultada em Bétard *et al* (2007).

Deve-se constatar que a região do maciço de Baturité não escapou de certa variabilidade climática durante o Cenozóico superior, não necessariamente correlata com os ciclos glaciais-interglaciais das altas e médias latitudes (BEHLING *et al.*, 2000; HARRIS e MIX, 2002; WANG *et al.*, 2004). Os estudos paleoclimáticos regionais tendem também a mostrar que as condições climáticas que predominaram depois do fim do Terciário, não foram fundamentalmente diferentes das condições atuais, dominadas por um clima semiárido com uma longa estação seca sobre os *piemonts* e por um clima úmido com uma curta estação seca no maciço. Da análise dos mantos de intemperismo, e dos solos desenvolvidos sobre o embasamento cristalino, conclui-se que as variações climáticas devem ter ocorrido em limites bastante estreitos e em períodos relativamente curtos, o que também se destaca nos estudos sobre o Quaternário recente (BEHLING *et al.*, 2000). A amplitude dessas variações não foi suficientemente importante para modificar fundamentalmente a natureza das saprolitas e dos solos no maciço e em sua superfície de piso. A influência dessas, só é finalmente perceptível nas sucessivas fases de erosão/dissecação e de sedimentação tendo marcado a evolução do *piemont*.

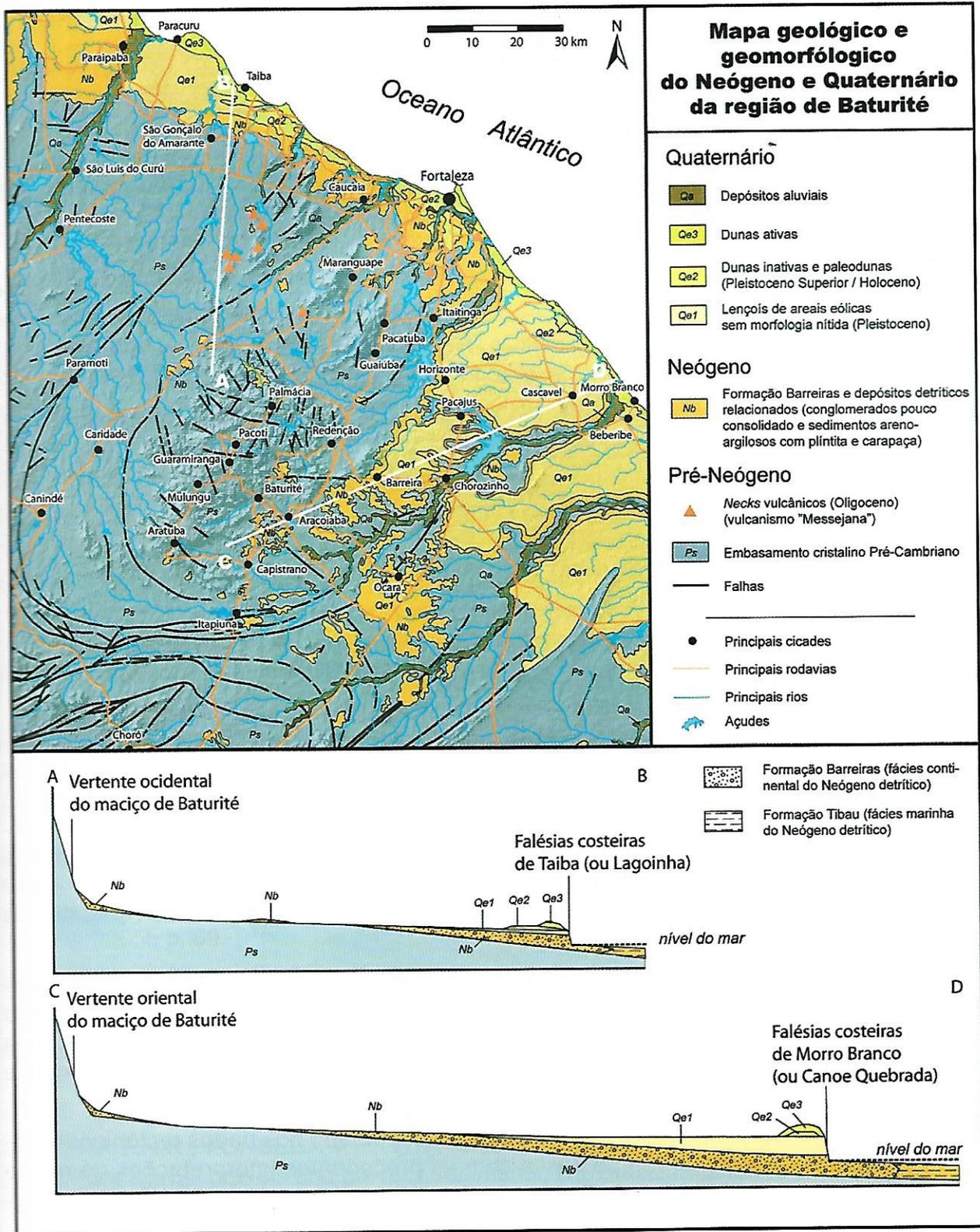


FIGURA 11 - Geologia e geomorfologia do Neógeno-Quaternário da região de Baturité.

Uma síntese da evolução das paisagens do maciço de Baturité e de seu *piemont* depois do Cretáceo é representada na figura 12.

Período geológico	Actividade tectónica	Clima dominante	Morfogénese/ pedogénese	
Quaternário	soerguimento flexural ↑	semi-árido árido	pedogénese ferralítica lixiviante na serra úmida et pedogénese fersialítica no piemonte semi-árido deposição das lençóis de areias eólicas no piemonte	
Neógeno		Plioceno	úmido semi-árido	laterização (carapaça ferruginosa) dos sedimentos Barreiras pedimentação periférica / deposição da <i>fácies</i> areno-argilosa
		Mioceno	árido	- escoamento do tipo "sheet flood" / deposição da <i>fácies</i> conglomerática sedimentação Barreiras - escoamento do tipo "stream flood" / deposição da <i>fácies</i> conglomerática
Paleógeno	vulcanismo "messejana"	quente e úmido	construção e destruição de edifícios vulcânicos (<i>necks</i> , diques) da "Província de Messejana"	
	soerguimento flexural ↓	Eoceno	pedogénese ferralítica e laterização (corações ferruginosas e paleosaprillitas ferralíticas nos topos das serras)	
		Paleoceno	início da erosão pós-rift em resposta ao soerguimento flexural (regração de regolito ferralítico)	
Cretáceo	abertura oceânica	quente e úmido	pedogénese ferralítica?	
	rifting intracontinental		construção e destruição parcial das ombas de rift	

FIGURA 12 - Esquema sintético da evolução das paisagens do maciço de Baturité após o Cretáceo.

2.4 Conclusão

A análise dos dispositivos morfoestruturais, primeiramente, mostrou o papel principal desempenhado pelo *rifting* intracontinental do Cretáceo inferior na configuração atual do maciço de Baturité. Esse maciço é interpretado como um vestígio erodido do ombro noroeste do *rift* Potiguar. A primeira fase de soerguimento regional por falhas é principalmente responsável pela configuração do relevo em maciço montanhoso, e pela destruição parcial de importantes volumes topográficos durante o período *syn-rift*, prefigurando os contornos atuais do maciço de Baturité.

Uma segunda fase, de amplo soerguimento flexural, iniciada no Cretáceo superior, caracteriza o período *pós-rift* até o atual, provocando apenas um aumento da altitude do maciço e um retrabalhamento acíclico das superfícies inferiores por *etchplanation*, através de uma alternância de episódios de intemperismo (*etching*) e de erosão (*stripping*), essencialmente controlados pelas variações do clima regional.

Esse novo modelo de evolução das paisagens, apoiado nos dados tectônicos e paleoclimáticos mais recentes, rompe assim com as precedentes interpretações do relevo e do intemperismo nessa região do Brasil, geralmente inspiradas pelo modelo de L. King.

Agradecimentos

Ao Frederico Holanda Bastos, Alyne Bezerra Tabosa e Aleksandra de Oliveira Magalhães, pela ajuda na tradução do manuscrito.

Bibliografia

- AB'SABER A.N., 1956. Depressões periféricas e depressões semi-áridas do Nordeste do Brasil. *Bol. Paulista de Geogr.*, 22, pp. 3-18.
- ANDRADE G.O., 1968. Gênese do relevo nordestino: estado atual dos conhecimentos. *Est. Univ. Recife*, 2-3, pp. 1-13.
- ASSUMPÇÃO M., 1992. The regional intraplate stress field in South America. *J. Geophys. Res.*, 97(8), pp. 11889-11903.
- ARAI M.. A grande elevação eustática do Mioceno: a verdadeira origem do Grupo Barreiras. *ABEQUA*, Expanded Abstracts Volume, 6 p.
- BARRETO A.M.F., SUGUIO K., BEZERRA F.H., et al. Geologia e geomorfologia do Quaternário Costeiro do Estado do Rio Grande do Norte. *Geol. USP Sér. Cient.*, v. 4, n. 2, pp. 1-12, 2004.
- BEHLING H., ARZ H.W., PÄTZOLD J., WEFER G., 2000. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. *Quaternary Science Reviews*, 19, pp. 981-994.
- BÉTARD F. *Montagnes humides au cœur du Nordeste brésilien semi-aride : le cas du massif de Baturité (Ceará). Apports d'une approche morphopédologique pour la connaissance et la gestion des milieux.* Thèse de doctorat (unpublished), Université Paris-Sorbonne, 2007. 442 p.
- _____. GIS and morphostructural mapping: a contribution to the morphotectonic study of the Baturité massif, Northeastern Brazil. *6th International Conference on Geomorphology*, Zaragoza, Abstracts Volume, 2005b p. 380.
- _____. Caracterização morfopedológica de uma serra úmida no Semi-árido do Nordeste brasileiro : o caso do maciço de Baturité-CE. *Mercator*, 12, pp. 2007, 107-125.
- BÉTARD F., CANER L., GUNNELL Y., BOURGEON G., 2009. Illite neoformation in plagioclase during weathering: evidence from semi-arid Northeast Brazil. *Geoderma*, 152, pp. 53-62.
- BÉTARD F., PEULVAST J-P., CLAUDINO SALES V. Laterite preservation and soil distribution in the Araripe-Campos Sales area, Northeastern Brazil: consequences of uplift, erosion and climatic change. *6th International Conference on Geomorphology*, Zaragoza, Abstracts Volume, 2005b p. 69.
- BEZERRA F.H.R. Neotectonic movements in Northeastern Brazil: implications for a preliminary seismic-hazard assessment. *Rev. Bras. Geos.*, 30 (3), pp. 562-564.
- BEZERRA F.H.R., AMARO V.E., VITA-FINZI C. SAADI A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 14, p 2001 p. 61-75.
- BEZERRA F.H.R., FONSECA V.P., VITA-FINZI C. et al. Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments, NE Brazil. *Engineering Geology*, 76, pp. 191-208. 2005.
- BEZERRA F.H.R., LIMA-FILHO F.P., AMARAL R.F., et al. Holocene coastal tectonics in NE Brazil. In: I. STEWART, C. VITA-FINZI (eds): *Coastal tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ, 146, pp. 1998, 279-293.
- BEZERRA F.H.R., VITA-FINZI C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology*, 28(7), pp. 591-594. 2000.
- CARNEIRO C.D.R., HAMZA V.M., ALMEIDA F.F.M. Ativação tectônica, fluxo geotérmico e sismicidade no Nordeste oriental brasileiro. *Rev. Bras. Geociências*, 19(3), pp. 310-322. 1989.
- CASTRO D.L., BARBOSA V.C.F., SILVA J.B.C., et al. Relevo da interface crosta-manto entre os vínculos de isostasia e suavidade. *Congr. Int. SBGf*, São Paulo, Anais, pp. 682-685. 1997.

- CAVALCANTE A.S.A. *Evolução termocronológica do sistema de falhas Senador Pompeu - CE*. Dissertação (Mestrado) UFRN, Natal, 54 p. 2006.
- CLAUDINO SALES V. *Les littoraux du Ceará. Évolution géomorphologique de la zone côtière de l'État du Ceará, Nord-Est du Brésil : du long terme au court terme*. Thèse de doctorat, Université Paris-Sorbonne, 2002. 511 p.
- CPRM. *Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará. Mapas na escala 1:500,000*. Serviço Geológico do Brasil, CD-Rom 2003.
- DEMANGEOT J. Coordination des surfaces d'érosion du Brésil Oriental. *C-R. Séances Soc. Géol. Fr.*, 5, pp. 99-100. 1959.
- _____. Essai sur le relief du Nordeste du Brésil. *Ann. de Géogr.*, 69, pp. 157-176, 1960.
- DRESCH J., 1957. Les problèmes géomorphologiques du Nord-Est brésilien. *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, 263-264, pp. 48-59.
- FERREIRA J.M., OLIVEIRA T., TAKEYA M.K., *et al.* Superposition of local and regional stresses in Northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophys. J. Int.*, 134(2), pp. 341-355. 1998.
- GUNNELL Y. Passive margin uplifts and their influence on climatic change and weathering patterns of tropical shield regions. *Global and Planetary Change*, 18, pp. 47-57. 1998.
- HARRIS S.E., MIX A.C. Climate and tectonic influences on continental erosion of tropical South America, 0-13 Ma. *Geology*, 30, pp. 447-450. 2002.
- JARDIM DE SÁ E.F., MATOS R.M.D., MORAIS NETO J.M., *et al.* Epirogenia Cenozóica na Província Borborema : síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. *VII Simp. Nac. Estudos Tect.*, 1999, Lençóis – Bahia, Anais, pp. 58-61.
- KING L.C. A geomorfologia do Brasil oriental. *Rev. Bras. Geografia*, 18(2), pp. 3-121. 1956.
- LIMA, M.G. *A história do intemperismo na província Borborema oriental, Nordeste do Brasil: Implicações paleoclimáticas e tectônicas*. Tese doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008, 251 p.
- MATOS R.M.D. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, 11, pp. 766-791. 1992.
- _____. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. In : *Atlantic Rifts and continental margins*, Geophys. Monograph, 115, Am. Geophys. Union, pp. 331-354. 2000.
- MEIRELES A.J. As unidades morfoestruturais do Ceará. In: Silva J.B, Cavalcante T.C, Dantos E.W.C (eds): *Ceará: um novo olhar geográfico*. Fortaleza, Edições Demócrito Rocha, pp. 189-211. 2005.
- MEUNIER A.R. Contribution à l'étude géomorphologique du Nord-Est du Brésil. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7(3), pp. 493-500. 1962.
- MORAIS NETO J.M., ALKMIM F.F. A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. *Rev. Bras. Geociências*, 31(1), pp. 95-106. 2001.
- _____. MENEZES M.R.F., SZATMARI P., *et al.* Datação Ar/Ar do plug basáltico "Serrote Preto" e seu significado para a cronologia de Formação Serra do Martins. *XLI Congr. Bras. Geol.*, João Pessoa, Anais, p. 499. 2002.
- MONIÉ P., CABY R., ARTHAUD M.H. The Neoproterozoic Brasiliano orogeny in Northeast Brazil: ⁴⁰Ar/³⁹Ar and petrostructural data from Ceará. *Precambrian Research*, 81, pp. 241-246.
- PEULVAST J-P., CLAUDINO SALES, V., 2002. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. *Mercator*, 1, pp. 113-150.
- _____. 2003. Carta morfoestrutural do Ceará e áreas adjacentes do Rio Grande do Norte e da Paraíba. Nota explicativa In: CPRM : *Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará. Mapas na escala 1:500,000*. Serviço Geológico do Brasil, CD Rom, 73 p.

_____. 2004. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian "Nordeste": constraints on models of morphotectonic evolution. *Geomorphology*, 62, pp. 89-122.

PEULVAST J-P., 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*, 62, pp. 39-60. 2008.

PEULVAST J-P., CLAUDINO SALES, V. BÉTARD, F. Landforms and neotectonics in the equatorial passive margin of Brazil. *Geodinamica Acta*, 19(1), pp. 51-71.

PROJETO RADAMBRASIL. *Levantamento integrado dos recursos naturais do Brasil. Folha Jaguaribe-Natal*. Rio de Janeiro. Ministério das Minas e Energia-MME.

SAADIA., TORQUATO J.R. Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará. *Rev. Geologia*, 5, pp. 5-38. 1992.

SOUZA M.J.N. Geomorfologia. In : IPLANCE, *Atlas do Ceará*, Fortaleza, pp. 18-19.

TARDY Y., ROQUIN C., 1998. *Dérive des continents. Paléoclimats et altérations tropicales*. Éditions du BRGM, Orléans, 473 p.

WANG, X.F., AULER, A.S., EDWARDS, R.L., *et al*, D.A., SHEN, C.C., 2004. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature*, 432, pp. 40-43.

ZACHOS J., PAGANI M., SLOAN L., *et al*. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, pp. 686-693.