



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE

CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

Tese de Doutorado

Evolução Morfotectônica do Maciço Estrutural Pereiro, Província Borborema

Silvana Praxedes de Paiva Gurgel

Orientador

Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra- PPGG/UFRN

Co- Orientador

Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa – PPGEU/UFPE

Natal, RN

Agosto de 2012

Catálogo da Publicação na Fonte. UFRN / SISBI / Biblioteca Setorial

Especializada do Centro de Ciências Exatas e da Terra – CCET.

Gurgel, Silvana Praxedes de Paiva.

Evolução morfotectônica do Maciço Estrutural Pereiro, província Borborema /
Silvana Praxedes de Paiva Gurgel. – Natal, RN, 2012.

189 f.: il.

Orientador: Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra.

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

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Centro de
Ciências Exatas e da Terra. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e
Geofísica.

1. Geotectônica – Tese. 2. Evolução morfotectônica – Tese. 3. Maciço Pereiro –
Província Borborema – Tese. 4. Neotectônica – Tese. 5. Evolução da paisagem –
Tese. I. Bezerra, Francisco Hilário Rego. II. Corrêa, Antonio Carlos de Barros. III.
Título.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE

CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

TESE DE DOUTORADO

Evolução Morfotectônica do Maciço Estrutural Pereiro, Província Borborema

Autora:

SILVANA PRAXEDES DE PAIVA GURGEL

Tese de doutorado apresentada em 06 de agosto de 2012 para obtenção do título de Doutora em Geodinâmica pelo Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da UFRN.

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra (PPGG/UFRN)

Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa (PPGEO/UFPE)

Prof. Dr. Francisco Pinheiro Lima Filho (PPGG/UFRN)

Prof. Dr. Fernando Cesar Alves da Silva (PPGG/UFRN)

Prof. Dr. Eduardo Salamuni – (Pós-Graduação em Geologia- UFPR)

Natal, RN

Agosto de 2012

Epígrafe

“Ele (Deus) estende a sua mão contra o rochedo, e revolve os montes desde as suas raízes. Dos rochedos faz sair rios, e o seu olho vê tudo o que há de precioso. Os rios assoreiam, e nem uma gota sai deles, e tira à luz o que estava escondido. Porém onde se achará a sabedoria, e onde está o lugar da inteligência? O homem não conhece o seu valor, e nem ela se acha na terra dos viventes. O abismo diz: Não está em mim; e o mar diz: Ela não está comigo. [...] Com ela não se pode comparar o ouro nem o cristal; nem se trocará por joia de ouro fino. Não se fará menção de coral nem de pérolas; porque o valor da sabedoria é melhor que o dos rubis. [...] Donde, pois, vem a sabedoria, e onde está o lugar da inteligência? Pois está encoberta aos olhos de todo o vivente, e oculta às aves do céu. [...] Deus entende o seu caminho, e ele sabe o seu lugar. Porque ele vê as extremidades da terra; e vê tudo o que há debaixo dos céus. Quando deu peso ao vento, e tomou a medida das águas; Quando prescreveu leis para a chuva e caminho para o relâmpago dos trovões; Então a viu e relatou; estabeleceu-a, e também a esquadrinhou. E disse ao homem: Eis que o temor do Senhor é a sabedoria, e apartar-se do mal é a inteligência.”

Livro de Jó, Capítulo 28: Versos 9 ao 28.

Dedicatória

“Dedico este trabalho aos que mais se afligiram junto comigo na sua concepção, abdicando da minha presença e momentos preciosos da nossa convivência, aos meus amados: esposo, Carlos Sérgio Gurgel e filho, Iguinho.”

Agradecimentos

Ser grato (a) não é só uma virtude em dias que as relações humanas se tornam a cada dia mais superficiais e difíceis. Poder agradecer é um privilégio de poucos, portanto, dedico estas linhas àqueles que me auxiliaram de várias maneiras nesta jornada de muitas incertezas, muitos conflitos científicos e pessoais. Mas o que seria da humanidade sem os conflitos e da ciência sem a dúvida?

Agradeço em primeiro lugar a Deus por ter me sustentado e guiado em tudo. *“Porque dele e por ele, e para ele, são todas as coisas; glória, pois, a ele eternamente (Romanos 11:36)”*.

Ao meu estimado orientador, Professor Hilário, que desde o primeiro momento acreditou na importância da presente pesquisa, tendo uma visão além das circunstâncias, sempre subsidiando todas as necessidades e sendo, em muitos momentos, mais que um orientador, um mestre; aconselhando-me, ouvindo e incentivando.

Ao meu igualmente estimado, Professor Antônio Carlos, pessoa/profissional que aprendi a admirar, com a sua simplicidade e sapiência me fez uma convicta geomorfóloga (ainda que em formação!). Quando eu crescer quero ser igual a você “teacherrr”!

Aos meus colegas/amigos de jornada, da graduação ao PPGG do Curso Geologia/UFRN, como: Caverna (Willame) que me acompanhou no primeiro biênio de curso, com o seu relatório de graduação que auxiliou na descrição da geologia da área. Além de ser um excelente companheiro de campo e figuraça, que aprendi a admirar!

Ao “coleguinho” Daltom pelo seu internacional “disque – SIG”, figurinha tarimbada nos agradecimentos de relatórios, dissertações e teses do Curso de Geologia e PPGG/UFRN!! Assim como também o disque-SIG opcional, Anderson Targino, pelos “helps” mais que bem vindos!!

Ao meu colega/irmão de orientação, hoje professor da UFRN-CERES-Caicó, Rubson Pinheiro Maia, pelas maravilhosas contribuições nos artigos, sua disponibilidade de me acompanhar aos campos e principalmente pelas conversas

filosófico/psicodélicas entre um afloramento/ponto de amostragem e outro, o que me fez conhecer um pouco mais da alma masculina (sem juízo de valores!).

Aos colegas e hoje meus amigos, Bruno e Kleython, pupilos do Prof. Antonio Carlos, pelo envolvimento, disponibilidade e o carinho inestimáveis. Estendo meus agradecimentos a todo corpo Gequiano (GEQUA- Grupo de Estudos do Quaternário/UFPE), na pessoa de Danielle Gomes e Débora Meira (que tão bem me recebeu em sua casa), em nome de quem agradeço a todos os outros colegas geógrafos do grupo que com certeza serão parceiros na carreira acadêmica e profissional.

As pessoas do grupo do Professor Hilário na UFRN: Neide, Elissandra, Rafael pelo apoio e auxílio necessário em horas cruciais. Aos bolsistas de graduação Ingrid Azevedo, Ingrid Sasá e Alanielson.

Agradeço a UERN, minha Instituição de origem e aos meus colegas de trabalho que seguraram a barra nestes anos com fins ao crescimento desta Instituição da qual somos corpo docente e queremos ver crescer!

Em fim aos órgãos que financiaram a presente pesquisa: CNPq e INCT.

SUMÁRIO

	PG.
CAPÍTULO 1- CONSIDERAÇÕES INTRODUTÓRIAS _____	01
1.1. INTRODUÇÃO _____	01
1.2. OBJETIVOS _____	05
1.3. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS _____	05
1.3.1. Revisão Bibliográfica e Cartográfica _____	05
1.3.2. Geoprocessamento _____	06
1.3.3. Mapeamento Geológico-Geomorfológico-Estrutural _____	07
1.3.4. Datações do Quaternário e reconstrução da paisagem _____	08
1.3.4.1 – Generalidades _____	08
1.3.4.2. Datação dos colúvios do Maciço do Pereiro por Luinescência Opticamente Estimulada-LOE e Protocolo Single Aliquot Response-Dose –SAR __	10
CAPÍTULO 2 – (GEO) DINÂMICAS DO NORDESTE SETENTRIONAL BRASILEIRO: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA _____	13
2.1. Geomorfologia e a inserção da tectônica na análise morfogenética atual __	13
2.2. Evolução dos conceitos geomorfológicos sobre o Nordeste do Brasil _____	16
2.3. Solo e paisagem no Nordeste Brasileiro _____	20
2.4. (Geo) Dinâmicas do Nordeste Setentrional brasileiro _____	27
2.4.1. Geologia e tectônica do Nordeste _____	27
2.4.2. Geomorfologia do Nordeste Setentrional Brasileiro: controles morfotectônicos e morfoestruturais _____	29
2.4.2.1. Dados termocronológicos importantes do intemperismo no Nordeste _____	31
2.5. Geologia do Maciço Pereiro _____	35
CAPÍTULO 3 – Artigo 1: “GEOMORFOLOGIA E MORFOTECTÔNICA DO MACIÇO PEREIRO (CE/RN), PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL: PROPOSTA DE REVISÃO DOS MODELOS CLÁSSICOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO” _____	35
CAPÍTULO 4 – ARTIGO 2: CRETACEOUS TO CENOZOIC UPLIFT AND EROSION OF STRUCTURAL LANDFORMS IN NE BRAZI. _____	58
CAPÍTULO 5 – MORFOTECTÔNICA DO MACIÇO DE PEREIRO: DADOS COMPLEMENTARES _____	113

5.1. Morfotectônica do Nordeste Setentrional: perfis topográficos e Dimensão Fractal (D).	113
5.1.1. Perfis topográficos	113
5.1.2. Dimensão Fractal (D) no Nordeste Setentrional	119
5.2. Maciço Pereiro (RN/CE): morfotectônica e processos relacionados	124
5.2.1 Aspectos pedogenéticos e da drenagem.	129
5.2.2. Morfotectônica das bacias sedimentares da região do MP	132
5.3. Outros Resultados das datações dos depósitos coluvionares do Maciço Pereiro – MP	144
CAPITULO 6 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	
6.1. DISCUSSÕES	155
6.1.1 A questão do conceito de “Maciço residual”	155
6.1.2. Tectônica andina e soerguimento no Maciço Pereiro	156
6.1.3. A questão paeloclimática regional e o Maciço Pereiro	158
6.1.4. Colúvios: excelentes paleo-indicadores na paisagem	159
6.1.5. Colúvios no Maciço Pereiro (MP): pulsos climáticos, controle tectônico ou misto?	161
6. 2. CONCLUSÕES	167
CAPITULO 7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	
ANEXOS	

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1** - Localização do Maciço Pereiro (MP), Província Borborema, Nordeste Setentrional do Brasil. Mapa de SRTM (Miranda, 2009)._____ **02**
- Figura 1.2**- Localização do MP, mostrando as zonas de cisalhamento que limitam suas escarpas e destacando as bacias mais importantes para seu estudo. Modificado de Angelim *et al.* (2004)._____ **03**
- Figura 1.3** - Fluxograma do Geoprocessamento, mostrando as ferramentas utilizadas para construção dos mapas temáticos e interpretação morfotectônica. _ **7**
- Figura 1.4** - Princípios básicos da datação por luminescência. Modificado de LABER OSL (2009)._____ **11**
- Figura 2.1** - Teorias Geomorfologia desde seu surgimento e escala espaço-temporal de análise._____ **14**
- Figura 2.2**- Filogênese da Geomorfologia Global (Cassetti, 1999)._____ **14**
- Figura 2.3**– Esquema teórico da Pediplanação (retirado de Maia e Bezerra, 2010)._____ **18**
- Figura 2.4**– Superfícies de King aplicadas ao Nordeste Oriental do Brasil, redefinidas a partir do uso de imagens do SRTM (Miranda, 2012)._____ **18**
- Figura 2.5** - Relações Solo-paisagem para o Nordeste brasileiro, retirado de Prado, 2012._____ **21**
- Figura 2.6** - Relação solos e paisagem, de acordo com o posicionamento na escarpa (adaptado de Corrêa, 2011)._____ **22**
- Figura 2.7**- Esquema mostrando a influência da topografia na intensidade do intemperismo, onde: A – ocorre boa infiltração e boa drenagem, favorecendo o intemperismo químico; B – boa infiltração e má drenagem, desfavorecendo o intemperismo químico; C – má infiltração e má drenagem, desfavorecendo o intemperismo químico e favorecendo a erosão (retirado de Teixeira et al., 2000).
- Figura 2.8** – Perfil hipotético do solo mostrando o perfil de alteração e seus horizontes (retirado de Corrêa, 2011)._____ **22**
- Figura 2.9** – Laterito ou ferricrete e inversão de relevo. 1. Nessa figura o ferricrete está precipitado para as partes mais baixas das vertentes; 2. A figura 2

- mostra a inversão do relevo devido à erosão diferencial produzindo o relevo em mesa capeado pelo ferricrete (adaptado de Ollier, 1991)._____ 26
- Figura 2.10** - Dois ciclos de formação, desenvolvimento da paisagem e preservação do material intemperizado. Adaptado de Small (1978)_____ 26
- Figura 2.11** Duplo Aplainamento (Büdel, 1982), onde: 1 – crosta laterítica; 2 – rocha alterada (saprólito); 3 – rocha sã. Etchplano: A – laterizado; B – dissecado; C – parcialmente exumado; D – predominantemente exumado; E – cortado pela rede hidrográfica._____ 27
- Figura 2.12** – Geologia e tectônica do NE Setentrional (Argelim *et al.*, 2002; Ponte *et al.*, 1992; Medeiros *et al.*, 2008)._____ 29
- Figura 2.13** – Mapa de Geomorfologia do Nordeste Setentrional adaptado do IBGE (2012) com destaque para a área de estudo como parte do Domínio dos Planaltos Residuais Sertanejos_____ 32
- Figura 2.14** – Mapa geológico simplificado do Maciço Pereiro (contorno em amarelo), com destaque para as bacias sedimentares mais importantes (modificado de Angelim *et al.*, 2004)._____ 36
- Figura 5.1** – Localização dos perfis topográficos do Nordeste Setentrional, sua geologia e principais estruturas tectônicas. Mapa geológico compilado de CPRM 1:1.000.000._____ 116
- Figura 5.2** – Perfis geológico-topográficos do NE Setentrional. No perfil NE-SW: BP - Bacia Potiguar; MP- Maciço Pereiro; MVa- Maciço Várzea Alegre; ChA- Chapada do Araripe; a – Bacia Merejo; b – Bacia Rio Nazaré; No perfil O-L: PI- Planalto Ibiapaba; ZCJ- Zona de Cisalhamento Jaguaribe, ZCPa- Zona de Cisalhamento Portalegre; FSM- Formação Serra de Martins; SS- Serra de Santana. No perfil NW-SE: ZCSP- Zona de Cisalhamento Senador Pompeu; Zona de Cisalhamento Picuí João Câmara; F-Falha Indiscriminada._____ 117
- Figura 5.3** – Ocorrência de lateritas na cimeira do MP (A) mapa da localização das lateritas na cimeira do MP. A seta amarela mostra a localização das fotografias no Município de São Miguel (RN); (1) aspecto de afloramento com laterita; (2) aspecto geral de afloramento, passando de granito alterado na base, para laterita no topo. Neste caso mostra-se ainda uma visão geral da isalterita da rocha granitoide, onde a linha amarela indica a crosta laterítica; na superfície de

- cimeira do MP, onde se encontra solo câmbico com o horizonte laterítico, na cota altimétrica de 774 m; (3) detalhe da laterita; (4) detalhe de fragmento de laterita. _____ **118**
- Figura 5.4-** Classificação não supervisionada em ambiente SIG em 6 intervalos altimétricos da região Nordeste Setentrional brasileira, para demonstração do padrão fractal. _____ **121**
- Figura 5.5** – Traçados de linhas no padrão fractal de anfiteatros para referencia no calculo das Dimensões Fractais (D). _____ **122**
- Figura 5.6** – Linhas traçadas por intervalo altimétrico. No detalhe A, traçado dos quatro anfiteatros de referência. Detalhes 1, 2, 3 e 4 correspondem às linhas traçadas para os intervalos de altimétricos de referência. _____ **123**
- Figura 5.7** – Morfologia do Maciço Pereiro com destaque para as bacias interiores e serras principais. Onde: MP- Maciço Pereiro; SPa – Serra de Portalegre; SM- Serra de Martins(RN); SDS- Serra de Dr. Severiano (RN); SP – Serra de Pereiro (CE); SSM- Serra de São Miguel (RN); SLG – Serra de Luís Gomes (RN). O MP está ladeado pelos lineamentos estruturais (zonas de cisalhamento e falhas) ZCJ e ZCPa e demais lineamentos. _____ **125**
- Figura 5.8** - Modelo de evolução das escarpas do MP. Onde: I- Primeiro soerguimento através de falhamento normal por reativação frágil da zona de cisalhamento, com o depósito 1; II- reativação da falha e consequente soerguimento, ao mesmo tempo que há uma drenagem incipiente ainda se instalando através de sulcos erosivos ou ravinamentos na escarpa que geram coluvionamento de fluxo detrítico; III- através de uma nova reativação forma-se um knick –point ou patamar de piedmont. O falhamento divide os depósitos 1 e 2 nos patamares criados pelos soerguimentos sucessivos; e IV- escarpa de falha herdada. _____ **126**
- Figura 5.9** - (A) Facetas triangulares e trapezoidais da Serra do Cantinho; (B) Escapa de falha Graben Merejo; (C) visão 3D da porção norte do Maciço Pereiro, onde ocorre o Graben do Merejo. _____ **127**
- Figura 5.10** – Panorâmica da Escarpa do Icozinho, com desnível de 500 metros da base ao topo. Onde: Boq. Indica a incisão da drenagem sobre o Maciço erodindo a escarpa, e o início de um Boqueirão; RC- Rampa de Colúvio e Fct- Facetas triangulares retrabalhadas pela erosão originando uma feição herdada e onde as rochas formadoras do MP afloram na escarpa. A altitude de 300 é indicada no

- canto inferior direito. _____ **128**
- Figura 5.11**– Relevo do Maciço Pereiro e sua drenagem subsequente, baseada nos mapeamentos oficiais, dos mapas estaduais RN e CE (CPRM, 2003, 2006, respectivamente). _____ **130**
- Figura 5.12** - Plaino aluvial com formação de Gilgai na Bacia Merejo (RN), onde a seta 1 indica o plaino e a seta 2 indica a plantação de milho no solo alagadiço. _____ **131**
- Figura 5.13**- Isalterita na BR-116, Ererê- Pereiro (CE). Onde: 1- Visão geral da Isalterita de uma rocha granitóide; 2. Zoom da Isalterita com escala; 3. Detalhe do colapso de estrutura da isalterita passando a aloterita (seta em amarelo). _____ **132**
- Figura 5.14** – Falha quaternária encontrada na borda NE do MP. O tracejado indica a falha, sendo seu rejeito de mais de 4 metros, preenchido por colúvios subangulosos in situ. O granito brechado está restrito ao plano de falha _____ **133**
- Figura 5.15** – Mapa de lineamentos rúpteis traçados em fotografias aéreas, indicando que a Bacia do Merejo é limitada por falhas. _____ **134**
- Figura 5.16** - Compartimentos de relevo de gênese tectônica, localizados no Modelo Tridimensional D. Onde: A- Vale colmatado de colúvio-alúvio B- Facetas triangulares Serra do cantinho, C- Vale encaixado em falha de morfologia em V, da Serra de São Pedro, Bacia Merejo _____ **136**
- Figura 5.17**- Visão W-E do Graben do Merejo, onde se percebe o seu tipo de depósito coluvionar mais comum; de queda de blocos. _____ **137**
- Figura 5.18** – Panorâmica da Escarpa da Serra dos Macacos, Bacia Merejo, uma escarpa de falha bastante vigorosa e de morfologia retilínea. _____ **138**
- Figura 5.19** – A- Graben Rio Nazaré marcado no MDT com estrutura tectônica e fotografia panorâmica do e B- Contato da bacia com o Maciço Pereiro através de falha. _____ **140**
- Figura 5.20**- Morfotectônica da Bacia Rio Nazaré. Onde: **A**- Visada SW panorâmica dos Degraus do Piemonte na Bacia Rio Nazaré; **B**- Vista das cristas provocadas por falhas e o entalhe erosivo da drenagem, **b**- granito milonitizado; **C** - Frente leste da Escarpa da Bacia Rio Nazaré, subindo em direção oeste do Município de Água Nova para Cel. João Pessoa. _____ **141**
- Figura 5.21** – Mapa da Bacia de Icozinho com dois perfis topográficos mostrando

os contrastes morfológicos entre a bacia e as escarpas e o detalhe “B” mostrando a escarpa do Icozinho em forma de anfiteatro (inflexionada) pelo controle das ZCs.-

- _____ 143
- Figura 5.22** – Gráfico geral com os resultados das datações de colúvios por SAR, onde se fez a relação entre as idades absolutas com as altitudes em que foram coletadas. _____ 144
- Figura 5.23** – Agrupamentos das amostras por ambiente deposicional do colúvio: Cimeira, Encosta e Graben Merejo. _____ 146
- Figura 5.24**– Amostra solo remobilizado na cimeira do Maciço Pereiro- MP. Esta amostra localiza-se no patamar abaixo do platô, na cota altimétrica 720m. _____ 147
- Figura 5.25** – Localização da amostra 9 e esquema teórico do depósito em interflúvio do MP, onde: 1- Visão panorâmica do contexto da amostragem; 2. Zoom da amostra e 3. Esquema teórico do material entrincheirado no interflúvio, seta indica a localização da amostra na encosta. _____ 148
- Foto 5.26** - Cluster 2, Comunidade Jardim, Bacia merejo, onde: 1. Vale em V, encaixado em falha, colmatado por colúvio; 2. Colúvio de encosta na Comunidade Jardim, Dr. Severiano (RN) e 3. Sinais de mobilização, com seixos angulosos como parte do material coluvionar, sendo eles também lateritas, provavelmente advindo das crostas lateríticas das cimeiras. _____ 150
- Figura 5.27** – Relação Idades x Altitudes nas encostas Sudeste do MP. Gráfico C, Figura 10, Artigo 2. _____ 151
- Figura 5.28**- Exemplos dos Alvéolos Suspensos (AS) na Bacia do Merejo, revelados nos perfis topográficos, indicados com as setas. Sendo A, B e C, exemplificados nas fotografias da Figura 6.3. _____ 153
- Figura 5.29** – Fenoclasto observado na matriz do colúvio do AS, ilustrado na Figura 36, detalhe C, na Comunidade Jardim (Dr. Severiano-RN), onde A- mostra o fenoclasto original e B - anel ou aureola de intemperismo. _____ 153
- Figura 5.30** – Agrupamento de amostras, gráfico F, Figure 10, do artigo 2, retiradas no Alvéolo Suspenso do Graben Merejo.- _____ 152
- Figura 6.1** – Falha de Portalegre e sua influencia sobre as bacias interiores do Maciço Pereiro e entorno, com base no trabalho de Nóbrega (2005) e Argelim *et al.*(2004). _____ 157
- Figura 6.2**- Desenvolvimento dos *Hollows* suspensos ou Alvéolos Suspensos -

AS, pela remoção do manto de intemperismo consequência do soerguimento tectônico ou rebaixamento do nível de base (tirado de Corrêa, 2001 modificado de Twidale, 1982)._____ **162**

Figura 6.3– Fotografia A: Panorâmica da Serra do Cantinho (Ererê-CE) exemplificando a presença da feição de AS - Alvéolos Suspensos, colmatados por colúvio; Fotografia B: Serra de Dr. Severiano presença dos Alvéolos Suspensos colmatados; C – Colúvio colmatando um Alvéolo Suspenso - AS, Comunidade Jardim Dr. Severiano (RN)._____ **163**

Figura 6.4 – Inversão de relevo por preenchimento do AS e formação de uma nova rampa de colúvio._____ **164**

LISTA DE QUADROS E TABELAS

Quadro 1.1 - Tabela internacional dos Estágios dos Isótopos Marinhos (MIS), retirado de Hirst (2012). _____	09
Quadro 2.1 - Transformação das rochas em alteritas e solos (modificado de Chauvel, 1979; Corrêa, 2011).	24
Tabela 1 – Resultados de Dimensão Fractal (D) para intervalos altimétricos definidos. _____	123

RESUMO

O relevo do Nordeste foi descrito por meio do modelo de pediplanação. Esta base teórica descarta a atuação da tectônica pós-cretácea na evolução da paisagem. Através deste modelo o Maciço do Pereiro – MP, Província Borborema, foi definido como parte do Domínio dos Planaltos Residuais Sertanejos. O presente trabalho tem por objetivo estabelecer a evolução morfotectônica pós-cretácea do MP, através da cartografia geológica e geomorfológica com uso de Sistema de Informação Geográfica, Sensoriamento Remoto e datação de sedimentos por Single Aliquot Regenerative-dose (SAR). O MP está contido no núcleo semiárido, de precipitação anual entre 600 a 800 mm/ano. O MP tem direção NE-SW, é limitado pela Zona de Cisalhamento de Jaguaribe (ZCJ) e Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPa), de mesma atitude, e atravessado por várias outras zonas de cisalhamento. Estas zonas de cisalhamento apresentam evidências de reativação frágil cenozoica, na sua maioria como falhas normais e de nível crustal raso. A sedimentação quaternária em torno do MP se concentra em escarpas de falhas, em um padrão geral em cascata, onde as idades diminuem das cimeiras aos sopés das escarpas. As idades de 51 amostras de sedimentos indicam correlação com seguintes pulsos climáticos globais: Último Interstadial- UI, o Último Máximo Glacial - UMG e a transição Pleistoceno/Holoceno, sendo que nesta última concentram-se 18 das 51 amostras datadas. O presente trabalho também encontra evidências de uma nova bacia quaternária, aqui denominada de Bacia Merejo. Através destes resultados conclui-se que há evidência de tectônica pós-cretácea na evolução morfológica do MP, pois as suas escarpas recuam paralelamente às falhas, seguindo invariavelmente o trend das zonas de cisalhamento. A erosão das escarpas em grande escala de tempo é controlada pelas zonas de fraqueza geradas pelos falhamentos, por outro lado à erosão das escarpas em curtos espaços de tempos, com a formação dos depósitos coluvionares e horizontes pedogenizados, possui controle climático. Conclui-se ainda que na área de estudo haja a preponderância da tectônica pretérita e atual sobre os processos erosivos na evolução morfológica.

Palavras-chave: Morfotectônica, Evolução da Paisagem, Tectônica pós-cretácea, Neotectônica, Datação de colúvios.

ABSTRACT

The Northeast relief was described by the Pediplanation Model. This action discards the theoretical basis of post-Cretaceous tectonic evolution of the landscape. Through this model the Massif Pereiro - MP, Borborema Province, was established as part of the Tablelands Area Residual Sertanejos. The present work aims to establish the post-Cretaceous morphotectonic evolution of the MP by geomorphological and geological mapping using Geographic Information System, Remote Sensing and dating of sediments by Single Aliquot Regenerative-dose (SAR). The MP is contained in the core semi-arid, annual precipitation of 600-800 mm / year. The MP is NE-SW, is limited by Shear Zone Jaguaribe (ZCJ) and Portalegre Shear Zone (ZCPa), the same attitude, and crossed by several other shear zones. These shear zones show evidence of brittle Cenozoic reactivation, mostly as normal faults and shallow crustal level. The Quaternary sedimentation around the MP focuses on fault escarpments in a general pattern cascade, where ages decrease from the summits of the steep foothills. The ages of 51 sediment samples indicate a correlation with global climate following pulses: Last Interstadial-UI, the Last Glacial Maximum - LGM and the transition Pleistocene / Holocene, while the latter focus on 18 of 51 samples dated. This study also finds evidence of a new quaternary basin, here called Merejo Basin. Through these results it is concluded that no evidence of post-Cretaceous tectonic evolution of morphological MP, as their retreat along the fault scarps, invariably following the trend of the shear zones. The erosion of cliffs in large time scale is controlled by weakness zones generated by faults on the other hand the erosion of cliffs in short time, with the formation of deposits and colluvial horizons pedogenizados, has climate control. It was also found that in the study area there is a preponderance of past and current tectonic erosion processes on the morphological evolution.

Keywords: Morphotectonic, Landscape Evolution, Post-Cretaceous tectonics, Neotectonics and Colluvia dating.



1.1. INTRODUÇÃO

Os estudos morfotectônicos no Brasil são cada vez mais frequentes, resgatando uma Geomorfologia de grande escala espaço-temporal e originando uma nova Geomorfologia Estrutural que incorpora novas técnicas de análise como, por exemplo, a datação de colúvios e mantos de intemperismo, bem como a análise tectônica e neotectônica em campo. Para a abordagem Geomorfologia Cíclica Clássica, baseada no Modelo de Superfícies de Aplainamento de King (1956), o relevo do Nordeste é resultante da dinâmica externa. Essa abordagem geomorfológica clássica está inserida em um contexto de produção científica distinto, onde o desconhecimento ou desconsideração dos efeitos do tectonismo intra-placa contribuiu para algumas generalizações. Nela a tectônica não está totalmente ausente é apenas paroxística, pontual temporalmente e generalizada espacialmente.

A presente tese enfoca a porção central da Província Borborema, onde Peulvast e Sales e Peulvast (2007) apontaram a presença de um anfiteatro que se estende dos limites da Bacia do Parnaíba, a oeste, ao Cráton do São Francisco, ao sul. Ao centro do supracitado anfiteatro, ao qual denominamos Anfiteatro Borborema, estabelece-se a área de estudos da presente tese, o Maciço do Pereiro- MP. O mesmo localiza-se no Nordeste Setentrional do Brasil, entre os Estados do Rio Grande do Norte e do Ceará (**Figuras 1.1 e 1.2**). Tal corpo rochoso destaca-se como um conjunto de cristas e vales incisos orientados na direção NE-SW, no centro do grande Anfiteatro Borborema, caracteriza-se como um maciço granítico de mais de 3000 km², composto por duas suítes magmáticas: Suíte de Doutor Severiano e Suíte de São Miguel (Magini, 2001).

A classificação do relevo do MP não faz nenhuma referência à tectônica, sobretudo à tectônica pós-cretácea, pois o mesmo é descrito na literatura clássica geomorfológica como parte do Domínio dos Planaltos Residuais Sertanejos (Brasil, 1981 e IBGE, 2012). Mais recentemente Peulvast e Claudino Sales (2003) reproduzem a mesma classificação no Mapa Geomorfológico do Ceará da CPRM, considerando suas escarpas como oriundas de erosão diferencial.

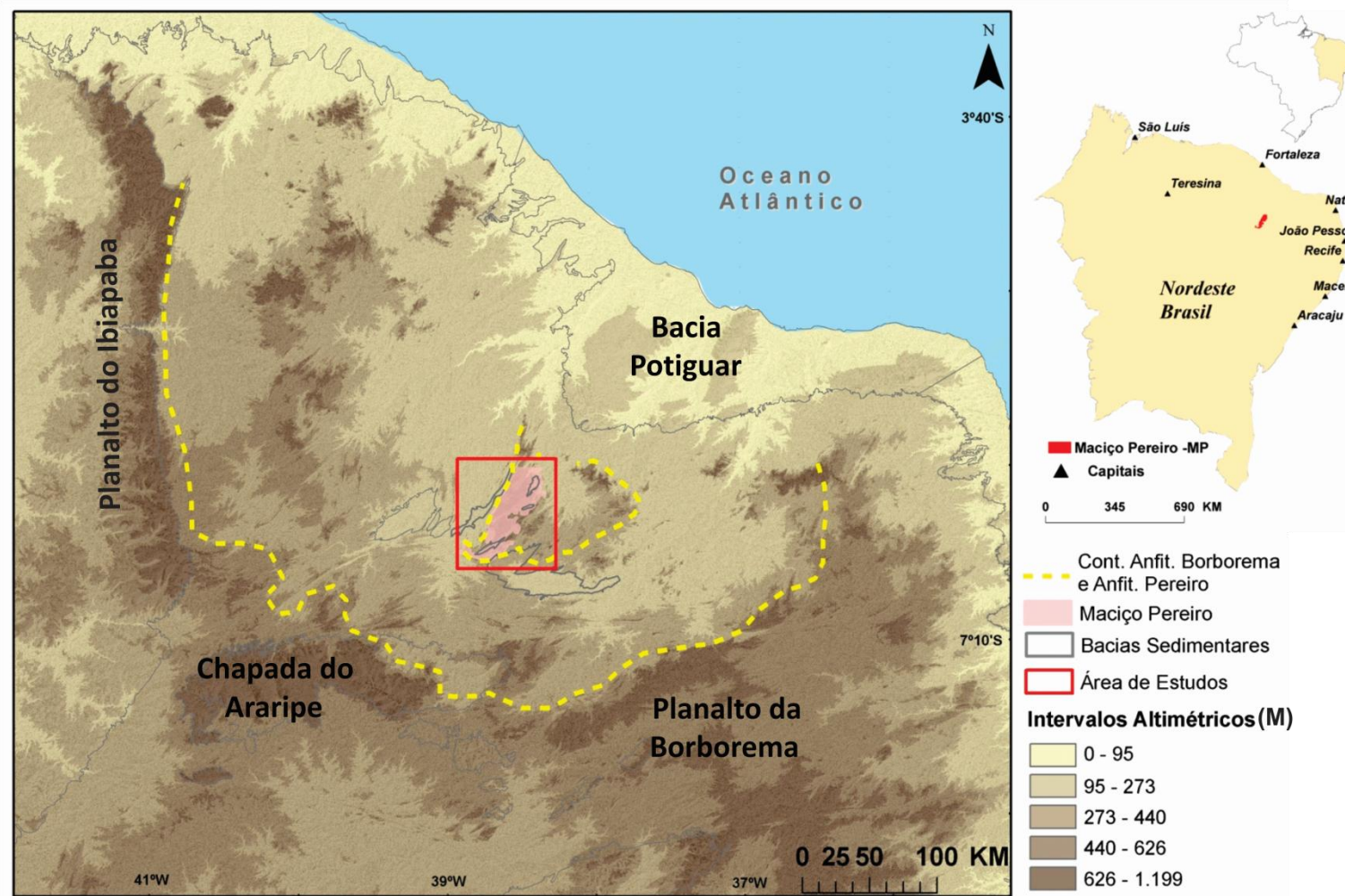


Figura 1.1 - Localização do Maciço Pereiro (MP), Província Borborema, Nordeste Setentrional do Brasil. Mapa de SRTM (Miranda, 2005).

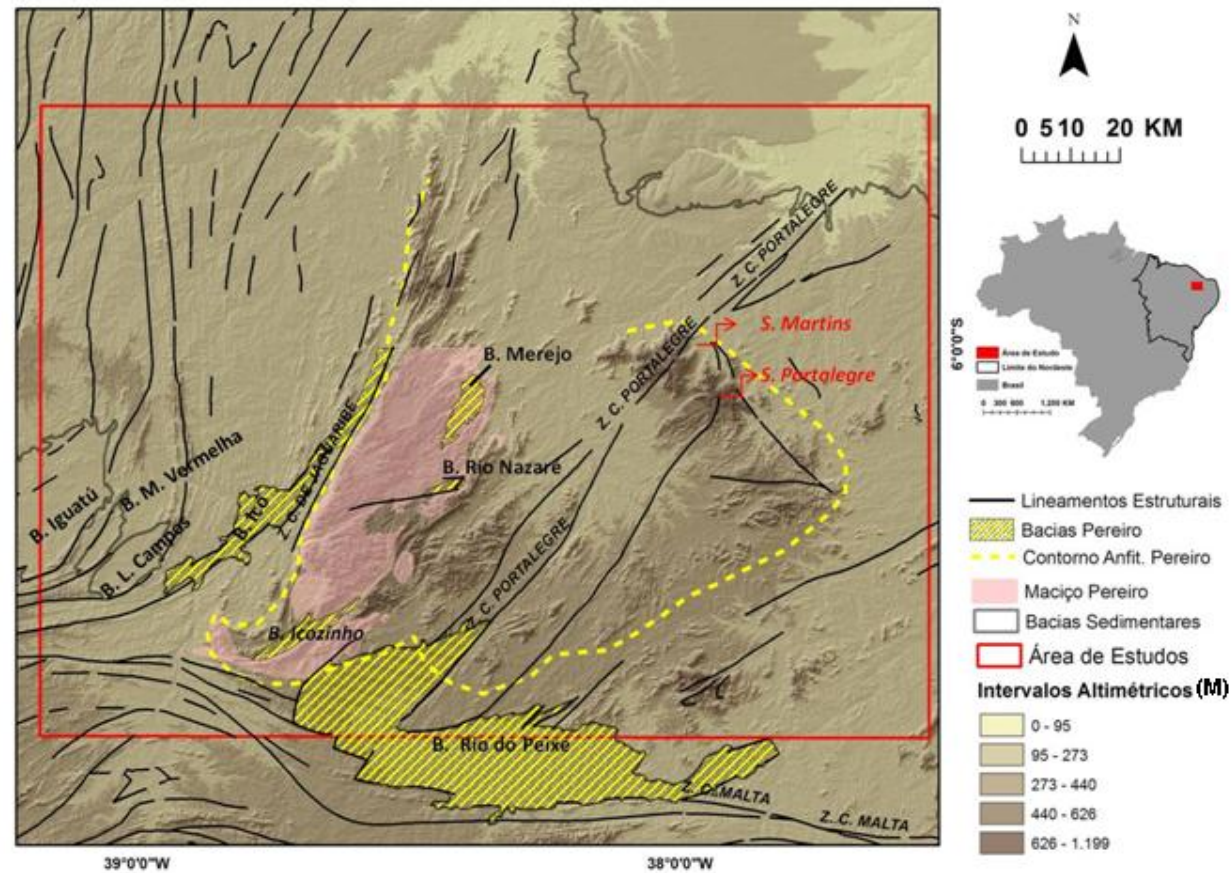


Figura 1. 2- Localização do MP, mostrando as zonas de cisalhamento que limitam suas escarpas e destacando as bacias mais importantes para seu estudo. Modificado de Angelim *et al.* (2004).

O presente trabalho, entretanto, desfaz esta premissa de que o MP é uma feição residual. Os principais resultados do presente trabalho indicam que o MP faz parte de uma feição fractal do Anfiteatro Borborema, detalhado no Capítulo 5 da presente tese. Nesse anfiteatro estão localizadas as Serras de Martins e Portalegre (RN), na sua porção leste, e as Serras de Pereiro (CE), São Miguel e Doutor Severiano (RN), na sua porção oeste (**Figura 1.2**), de mesma altitude média, 700 a 800 m, a noroeste do Planalto da Borborema.

As escarpas do MP encontram-se limitadas por importantes zonas de cisalhamento, oriundas do ciclo brasileiro da Província Borborema. Na parte oeste o Maciço de Pereiro é limitado pela Zona de Cisalhamento Jaguaribe – ZCJ, de *trend* NE-SW, a leste o Maciço é limitado pela Zona de Cisalhamento Portalegre e zonas de cisalhamento indiscriminadas – ZCI que se apresentam entrecortando o MP no interior das suas bacias, de *trend* preferencial NE-SW. Essas zonas de cisalhamento foram reativadas em regime rúptil posterior (De Castro et al., 2008, 2012). A erosão das escarpas é um componente indicador importante da atuação paleoclimática, a qual não se pode desprezar. Os trabalhos de Lima (2008), Morais Neto *et al.* (2008) e Morais Neto *et al.* (2009) comprovaram o recuo lateral das escarpas do Planalto da Borborema.

Os horizontes pedogenéticos encontrados na área são aqueles definidos por Ab'Saber (1969a) como característicos das serras do semi-árido, solos embrionários, neo-solos litólicos e, eventualmente, vertisolos em formação, o que evidencia que são solos relativos ao clima atual. A presença de coluvionamento nas encostas aponta para um possível truncamento dos horizontes pedogenizados das cimeiras tendo subsistido unicamente a isalterita¹, que nas regiões de cimeira apresentam capeamento laterítico.

No presente trabalho foram feitas 51 datações dos colúvios-alúvios e horizontes pedogenéticos remobilizados das zonas próximas às cimeiras, pelo método de Luminescência Opticamente Estimulada – LOE, em seu protocolo Alíquota Simples de Regeneração - SAR, onde se encontrou como resultado idades que vão de 900 a 32 mil anos para os colúvios-alúvios e 46 mil anos para solos remobilizados em um efeito cascata incompleto devido à insignificante influência da drenagem, onde as idades mais antigas encontram-se nas superfícies próximas à cimeira e as mais recentes nos sopés.

Tais resultados aliados às reativações das zonas de cisalhamento e falha quaternária encontradas em campo, que ocorrem invariavelmente no mesmo *trend* das

¹ O termo “Isalterita”, de acordo com o trabalho de Millot (1983), se refere à rocha alterada, onde o intemperismo atuou modificando-a e modificando seus minerais, porém ela ainda preserva seu volume.

escarpas na área de estudo, permitem-nos concluir que a evolução morfológica pós-cretácea do MP é ativa, tanto no que diz respeito à tectônica, através das reativações das ZCs e origem de novas falhas no quaternário, como também pela atuação climática, que cria e remove os horizontes pedogenizados originando colúvios, que evoluem como mantos intempéricos pelo retrabalhamento erosivo em efeito cascata.

Os resultados das datações apontam para processos climáticos não só ocorrentes no sistema climático contemporâneo, o semi-árido, pois a faixa das idades coincide com sistemas paleoclimáticos globais como o Último Istadial – UI, Último Máximo Glacial –UMG, e principalmente a transição Pleistoceno-Holoceno, sem porém descartar o componente tectônico nessa evolução.

1.2 OBJETIVOS

O objetivo geral dessa tese é analisar a evolução morfotectônica pós-cretácea do Maciço do Pereiro, Província Borborema, Brasil. Os objetivos específicos são os seguintes:

- Identificar e mapear as zonas de falhas que estiveram ativas desde o Cretáceo até o Cenozóico e contribuem para a morfologia do MP;
- Identificar as feições geomorfológicas oriundas dos processos tectônicos ocorrentes no MP;
- Identificar, mapear e datar os depósitos alúvio-coluvionares relacionados aos referidos processos tectônicos e ou climáticos;
- Utilizar as ferramentas do geoprocessamento para espacializar as informações;
- Gerar mapas temáticos com as informações espacializadas;
- Apresentar a evolução do MP à luz do conhecimento da morfotectônica, geologia estrutural e sedimentar.

1.3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

A escolha dos métodos de trabalho foi fundamental no cumprimento dos objetivos propostos. Para o presente se seguiram algumas etapas, a saber:

1.3.1. Revisão Bibliográfica e Cartográfica

Na busca dos pressupostos teóricos-metodológicos para a realização da presente tese foram utilizados os seguintes documentos:

- Fotografias aéreas 1:50.000, cedidas pela CPRM;
- Folha SB.24-Z-A, Escala 1 : 250.000, CPRM (Medeiros, 2008);
- Imagens SRTM, arquivo digital on-line da Embrapa (Miranda, 2012);
- Imagens Aster (*Advanced Spacebone Thermal Emission and Reflection Radiometer*), um dos Instrumentos a bordo do satélite EOS AM-1 que obtém imagens de alta resolução (15 a 90 m) da Terra;
- Dados geocronológicos do intemperismo do Nordeste encontrados nos trabalhos de Lima (2008) e dados termocronológicos da região de Nóbrega et al. (2005) e Morais Neto et al. (2009);
- Literatura clássica e atual da geomorfologia brasileira e internacional.

1.3.2. Geoprocessamento

O presente trabalho usou técnicas tradicionais de interpretação de fotografias aéreas e mapeamento geomorfológico. Além disso, o trabalho usou o geoprocessamento, apoiado no ArcGis 9.3, em seu aplicativo ArcMap, onde foram manipulados os produtos sensores *Shutler Radar Topography Mission* – SRTM e Aster em uma sequência de procedimentos resumida na Figura 3.

O primeiro procedimento foi construir o mosaico das imagens SRTM do Nordeste Setentrional, encontradas em Miranda (2009), através da utilização das ferramentas do SIG. Depois foram traçados perfis topográficos que cortavam o Anfiteatro da Borborema em duas direções (NW e NW). Após a sua identificação foi acrescida a geologia e estrutura a estes perfis para posterior interpretação da sua morfotectônica.

No âmbito local foram feitos perfis topográficos-geológicos para toda área do MP. Os perfis atravessaram as bacias de Icó, Merejo, Rio Nazaré, Icozinho e Rio do Peixe, que estão contidas no Maciço do Pereiro e seu entorno, com intuito de mostrar a morfologia e altitude do MP em comparação com as bacias sedimentares. Além desses perfis, outros foram feitos em cada uma das bacias, mostrando os seus *kinickpoints* e, conseqüentemente, a localização dos alvéolos suspensos, nos quais foram datados os

colúvios. Através do ArcScene® e da classificação supervisionada da imagem SRTM, foram construídos Modelos de Elevação Digital – MED, com o intuito de mostrar os topos planos do MP, que auxiliaram na interpretação e reconstrução paleoclimática e morfotectônica da área.

FLUXOGRAMA DO GEOPROCESSAMENTO



AMBIENTE SIG

Procedimentos principais:

1. Mosaico das imagens SRTM do NE Setentrional;
2. Hillshade (3D Analysis);
3. Layout com a sobreposição de Layers e Shapes temáticos.

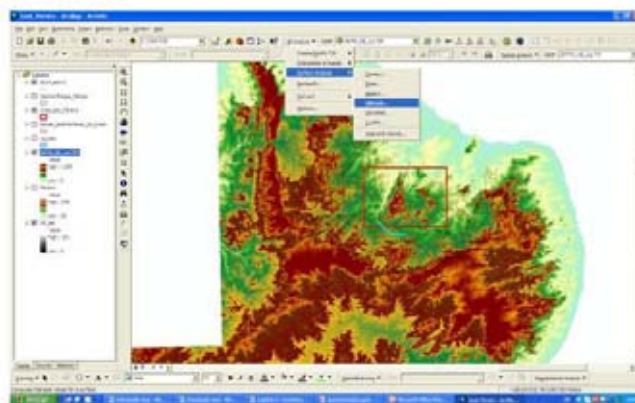


Figura 1.3- Fluxograma do Geoprocessamento, mostrando as ferramentas utilizadas para construção dos mapas temáticos e interpretação morfotectônica.

1.3.3 Mapeamento Geológico-Geomorfológico-Estrutural

A Geomorfologia utiliza os mapas geomorfológicos como ferramenta de interpretação por proporcionarem uma linguagem sistemática e concisa para o entendimento, gênese e evolução das paisagens. Para Tricart (1965), o mapeamento

geomorfológico apresenta-se como a base da pesquisa e não a concretização gráfica da pesquisa já realizada, pois, para elaborá-los, é imprescindível o conhecimento dos elementos de descrição do relevo; identificar a natureza geomorfológica de todos os elementos do terreno e datar as formas. De acordo com Tricart (1965), é imperativa, na descrição dos fatores geomorfológicos, a escolha da escala de trabalho, pois a pequena escala, acima de uma a algumas dezenas de km², é adequada para fenômenos morfoestruturais e as escalas grandes, de detalhe, estão adequadas para as formas de ordem de grandeza inferiores a uma dezena de km². Atualmente o mapeamento geomorfológico está associado ao uso das geotecnologias, obtendo-se resultados satisfatórios, devido à maior precisão e rapidez de seu processamento.

Foram utilizados, na presente pesquisa, alguns parâmetros para a interpretação morfotectônica da área de estudo, tendo como fundamento as características litológicas e a evolução geotectônica. Essas geotecnologias foram associadas aos métodos tradicionais de mapeamento geomorfológico. Para tanto, utilizamos como suporte ferramentas do Sistema de Informação Geográfica (SIG) para dados *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) e o *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER), além dos trabalhos de campo.

O mapeamento geomorfológico-geológico-estrutural foi realizado para a obtenção dos seguintes dados:

- A determinação de grandes estruturas dúcteis que, em alguns casos, não estavam mapeadas;
- A identificação das zonas de reativação rúptil nas zonas de cisalhamento, principalmente aquelas de idade cenozóica;
- O mapeamento de depósitos sedimentares (colúvio-alúvio, horizontes pedogenizados e solos remobilizados), sobretudo quaternários, e sua relação com a evolução morfológica do MP.

Com isso foi possível a construção de uma base de dados que deu suporte à proposta de uma nova classificação geomorfológica para o MP.

1.3.4 Datações do Quaternário e reconstrução da paisagem

1.3.4.1 – Generalidades

As datações do período Quaternário iniciaram-se nos anos 30, mas sua utilização maior se deu após a 2ª Guerra Mundial com os métodos radiométricos, como o potássio-

argônio, argônio-argônio, entre outros. Com os estudos dos oceanos profundos no século XX foi possível fazer melhores inferências sobre o Quaternário, pois se encontram, nesses locais, registros sedimentares mais contínuos. Isso foi possível através do isótopo do oxigênio, por microfósseis marinhos. Por exemplo, a razão O^{16}/O^{18} indica mudanças isotópicas na composição das águas oceânicas pretéritas, pois o balanço entre esses dois isótopos é amplamente controlado pelas flutuações de volume de áreas congeladas (Walker, 2005).

Quadro 1.1 - Tabela internacional dos Estágios dos Isótopos Marinhos (MIS), retirada de Hirst (2012).

MIS Stage	Quando começou (Mil anos)	Clima	Eventos Culturais
MIS 1	11,6	Quente	O Holoceno.
MIS 2	24,0	Gelado	Último Máximo Glacial (UMG), Américas povoadas.
MIS 3	60,0	Quente	Início do Paleolítico superior; Austrália povoada, pinturas rupestres nas cavernas do Paleolítico Superior, desaparecimento dos Neandertais.
MIS 4	71,0	Gelado	
MIS 5	130,0	Quente	<i>Early modern humans</i> (EMH) ou primeiros humanos modernos (PHM) deixam a África para colonizar o mundo.
MIS 5a	85,0	Quente	Complexo de Hokinson Poort/Still Bay, no Sudeste da África.
MIS 5b	93,0	Gelado	
MIS 5c	106,0	Quente	EMH do Skuhl e Qazfeh, em Israel
MIS 5d	115,0	Gelado	
MIS 5e	130,0	Gelado	
MIS 6	190,0	Gelado	Início do Médio Paleolítico, envolvendo EMH, com Bouri e Omo Kibish, na Etiópia.
MIS 7	244,0	Quente	
MIS 8	301,0	Gelado	
MIS 9	334,000	Quente	
MIS 10	364,000	Gelado	<i>Homo erectus</i> em Diring Yuriahk, na Sibéria.

MIS 11	427,000	Quente	Evolução do <i>Neanderthals</i> na Europa. Acredita-se que esta etapa é semelhante a MS1.
MIS 12	474,000	Gelado	
MIS 13	528,000	Quente	
MIS 14	568,000	Gelado	
MIS 15	621,000	Gelado	
MIS 16	659,000	Gelado	
MIS 17	712,000	Quente	<i>H. erectus</i> em Zhoukoudian, na China
MIS 18	760,000	Gelado	
MIS 19	787,000	Quente	
MIS 20	810,000	Gelado	<i>H. erectus</i> em Gesher Benot Ya'aqov, em Israel
MIS 21	865,000	Quente	
MIS 22	1,030,000	Gelado	

Um dado importante é que os trabalhos recentes sobre o Nordeste do Brasil, tais como Corrêa (2001), Rosseti (2011), com base em datações por LOE, não apontam para a ocorrência de amostras mais antigas do que do MIS 3.

1.3.4.2. Datação dos colúvios do Maciço do Pereiro por Luminescência Opticamente Estimulada-LOE e Protocolo Single Aliquot Response-Dose -SAR

Escolheu-se para a presente tese o método de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) com ênfase ao Protocolo Single Aliquôte Resgenerative-Dose – SAR, pela sua precisão e acurácia. A datação radiométrica LOE é utilizada desde a década de 70, através da qual a cronologia é obtida pela mensuração dos efeitos cumulativos da radiação nuclear na estrutura dos cristais dos minerais ou fósseis. O princípio utilizado é: quanto maior o número de elétrons ou de cristais “danificados”, maior o tempo de exposição à radiação e, por isso, maior a idade do material hospedeiro desses elétrons, os quais podem ser liberados através da exposição à fonte de luz (Figura 4).

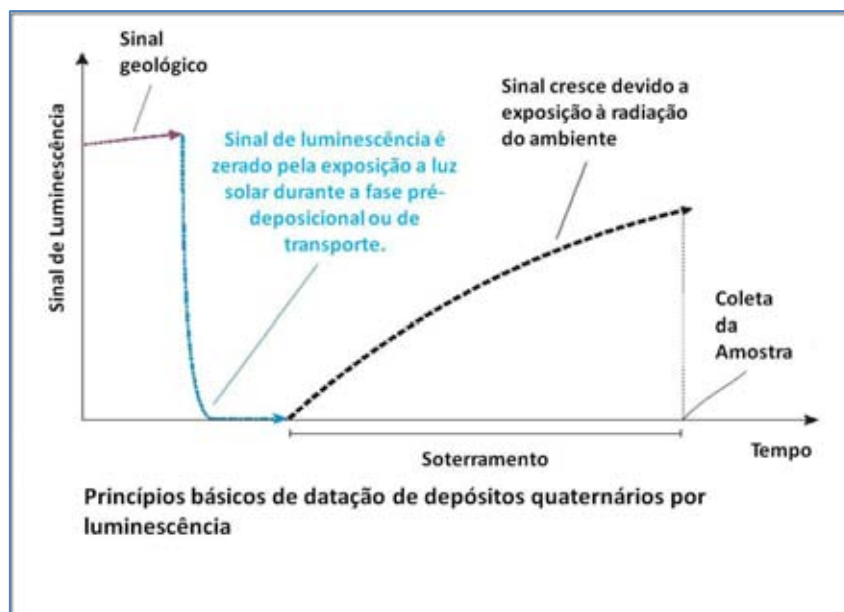


Figura 1.4 - Princípios básicos da datação por luminescência. Modificado de LABER OSL (2009).

Utiliza-se a luz verde de laser de argônio (514,5 nm), também lâmpadas de filtros halogênicos e LEDs. Atualmente há maior desenvolvimento para o emprego da Estimulação por Luminescência Infra-vermelho–IRSL ($\pm 880 \Delta 80\text{nm}$). O seu uso só pode ser feito com os grãos de feldspato porque o quartzo é insensível à estimulação por infravermelho (Walker, 2005).

O protocolo SAR é um aprimoramento da técnica de LOE com o tratamento estatístico, através da qual é determinada uma idade média dentre, pelo menos, 10 a 20 alíquotas, fazendo-se de 10 a 20 curvas de calibração e encontradas de 10 a 20 idades. Interpreta-se a idade através de um histograma de idades e a variação na amostragem. Utiliza apenas uma alíquota (~ 7 mg) para a determinação de cada Paleodose (P) (Walker, 2005).

No presente trabalho foram datados os depósitos coluvionares, 48 (quarenta e sete) amostras de colúvio, 3 (três) amostras de alúvio, com o intuito de realizar a reconstrução paleoclimática e correlacionar os resultados aos dados de interpretação morfotectônicos encontrados em campo.

Os procedimentos utilizados foram os padrões para coleta e armazenamento, utilizaram-se canos de PVC de 20 mm, cortados em partes menores de 30 cm para coleta de colúvio, alúvio ou paleo-solos, em geral numa profundidade de 50 cm abaixo do solo (Figura 1.5). Os dados de LOE foram obtidos com o sistema de leitura

automática de TL/LOE da Daybreak Nuclear Instruments Inc, Modelo 1100, pelo laboratório Datação Comércio e Prestação de Serviço Ltda., Campinas (SP).

Através do protocolo SAR, alíquotas com massa de 10 mg aproximadamente, para cada amostra, geraram curvas de calibração que foram obtidas seguindo-se protocolo de Wallinga *et al.* (2000). Uma dose teste é efetuada para corrigir perdas de sensibilidade na resposta do sinal de LOE, devido ao uso contínuo de uma mesma alíquota. O protocolo SAR oferece o benefício de fornecer valores das idades para o estudo cronológico dos eventos, além de informações a respeito da flutuação desses valores em um mesmo depósito (Tatumi *et al.*, 2008).

Dois critérios principais nortearam a localização e distribuição das amostras na área de estudos. O primeiro critério foi o uso da Topossequência: coletar sempre do topo ao centro das bacias/grabens. De acordo com Drumond *et al.* (1996), o estudo em topossequência permite uma visão integrada dos vários componentes da paisagem, facilitando o estabelecimento de relações entre os solos, relevo e a paisagem, podendo esclarecer as suas dinâmicas internas e externas, tomando por base as suas variações verticais e laterais ao longo da encosta em uma dada bacia. O segundo critério, interdependente do primeiro, foi sempre coletar amostras nas quebras de patamares do relevo ou *kinickpoints*, onde estão localizados os alvéolos suspensos (*suspended hollows*), com o intuito de correlacioná-los à morfotectônica.



No presente capítulo será feita uma abordagem sucinta da Geo-dinâmica do Nordeste Setentrional brasileiro: sua geomorfologia, geologia, tectônica e clima. Tais fatores são os propulsores diretos que se retroalimentam para a gênese e evolução do relevo, contudo sem esquecer aspectos introdutórios, como um pouco de epistemologia e histórico da disciplina de Geomorfologia no Brasil.

2.1. Geomorfologia e a inserção da tectônica na análise morfogenética atual

De acordo com Keller e Pinter (1996) a geomorfologia estuda a natureza, a origem e a evolução dessa paisagem focada nos processos físicos, químicos e biológicos que produzem ou modificam o relevo, sendo essas as feições superficiais que a constituem. Desde seu surgimento no século XIX até os dias atuais, a disciplina de geomorfologia passou por transformações que geraram as suas especializações as quais se diferenciam, além de seus focos de análise – climática ou tectônica, por exemplo - pela sua escala espaço-temporal de análise (Figura 2.1).

Na geomorfologia global identificam-se duas tendências principais. A primeira é a anglo-saxônica, mais tecnicista e quantitativa, que se aproxima mais da Geologia e, em certo momento, rompe com as questões sociais e até sugere uma independência da Geografia. A segunda tendência é a germânica, ou europeia, proveniente dos postulados de Humboldt, numa visão naturalista, que se aproxima da ecologia e utiliza-se da cartografia geomorfológica e preocupa-se com o planejamento do espaço, no contexto da 2ª Guerra Mundial, Figura 2.2 (Cassetti, 2005).

Historicamente, a sistematização de modelos evolucionais da paisagem foi produzida isolando-se fatores-chaves que determinam o desenvolvimento do relevo. São exemplos os modelos de Davis, do Ciclo de Erosão; King, com a Pediplanação; Penk, com as relações entre soerguimento e denudação; e Büdel, com o seu modelo de Etchplanação. Esses são os maiores representantes dessas tentativas de solucionar os problemas relativos ao entendimento da gênese e da evolução da paisagem (Summerfield, 1991).

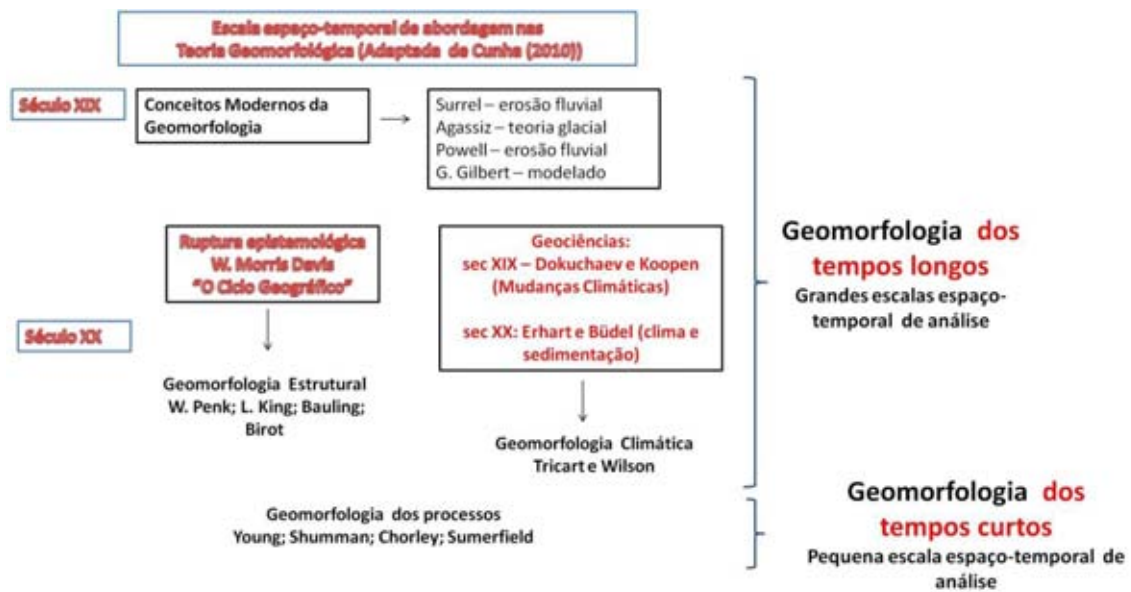


Figura 2.1 - Teorias Geomorfologia desde seu surgimento e escala espaço-temporal de análise.

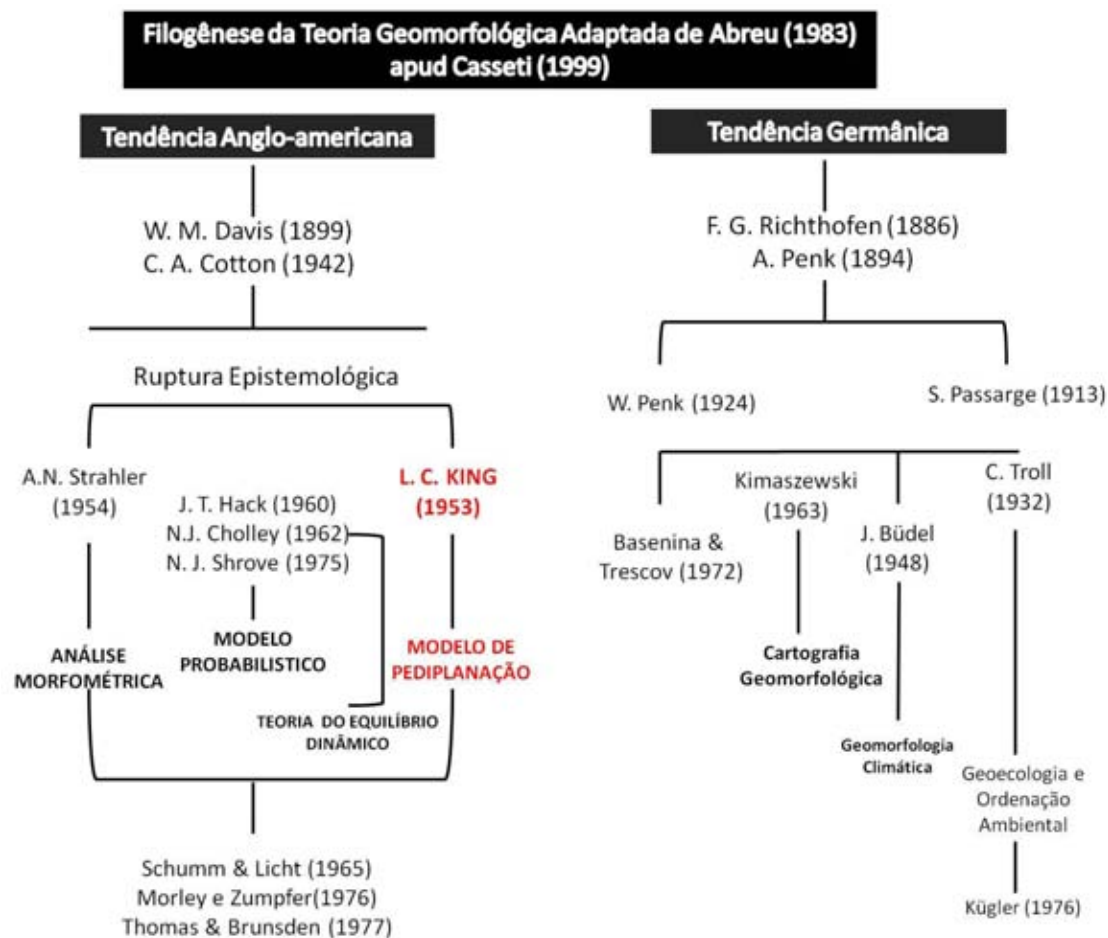


Figura 2.2- Filogênese da Geomorfologia Global (Casseti, 1999).

É fato que o desenvolvimento de métodos e técnicas nas Geociências, principalmente na Geologia, frequentemente determinou as mudanças de foco da Geomorfologia. Nos anos de 1950, no Brasil, houve uma ruptura paradigmática na geomorfologia devido à aceitação da Teoria da Pediplanação. Além disso, a descoberta das variações climáticas da Terra e sua correlação com os sedimentos continentais e a possibilidade de estabelecer uma idade para as formas de relevo foram decisivos para o avanço da Geomorfologia Climática, permitindo adaptar as explicações aos fenômenos geomorfológicos na região dos trópicos (Vitte, 2011). Entretanto, contraditoriamente, mesmo com a consolidação da tectônica global ainda nos anos de 1960, a base conceitual utilizada pelos geomorfólogos no Brasil não considerava a influência da tectônica intra-placa no desenvolvimento do relevo. Isso se explica somente analisando-se o contexto histórico em que a Geomorfologia e até a Geologia brasileira estão inseridas (Saadi, 1998; Vitte, 2011).

A consequência direta disso foi uma estagnação da Geomorfologia, com o declínio expressivo, nos cursos de geografia e nos programas de pós-graduação em geografia, de trabalhos de geomorfologia que se preocupassem com a gênese do relevo, com a entrada em desuso do modelo das superfícies de aplainamento e seus depósitos correlativos como chave para a compreensão da estratigrafia das margens continentais a partir de meados da década de 1960.

Paralelamente a isso, houve um crescimento dos estudos ambientais. Isso ocorreu porque a compreensão dos mecanismos de controle do desenvolvimento das paisagens depende do uso de modelos de evolução, que são oriundos de estudos de grandes escalas espaços-temporais (Kohler, 2002; Vitte, 2011). Sendo assim, há necessidade do resgate dessa perspectiva de longo-prazo na Geomorfologia. No Brasil, o surgimento de novas técnicas de datação e novas técnicas de campo e laboratório e, principalmente, a inserção do fator tectônico e neotectônico nas pesquisas desta área, têm trazido novas perspectivas para a Geomorfologia.

Esse resgate começou a ocorrer no Brasil devido à consolidação da Tectônica na Geologia brasileira e à redefinição dos impactos da tectônica e neotectônica no relevo brasileiro, em nível de escala local. Esses fatos fazem parte de um “processo de consolidação da Morfotectônica”, trazendo à tona uma “Nova Geomorfologia Estrutural”, que passou a delinear-se e ganhar significado nos trabalhos de Saadi et al. (1993, 1998, 2005), Peulvast e Claudino Sales (2000, 2003, 2006), Morais Neto *et al.*

(2008) e Morais Neto *et al.* (2009), Lima (2008) e, em última análise, no universo da tectônica atual e a sua relação com o relevo (Bezerra et al, 2000, 2008; Salamuni, 2003; Chavez-Kus, 2008; Hasui, 1995), onde o fator tectônico tem tomado o lugar que lhe é devido.

2.2. Evolução dos conceitos geomorfológicos sobre o Nordeste do Brasil

A ação construtora da tectônica está presente em todas as escalas de análise do relevo, visto que nenhuma porção da litosfera é dotada de absoluta estabilidade crustal. Por outro lado, os registros geomórficos, formas de relevo e depósitos quaternários geralmente englobam os últimos dois milhões de anos, sendo instrumentos de avaliação histórica da magnitude e da taxa dos processos tectônicos (Keller e Pinter, 1996; Saadi, 1998).

Sem dúvida, o modelo de evolução de maior expressão na Geomorfologia brasileira é o das Paleo-Superfícies de Aplainamento, de Lester C. King, publicado pela primeira vez no seu trabalho *Canons of Landscape Evolution*, em 1953, e aplicado no Brasil no artigo “Geomorfologia do Brasil Oriental”, em 1956 (Twidale, 2003). No seu trabalho na margem Equatorial Atlântica Brasileira, King (1956) identificou várias Superfícies de Erosão, relacionando-as àquelas estudadas por ele na África. Com isso ele propôs que o relevo brasileiro teve sua denudação entre o Cretáceo Inferior e o Terciário - Médio, produzindo superfícies redundantes de ciclos erosivos. As referidas superfícies foram denominadas da seguinte forma: Fóssil (Carbonífero), Desértica (Triássico-Superior), Gondwana (Cretáceo Inferior), Pós-Gondwana (Cretáceo-Superior), Sul-Americana (Terciário Inferior) - dissecada no Paleoceno pelas superfícies de erosão subsequentes. Da Superfície Sul-Americana restam apenas topos herdados - Velhas (Terciário Superior) e Ciclo Paraguaçu (Pleistoceno). Este último ciclo, correspondente ao Pleistoceno, é compreendido como derivado das mudanças glácio-eustáticas no nível de base geral, e da ação cíclica e remontante da erosão fluvial.

O modelo da pediplanação se sustenta em outros princípios como o da correlação das superfícies de erosão com a altitude e idade do material. Tal correlação indica que quanto maior sua altitude, mais antiga é a superfície; da mesma forma, quanto menor sua altitude, mais recente é a superfície. Nesse modelo, as superfícies de aplainamento são o último estágio evolutivo da paisagem, registros de ciclos erosivos pretéritos pelo recuo lateral das escarpas que geram os pedimentos. Essas superfícies

são resultantes de ciclos de aplainamento, acompanhados por fases de dissecação e pediplanação e conduzidos por climas secos. A elas foi atribuído um valor altimétrico, como se vê na **Figura 2.3**.

Este modelo foi amplamente difundido e adaptado para várias regiões do Brasil por trabalhos como os de Ab'Sáber (1960), Bigarella (1994, 2003), Andrade e Lins (1965), Mabesoone e Castro (1975), entre outros. Os primeiros trabalhos que descreveram a evolução do relevo do Nordeste brasileiro por diferentes autores, na segunda metade do séc. XX utilizaram o Modelo de Superfícies de Aplainamento. Entre esses trabalhos, os de maior relevância foram os de Dresch (1957), que a partir da análise da rede hidrográfica, de variações climáticas e de perfis de intemperismo situados em diferentes cotas, identificou três Paleo-Superfícies de aplainamento; Demangeot (1960), que identificou quatro Paleo-Superfícies, atribuindo um evento erosivo sucedendo cada fase epirogênica a cada uma delas; e Ab'Saber (1960 e 1969), que sugeriu a existência de cinco Paleo-Superfícies para o Nordeste. Com a aplicação deste modelo ao Nordeste Setentrional Brasileiro através de uma classificação supervisionada da imagem SRTM, é possível identificar o que tais trabalhos classificaram com superfícies Sul-Americana, Velhas e os níveis pedimentados e terraços aluviais do Ciclo Paraguaçu, com resquícios da superfície Gondwana nos topos dos maciços mais elevados (**Figura 2.4**). Não se pode deixar de reconhecer a relevância desses trabalhos para a Geomorfologia brasileira e do Nordeste, pois há que se considerar que algumas generalizações são até esperadas com a escala espacial pequena.

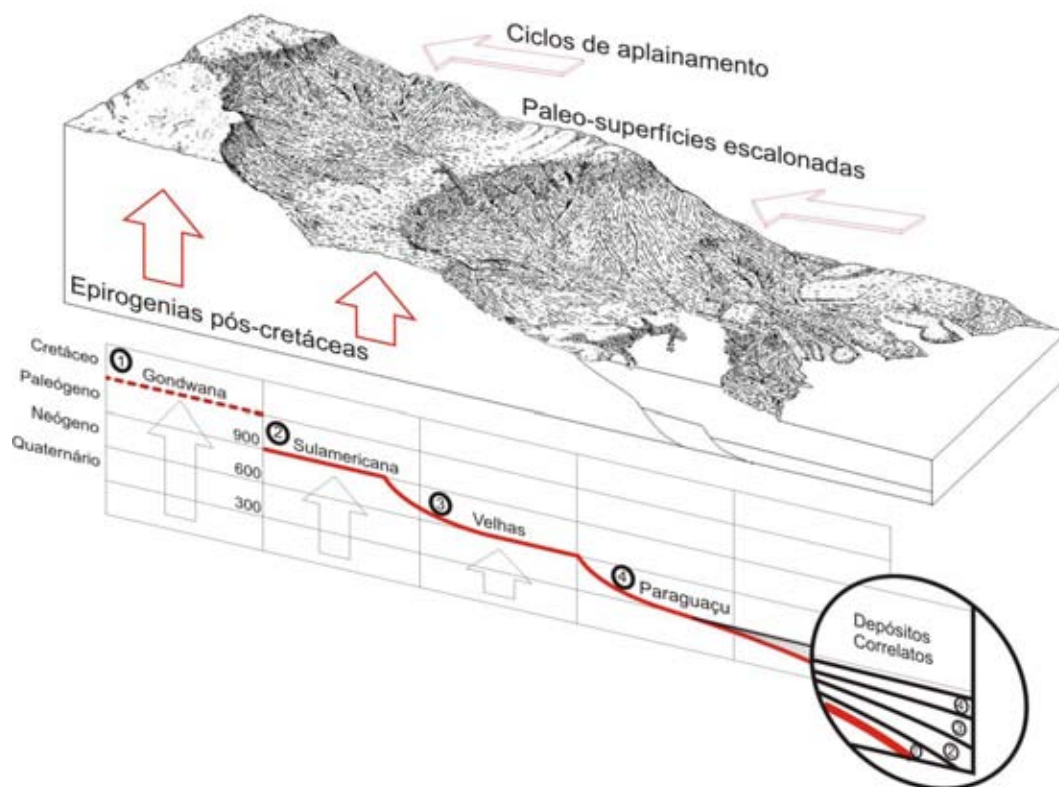


Figura 2.3– Esquema teórico da Pediplanação (retirado de Maia e Bezerra, 2010).

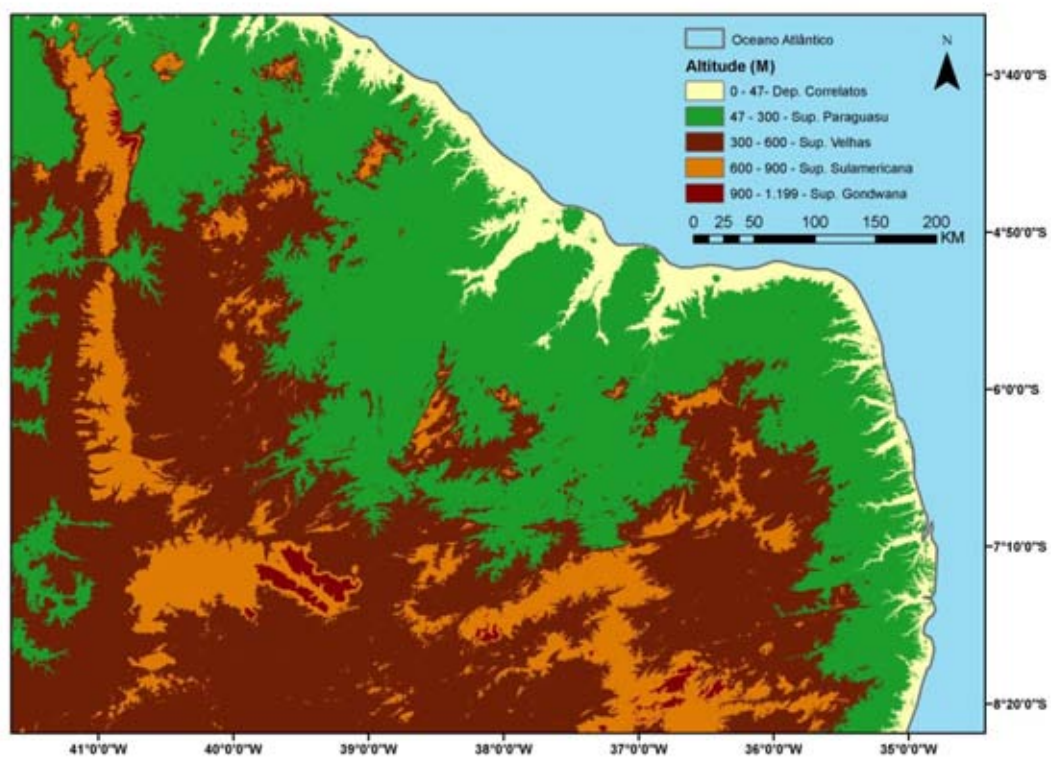


Figura 2.4– Superfícies de King aplicadas ao Nordeste Oriental do Brasil, redefinidas a partir do uso de imagens do SRTM (Miranda, 2012).

Mais recentemente, os trabalhos de Morais Neto *et al.* (2008) e Lima (2008) utilizaram a associação de métodos geocronológicos para o entendimento do intemperismo e erosão no Planalto da Borborema. Ambos concluíram, entre outras contribuições importantes, que a erosão é sempre maior no sopé das escarpas que nos seus platôs, o que corrobora um princípio da teoria de King de que o relevo evolui com a regressão lateral das escarpas.

Contudo, atualmente vários problemas são encontrados na base teórica desses trabalhos. Dentre esses está a não consideração da tectônica como fator tão importante quanto os processos climáticos no modelamento do relevo. Recentemente, a incorporação da tectônica mesozóica e cenozóica tem sido responsável por grandes avanços no entendimento da gênese e na evolução do relevo do Nordeste. Em particular, essa incorporação incluiu eventos de natureza estrutural, dados a partir de resfriamento e posterior divisão de Gondwana no Cretáceo médio e sua atividade tectônica.

Sob esta nova perspectiva no estudo da Geomorfologia, vários trabalhos têm mostrado a evolução da paisagem do Nordeste Brasileiro. Peulvast e Caudino-Sales (2005) discutiram o modelo de superfícies de aplainamento e etchplanação e questionaram se essas superfícies não se desenvolvem apenas pelas variações climáticas e eustáticas. Eles concluíram que, havendo mudanças no regime tectônico, há também alteração na evolução do relevo.

O trabalho de Bezerra *et al.* (2008) para o Graben de Cariatá (PB) concluiu que a tectônica frágil quaternária influencia no coluvionamento através dos soerguimentos não uniformes controlados pela tectônica local. Com isso, eles concluíram que o Graben Cariatá é um vale assimétrico, com ~ 40 km de comprimento e ~25 km de largura, 250-550 m profundidade, sendo ainda delimitado por falhas ao norte, de direção ENE-WSW, relacionadas ao campo de tensões atual na região. Os dados de campo sugeriram que as margens do Graben foram tectonicamente elevadas duas vezes no final do Pleistoceno e, assim, erodidas. Esse evento levou a falhamentos e deposição de leques coluviais, de blocos crustais adjacentes soerguidos, em uma depressão controlada tectonicamente. No Graben Cariatá ocorreu à justaposição de superfícies de várias idades. Assim, como esse vale pode ter congêneres em toda a região, as conclusões dessa pesquisa, dissonantes da aplicação da hipótese pediplanação cíclicas na área, têm implicações regionais.

Os trabalhos de Rossetti et al. (2004, 2011), no Norte e na costa do Nordeste, mostram a atuação da tectônica, sobretudo a Neotectônica, na evolução da costa nordestina e, especialmente a margem brasileira, dita passiva, onde há registros de paleossismicidade. Nos artigos que se seguem, é mostrado que a deposição intercalada dos sedimentos pós-Barreiras, com sobreposições de idades inesperadas, foram controladas por soerguimentos, subsidência, transgressão e regressão marinha entre o Mioceno e Holoceno. Identificou-se, por exemplo, que a deposição da unidade Pós-Barreira foi simultânea à regressão progressiva do nível do mar, que ocorreu no Último Máximo Interglacial, combinado com o soerguimento, o que levou à deposição marinha perto da faixa de litoral contemporâneo. No Holoceno, ocorreu a subsidência que instalou os Sedimentos Pós-Barreiras. Esses dados apresentados levam a uma revisão da evolução da margem passiva da América do Sul, que foi descrita com base em premissas de sedimentação uniforme e superfícies de aplainamento não deformadas em uma ampla zona costeira do Nordeste do Brasil (Rossetti 2011).

No presente trabalho, pôde-se verificar que há uma grande lacuna científica deixada pela aplicação de modelos de evolução do relevo que não se adequam à realidade complexa do Nordeste Setentrional brasileiro. Isto foi feito com o objetivo de pontuar alguns dos principais e mais recentes trabalhos, além de confrontá-los com as ideias clássicas que tratam da evolução do relevo do Nordeste, através de uma breve revisão bibliográfica. Pode-se atribuir essa lacuna, no passado, ao desconhecimento da tectônica intraplaca, pelo contexto histórico da geomorfologia brasileira e, atualmente, pelas bases conceituais e ideológicas vigentes.

2.3 Solo e paisagem no Nordeste Brasileiro

É imprescindível o entendimento dos mecanismos e processos que ocorrem sobre as rochas para uma reconstrução da gênese e evolução do relevo. Nesse sentido a compreensão do intemperismo e da pedogênese, sobretudo quando a área de estudos está inserida nos trópicos, torna-se fundamental.

De acordo com Millot (1980, 1983), os solos são naturais, dinâmicos e contêm organismos. Estes são resultantes da interação dos agentes atmosféricos e da biosfera sobre a rocha, num intervalo de tempo indeterminado, sob a influência direta do relevo. Os solos são também elementos essenciais na interpretação da paisagem, pois o

intemperismo e a pedogênese são fatores extremamente ativos na formação do relevo. A avaliação do estágio de desenvolvimento dos solos traduz o grau de estabilidade da paisagem, sendo essa relação resumida na **Figura 2.5**.

Uma situação particular do semiárido nordestino ocorre nas regiões serranas, onde os solos foram descritos por Ab'Saber (1969). O referido autor identificou a ocorrência de serras secas e serras úmidas nos bordos que limitam as depressões. Nas primeiras, são encontrados solos embrionários, neo-solos litólicos e, eventualmente, vertisolos em formação, evidência de solos relativos ao clima atual, situação similar às depressões, como é o caso das Serras de Portalegre, Martins e São Miguel (RN).

Ab'Saber (1969) defendeu ainda que em escarpas submetidas às chuvas orográficas, de ventos úmidos, ocorrem solos ferruginosos profundos, com horizontes B textural, similares aos podzolicos vermelho-amarelos de áreas de clima tropical úmido. Estes são os solos de brejos de encosta ou de cimeira, eventualmente nos pés-de-serra. Eles constituem paisagens que contrastam com a paisagem sertaneja semi-árida típica, como, por exemplo, na paisagem da Serra da Baixa Verde, Triunfo (PE) , estudada por Corrêa (2001), onde encontra-se vegetação de porte mais alto, mais parecidas com as das florestas úmidas do litoral.

A topografia exerce influência na formação do perfil de solo, pela mudança de disponibilidade de umidade, da própria composição preferencial do material de origem ao longo da encosta, entre outros fatores, reunidos nas **Figuras 2.5, 2.6 e 2.7**.

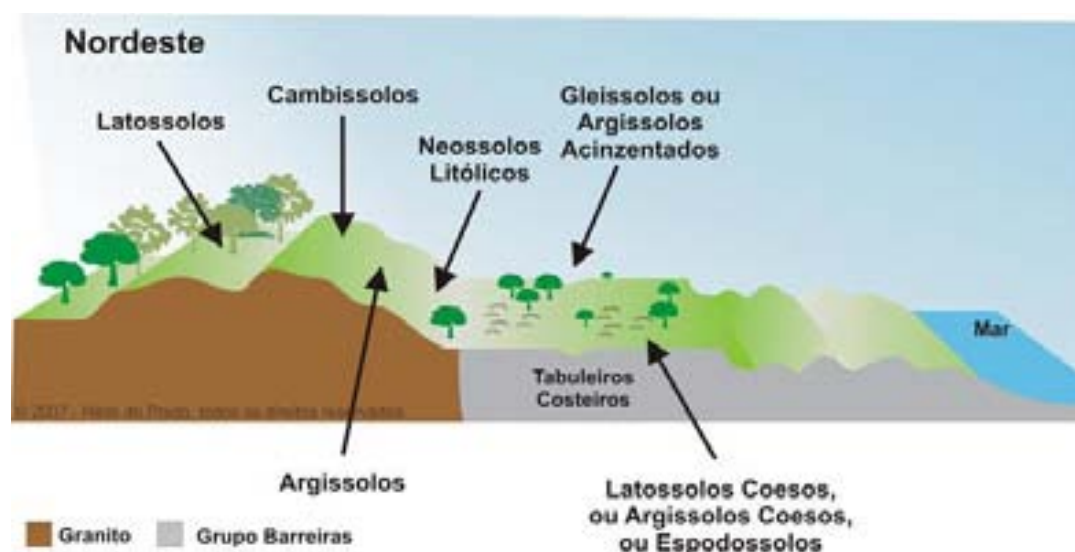


Figura 2.5 - Relações Solo-paisagem para o Nordeste brasileiro, retirado de Prado, 2012.

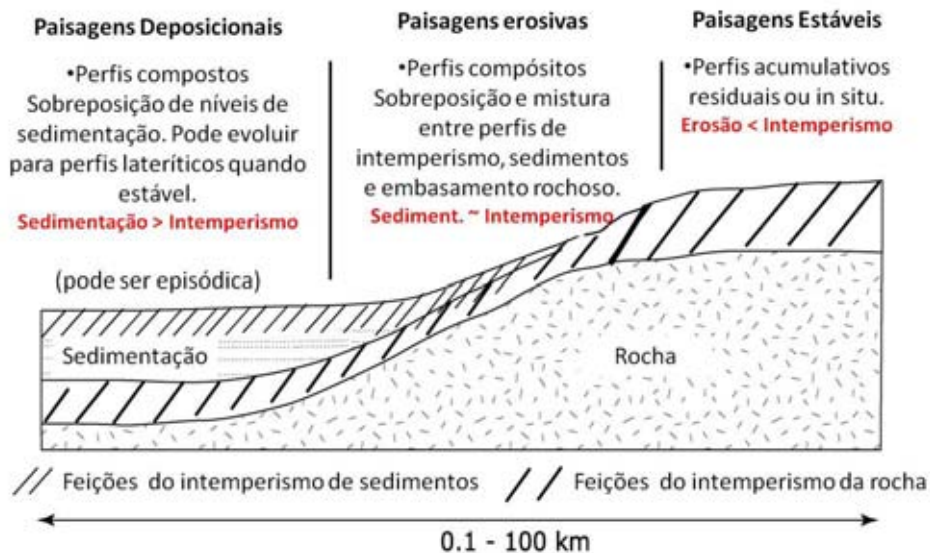


Figura 2.6 - Relação solos e paisagem, de acordo com o posicionamento na escarpa (adaptado de Corrêa, 2011).

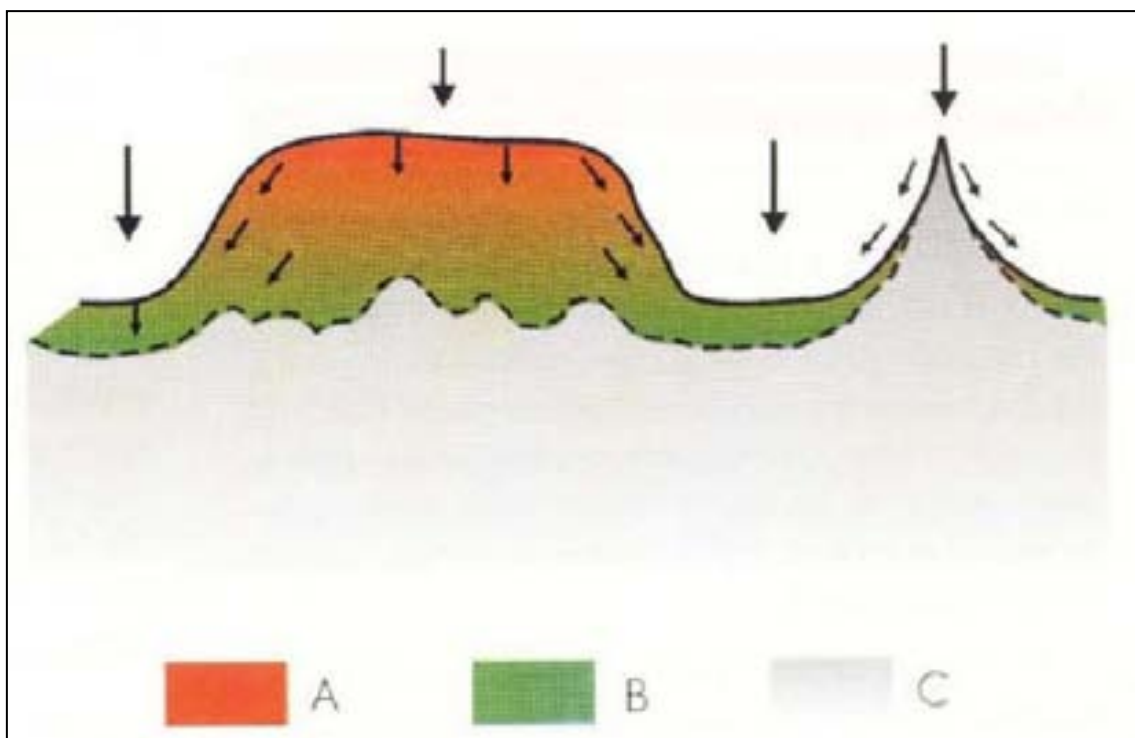


Figura 2.7- Esquema mostrando a influência da topografia na intensidade do intemperismo, onde: A – ocorre boa infiltração e boa drenagem, favorecendo o intemperismo químico; B – boa infiltração e má drenagem, desfavorecendo o intemperismo químico; C – má infiltração e má drenagem, desfavorecendo o intemperismo químico e favorecendo a erosão (retirado de Teixeira et al., 2000).

Ressalta-se que a alteração das rochas provoca a mudança na sua natureza mineralógica e química, originando as alteritas e isalteritas. As primeiras ocorrem quando há perda de volume e as segundas, quando não há perda de volume da rocha, sendo preservadas as suas estruturas. A transformação pela alteração da rocha ocorre pela transformação dos seus minerais primários em minerais secundários, através da atuação dos agentes atmosféricos (Tardy, 1993; Toledo, 2000), sendo a pedogênese o conjunto de mecanismos que propiciam a transformação das alteritas em solos (**Figuras 2.8 e Quadro 2.1**).

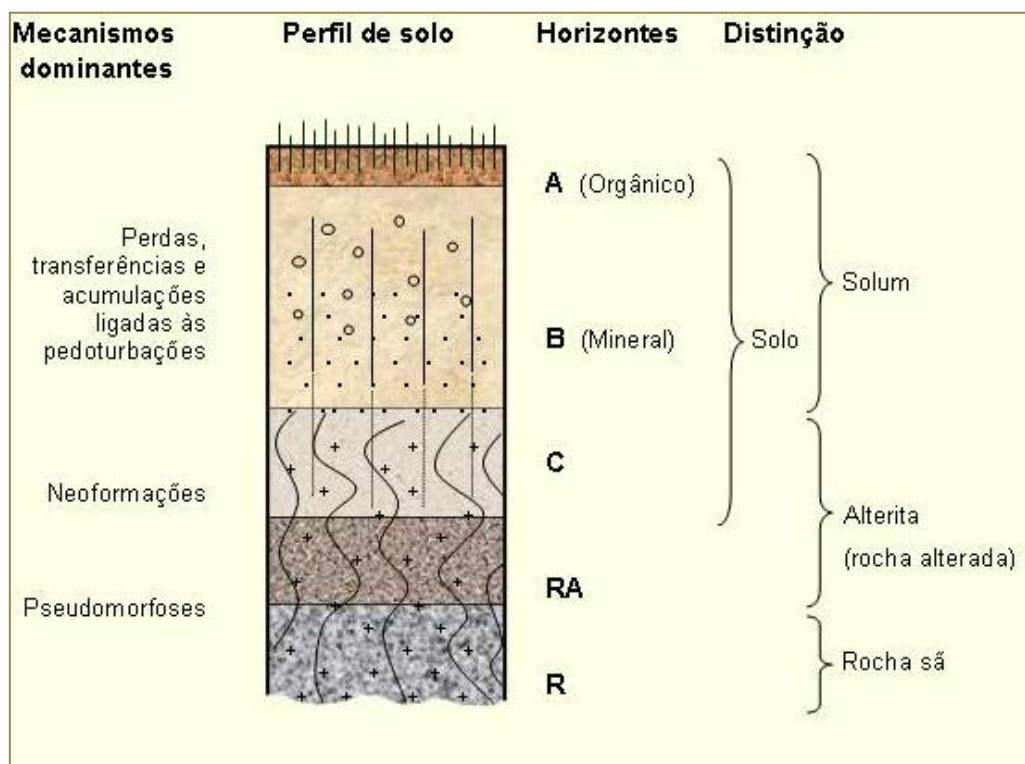


Figura 2.8 – Perfil hipotético do solo mostrando o perfil de alteração e seus horizontes (retirado de Corrêa, 2011).

Uma particularidade marcante dos solos tropicais é a presença das lateritas, e dos lateritos (laterita endurecida), na literatura internacional mencionado como *duricrust* e *ferricretes lateritic ironstone*. As implicações ligadas aos processos de laterização são

fundamentais ao geomorfólogo preocupado com o desenvolvimento e a evolução do relevo tropical, pois a crosta laterítica tem a propriedade de preservar antigas superfícies de erosão na paisagem (Bigarella, et. al, 2007).

Para Bigarella, et. al, 2007, a maioria dos trabalhos menciona que a laterita é encontrada em terrenos planos a suavemente ondulados. Entretanto, há trabalhos que referem a sua presença em terrenos colinosos. Esses registros foram feitos em locais onde ocorre elevada pluviosidade e alto teor de ferro do material de origem, em superfície não aplainada, mas estável e com a presença de uma densa vegetação que estabiliza o solo e, ao mesmo tempo, contribui para o intemperismo químico. Essas condições são encontradas na Austrália e em Uganda, mas não é uma situação comum.

Quadro 2.1 - Transformação das rochas em alteritas e solos (modificado de Chauvel, 1979; Corrêa, 2011).

	Rochas cristalinas endógenas	Alteritas	Solos (Horizonte B)
Constituintes	Minerais primários (Endógeno e hipógeno)	⇒ Minerais primários herdados: ↳ Esqueleto associado ⇒ Minerais secundários, transformados e/ou neoformados: ↳ Alteroplasma	⇒ Minerais primários herdados: ↳ Esqueleto redistribuído ⇒ Minerais secundários, transferidos e acumulados: ↳ Pedoplasma
Macroporos	Ausentes (Díáclases)	⇒ Litoporos e alguns bioporos	⇒ Pedoporos e bioporos
Trama	Litotrama	⇒ Alterotrama: ↳ Isalterita (Conservado); ↳ Aloalterita (Não conservado)	⇒ Pedotrama
Processos / mecanismos	Magmatismo e metamorfismos	Pseudomorfozes, neoformações e iluviação pontual	Pedoturbação, agregação e horizontalização

Quanto às características composicionais, a eliminação por lixiviação é diferencial, onde o alumínio (Al) tem a capacidade de migrar muito mais rapidamente

que o manganês (Mn) e o ferro (Fe), conseqüentemente as couraças são comumente aluminosas nos relevos mais altos. Por exemplo, Maignien (1966) concluiu que as lateritas mais antigas no Brasil são encontradas nas superfícies de cimeira dos planaltos e são correlatas àquelas encontradas na África, desenvolvidas acima de uma superfície cretácea de grande extensão (Bigarella, et. al, 2007).

De acordo com Moss (1965), Thomas (1974) e Bigarella et. al (2007), as formas de relevo associadas à lateritas são:

1. Chapadas e mesas desenvolvidas em camadas lateríticas planas a sub-horizontais;
2. Escarpas na margem de planalto, as quais podem se transformar em encostas lineares e de detritos lateríticos;
3. Formas similares a terraços, situadas nas partes intermediárias das vertentes;
4. Paleo-pavimentos detríticos ou pavimentos recimentados formando encostas inferiores e o fundo do vale;
5. Vertentes controladas por depósito de talude;
6. Pedimentos recobertos por cascalho laterítico;
7. Vertentes coluviais, mais comuns a áreas florestadas.

De acordo com Thomas (1974) a erosão de terrenos lateríticos pode produzir inversão de relevo (**Figura 2.9**), ou seja, a manutenção da paleo-superfície de erosão fazendo com que essas permaneçam nas cimeiras devido ao rebaixamento erosivo diferencial dos platôs antigos e não protegidos pelo capeamento laterítico.

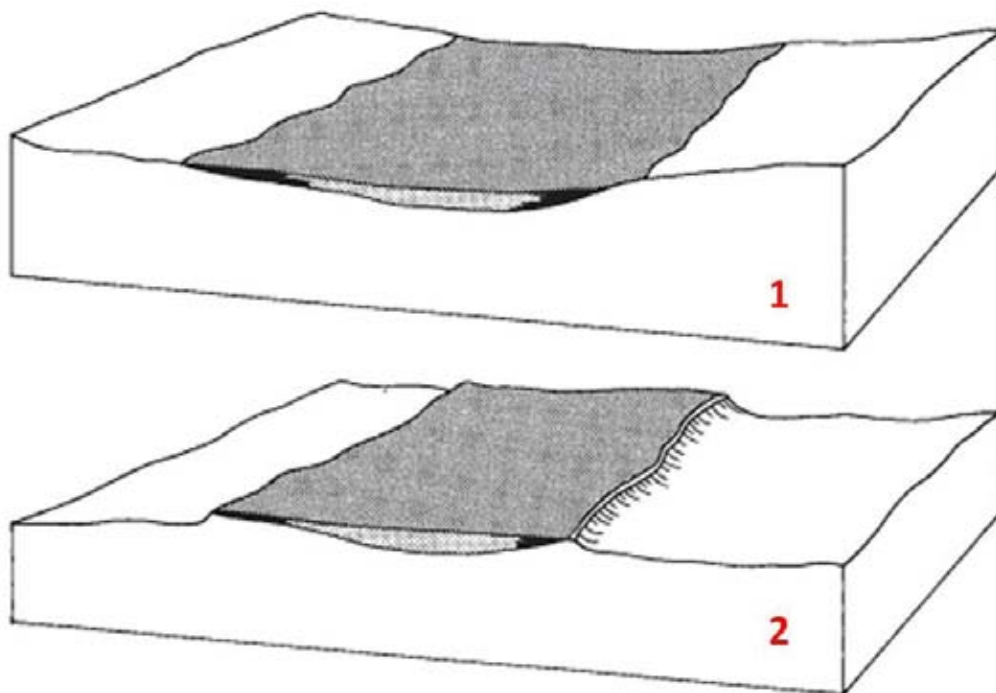


Figura 2.9 – Laterito ou ferricrete e inversão de relevo. 1. Nessa figura o ferricrete está precipitado para as partes mais baixas das vertentes; 2. A figura 2 mostra a inversão do relevo devido à erosão diferencial produzindo o relevo em mesa capeado pelo ferricrete (adaptado de Ollier, 1991).

Foi através do modelo de Duplo Aplainamento de Büdel (1982) que a erosão diferencial passou a ter um significado novo para a Geomorfologia. O referido modelo demonstra o *Front* de alteração da rocha, com a formação e exumação da crosta laterítica, quando, após a retirada do manto de alteração, o *Front* é exibido, **Figuras 2.10 e 2.11**.

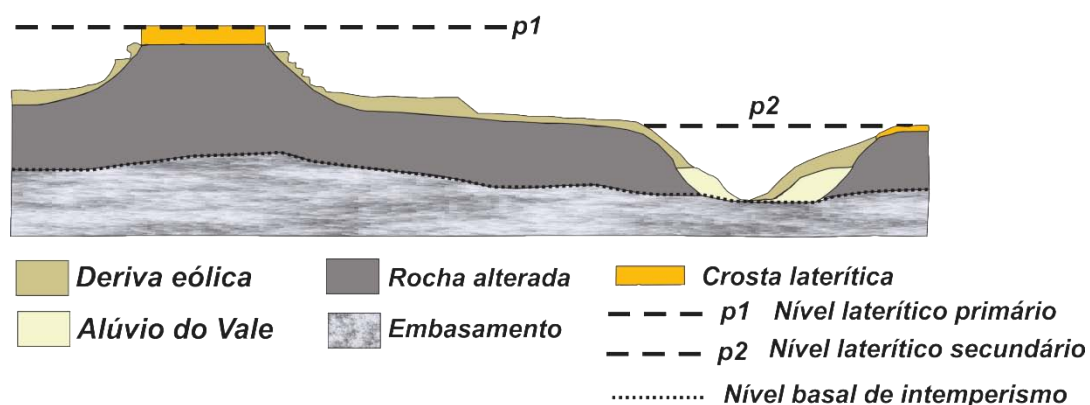


Figura 2.10 - Dois ciclos de formação, desenvolvimento da paisagem e preservação do material intemperizado. Adaptado de Small (1978).

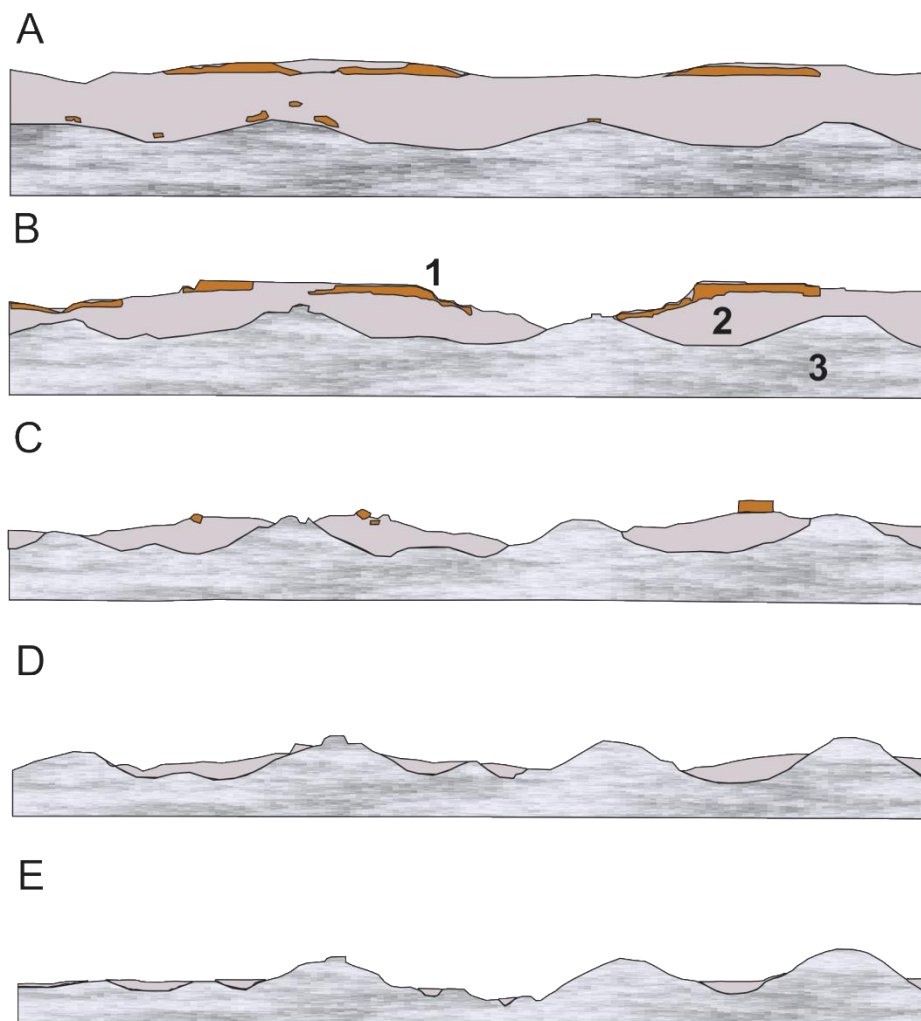


Figura 2.11 Duplo Aplainamento (Büdel, 1982), onde: 1 – crosta laterítica; 2 – rocha alterada (saprólito); 3 – rocha sã. Etchplano: A – laterizado; B – dissecado; C – parcialmente exumado; D – predominantemente exumado; E – cortado pela rede hidrográfica.

2.4 (Geo) Dinâmicas do Nordeste Setentrional brasileiro

2.4.1 Geologia e tectônica do Nordeste

Anisotropias mecânicas na crosta, tais como variações litológicas e estruturas tectônicas pré-existent, desempenham um papel fundamental no alojamento das reativações frágeis (Vauchez et al., 1995). Em macroescala, os dados de geodinâmicos da América do Sul são importantes para a relação dessa com a morfogênese do Norte - Nordeste brasileiro, pois, no passado, a abertura do Oceano Atlântico ocasionou, na Província Borborema, reativações frágeis das zonas de cisalhamento dúcteis, seguindo

seus *trends* NE-SW e W-E. Atualmente a tectônica América do Sul, que é em grande parte regida pelo *ridge-push* da Cadeia dos Andes, em efeito dominó exerce influência na Neotectônica do Norte e Nordeste brasileiro, causando, em escala regional, o seu domeamento e, em escala local, falhas recentes nos sedimentos da costa, soerguimentos tectônicos e aparecimento de grabens quaternários (Saadi, 1999).

A geodinâmica do Nordeste Setentrional fornece os dados necessários para a interpretação da sua morfotectônica. Entre as características mais importantes destacam-se o fato dessa região ter sido a última parte da plataforma sul-americana a se separar da África no Mesozóico, possuindo, portanto, uma margem continental estreita. Apesar de ser classificada como margem passiva, a área de estudo exhibe feições estruturais importantes que têm demonstrado atividade tectônica pós-cretácea.

Os eventos geotectônicos de escala global deixaram registros, sobretudo no continente, traduzidos em suturas, zonas de cisalhamento e riftes encontrados na Província Borborema (**Figura 2.12**). Essa província pode ser definida como uma junção de vários terrenos geológicos, formando compartimentos tectônicos de grande complexidade estrutural, onde estão localizadas grandes zonas de cisalhamento do Nordeste, estudadas por vários autores: Brito Neves (1975,1983), Santos e Brito Neves (1984) e Vauchez et al. (1995). Cada um desses eventos tem relação direta ou indireta com a evolução geotectônica do Nordeste, dentre os quais se destaca a Orogênese Brasiliana, responsável pela organização geológica do território brasileiro, sobretudo do Nordeste, com a construção nos seus limites de colagens (Brito Neves *et al.*, 2000) e um complexo conjunto de zonas de cisalhamento de *trend* NE-SW e E-W, reativadas durante a ruptura do Gondwana, no início Cretáceo (Matos, 1992).

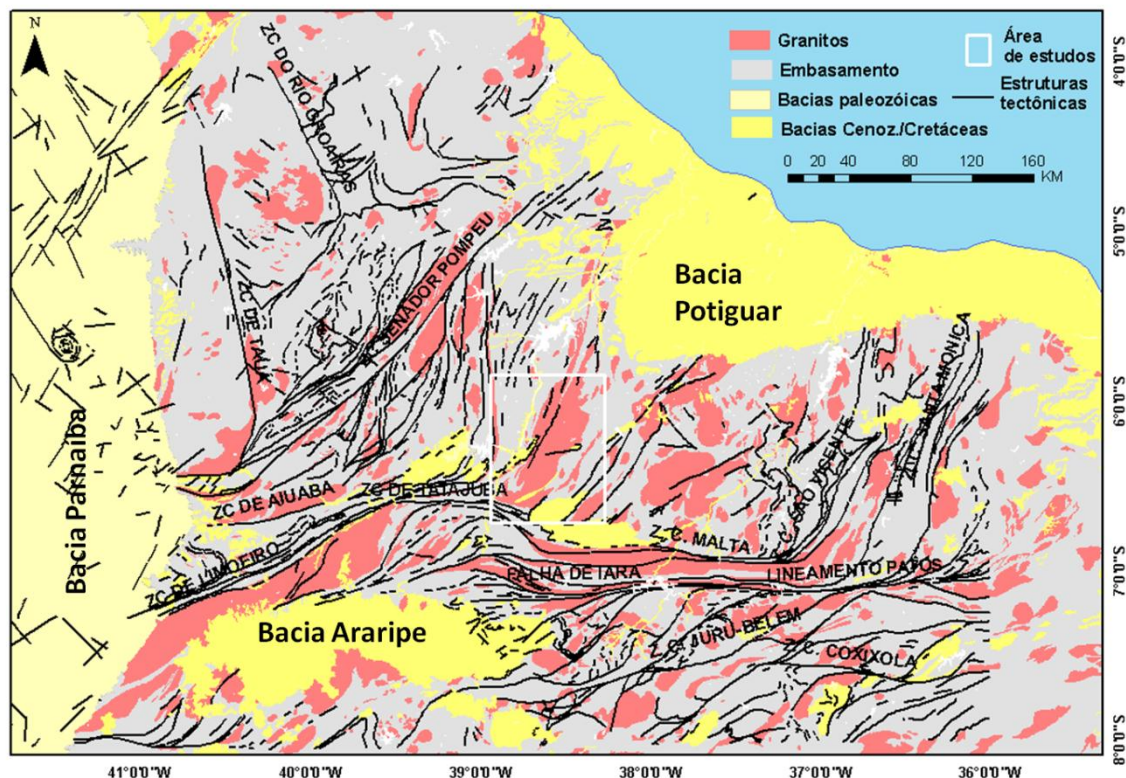


Figura 2.12 – Geologia e tectônica do NE Setentrional (Argelim *et al.*, 2002; Ponte *et al.*, 1992; Medeiros *et al.*, 2008).

A formação de pequenas bacias do tipo rifte no Neocomiano ocorreu pela reativação das zonas de cisalhamento Proterozóicas. Essas bacias são denominadas de bacias interiores e demonstram sua atividade geodinâmica durante o quebraamento do Gondwana. Essas bacias têm sua gênese atribuída à fase extensional da margem, com o estabelecimento do *trend* Cariri-Potiguar (Matos, 1992).

2.4.2 Geomorfologia do Nordeste Setentrional Brasileiro: controles morfotectônicos e morfoestruturais

Que a morfologia do Nordeste Setentrional reflete o controle estrutural os trabalhos de Crandall (1910) e Moraes Rego (1924) são exemplos de trabalhos precursores que já aventavam a preponderância dos controles estruturais sobre a compartimentação do relevo do Planalto da Borborema.

No presente trabalho isto é comprovado através da observação da repetição geométrica em multi-escala, detalhado no Capítulo 3 e marcada na Figura 1.1 do Capítulo 1 da presente tese.

O Anfiteatro Borborema comporta atualmente um conjunto complexo de formas estruturais soerguidas em direção ao sul e amplamente trabalhadas pela erosão, com platôs tabulares, bacias rifte e corredores de erosão diferencial bordejadas por relevos herdados de falhas (Peulvast e Claudino Sales, 2003). As bacias interiores, também denominadas na área de estudo de Bacias Rifte do Vale do Cariri, formam um conjunto de coberturas sedimentares mesozóicas de pequeno e médio porte, cujas rochas, estruturas e a arquitetura interna demonstram grandes semelhanças entre si na sua gênese e evolução.

De Castro et al. (1999), através da modelagem gravimétrica dessas bacias, definiu sua arquitetura interna como um conjunto de grabens e meio-grabens assimétricos, pouco profundos (inferiores a 2.000 m), com forte mergulho, principalmente para NW, e separados por altos do embasamento, falhas de transferências e/ou zonas de acomodação. Essas bacias podem representar os resquícios de uma única grande bacia regional mesozóica que sofrera intensa ação erosiva, pois há uma identidade expressiva para a maioria das bacias com a sequência basal, devido à presença de sedimentos grossos e conglomeráticos, com a Formação Pendências da fase Rifte da Bacia Potiguar (Ponte, 1992).

Portanto, a geomorfologia do Nordeste possui uma influência importante do fator tectônico. Entretanto, nos estudos da Geomorfologia do Brasil, principalmente devido à escala de trabalho e ao referencial teórico utilizados na descrição e interpretação do relevo, há uma ênfase nos processos geomórficos exógenos para explicação da morfologia.

De acordo com o IBGE (2012) e Brasil (1981), o relevo do Nordeste Setentrional é margeado pela borda da Bacia do Parnaíba, com o Planalto de Ibiapaba, a Oeste e o Planalto Sertanejo e Planalto da Borborema a Sudoeste e Sul, respectivamente. Esses últimos são os alto-relevos que formam o Anfiteatro Borborema. Ao centro deste anfiteatro estão os chamados Planaltos Residuais. Na porção mais sudoeste deste anfiteatro está o Planalto da Borborema. Entre os Planaltos Residuais encontra-se a feição fractal do Anfiteatro Borborema, aqui denominada de Anfiteatro Pereiro. Nesse anfiteatro está o Maciço de Pereiro (**Figura 2.13**) que, no mapa geomorfológico do Nordeste Setentrional (IBGE, 2012), faz parte dos Planaltos Residuais Sertanejos.

A erosão e denudação e a presença de uma drenagem bem desenvolvida são fatores fundamentais na evolução das paisagens. Entretanto, eles estão subordinados às

características climáticas regionais atuais e pretéritas. O Nordeste Setentrional brasileiro, de acordo com a classificação de Köpen (1936), está localizado na zona de semiárido e subúmida, com uma extensa faixa úmida localizada na sua costa oriental. A região costeira, localizada ao Norte dessa faixa, possui características diferentes, com precipitações anuais de 600 a 800 mm.

Nas regiões serranas, também denominadas de brejos (Ab´Saber, 1969a), ocorre um capeamento laterítico típico de climas tropicais, datado por Lima (2008) de 20M.a. Essa área apresenta temperaturas médias anuais de 27° C e precipitação média de 800 e 1200 mm/ano, clima contemporâneo que se estabeleceu provavelmente durante o Holoceno-médio a tardio (Corrêa, 2009), seguindo-se aos ajustes da circulação atmosférica após a transição Pleistoceno/Holoceno. O volume pluviométrico da região gera, na situação atual, baixas taxas de denudação e, conseqüentemente, um baixo aporte de sedimentos para as zonas de acúmulo dos mesmos, além de não possibilitar que a drenagem tenha vazão suficiente para carrear os sedimentos gerados, sobretudo coluvionais.

Afirma-se que desde o paleoceno o bloco (blocos) onde se encontra os capeamentos designados como Formação Serra dos Martins foi deslocado em pelo menos 600 m, verticalmente, em relação às possíveis áreas fontes atuais – topos desnudos do Planalto da Borborema mais elevados que o topo do capeamento sedimentar da Formação Serra dos Martins, reafirmando o comportamento de alçamento diferenciado em blocos para a região.

2.4.2.1 Dados geocronológicos e de cronologia de intemperismo no Nordeste

Uma das maiores dificuldades de se estabelecer a evolução geomorfológica do Nordeste é a falta de dados geocronológicos de soerguimento e dados geocronológicos de intemperismo. Nesse sentido, os trabalhos de Morais Neto *et al.* (2008) e Lima (2008) foram importantes na confirmação de um princípio teórico da evolução do relevo: o recuo lateral e paralelo das escarpas (King, 1953). Entretanto, ao mesmo tempo, ainda existem questões não solucionadas nesse grande quebra-cabeça do sistema morfodinâmico nordestino. Além dos trabalhos supracitados, Nóbrega *et al.* (2005) utilizaram a termocronologia para datar o soerguimento de blocos costais ao longo da Zona de Cisalhamento Portalegre. Esses trabalhos nos forneceram dados preciosos para correlação com a área de estudos da presente tese.

Lima (2008) utilizou a datação pelos métodos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de manganês ricos em K e (U-Th)/He em goetitas. Ela encontrou idades para o intemperismo do Planalto da Borborema que variaram entre $31,4 \pm 1,0$ Ma e $0,8 \pm 0,4$ Ma, ou seja, do Oligoceno ao Pleistoceno, em períodos intercalados dependentes do clima vigente. Tais idades são válidas para os platôs do Planalto Borborema e da Superfície Sertaneja. Para os Tabuleiros Costeiros, através da integração dos dados de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He, Lima (2008) encontrou uma idade mínima para crostas lateríticas do Mioceno inferior e do Pleistoceno.

A datação da Formação Serra de Martins é o marcador do início de uma das fases de intemperismo regional que ocorreu há 20 Ma. Outro fator de âmbito regional que é bastante interessante é que as idades mais antigas estão nos topos e as mais novas ainda em regiões mais elevadas. Porém, mais abaixo, nos platôs, ocorrem sedimentos remobilizados que são resultantes da recristalização de óxidos de manganês e representam intemperismo mais recente. Tal fato mostra que a evolução do relevo se dá pelo retrabalhamento dos materiais em efeito cascata nas encostas dos planaltos. Ao mesmo tempo, foi provado também o recuo das escarpas (Lima, 2008).

Morais Neto *et al.* (2008) e Moraes Neto *et al.* (2009) constataram um evento de resfriamento no Cretáceo entre 100-90 Ma, que afetou toda a Província Borborema. Esse evento foi interpretado como resultante da elevação continental e de erosão. Um segundo resfriamento ocorreu entre 20 - 0 Ma e estaria relacionado ao vulcanismo cenozóico da Formação Macau, que ocorre na Bacia Potiguar e seu embasamento. Os mesmos trabalhos dataram a deposição da Formação Serra de Martins na transição do Paleoceno- Eoceno e colocou novos limites geocronológicos para correlações anteriores da Formação Serra do Martins com a seção pós-cretácea da megassequência regressiva da Bacia Potiguar.

Nóbrega *et al.* (2005), através do uso de traço de fissão de apatitas, encontrou idades distintas entre os blocos adjacentes a Zona de Cisalhamento de Portalegre, Leste e Oeste, concluindo que estes não tiveram temperaturas mais altas que 120°C entre ~ 225 Ma. e ~ 140 Ma., respectivamente. Tais idades indicam o soerguimento do bloco leste em relação ao oeste devido à reativação da zona de Cisalhamento Portalegre. Essas idades coincidem com a instalação da Bacia Potiguar e a abertura do Atlântico, o que significa a abertura das calhas que evoluíram para bacias interiores e a própria Bacia Potiguar. Portanto, constata-se para o Nordeste uma geomorfologia que se origina e

evolui pela interação complexa entre os processos exógenos e o controle marcante da tectônica, sobretudo pós-cretácea.

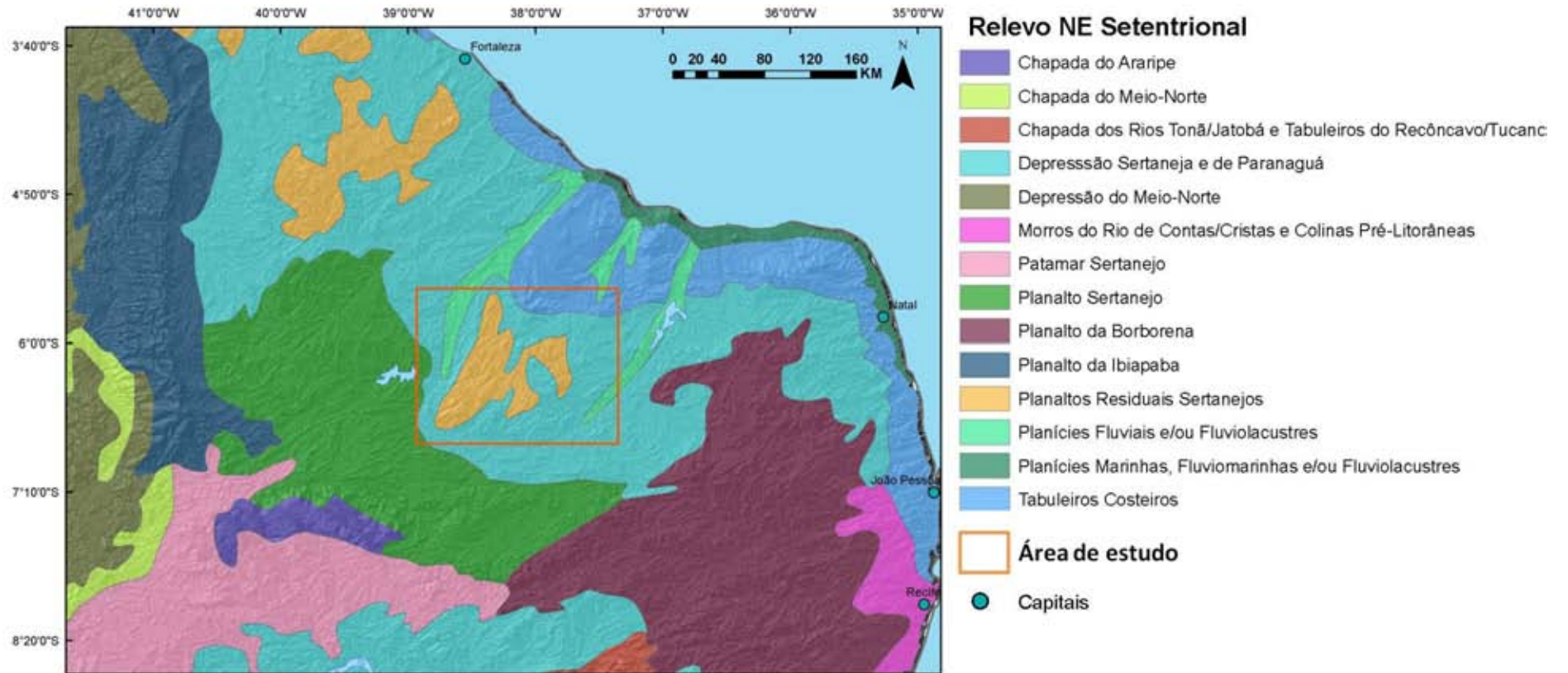


Figura 2.13 – Mapa de Geomorfologia do Nordeste Setentrional adaptado do IBGE (2012) com destaque para a área de estudo como parte do Domínio dos Planaltos Residuais Sertanejos.

2.5. Geologia do Maciço Pereiro

O Maciço de Pereiro é um batólito neoproterozóico granodorítico-granítico com cerca de 120 km de comprimento e 81 km de largura. Ele está localizado nos Estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Ceará e faz parte no Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema. Sua litologia é composta pelas suítes magmáticas de São Miguel e Dr. Severiano, de dimensões, características e colocação reológicas variadas, e invariavelmente alinhadas na direção N-S, NE-SW (Magini e Hackspacher, 2008).

Em escala de análise regional, três unidades litoestratigráficas compõem o Maciço Pereiro: ortognaisses plutônicos de idade Paleoproterozóica Inferior (Período Riaciano), denominados de Complexo Pau dos Ferros; metassedimentos e metavulcânicas alcalinas de idade Paleoproterozóica Inferior (Período Estateriano), denominados de Grupo São José (Jardim de Sá et al., 1981); e granitóides plutônicos cálcio-alcalinos de alto potássio de idade neoproterozóica (Período Neoproterozóico III), denominados de Complexo Granítico Neoproterozóico (Magini, 2001). O mapa da **Figura 19** mostra, de maneira simplificada, a localização do maciço e as bacias interiores contidas nele e na sua área de abrangência.

No aspecto geotectônico, a história evolutiva do Maciço de Pereiro abrange desde o Proterozóico Inferior até o Neoproterozóico, fazendo parte do Supercontinente Atlântica. O referido supercontinente foi retrabalhado durante as orogenêses colisionais Transamazônica (2,2 – 2,0 Ga), Rodínia (1,0 Ga) e Brasiliana (750-540 Ma) e dos rifteamentos dos períodos Estateriano (1,8–1,6 Ga) e Gondwana Ocidental/Panótia (~500 Ma) (Magini, 2001).

No Cretáceo houve fases extensivas que originaram os riftes do Sistema Cariri/Potiguar. Em seguida, uma fase de subsidência termal destes riftes abortados ocorreu, gerando feições morfoestruturais importantes, herdadas, na sua maioria, do Cretáceo. São exemplos de tais feições os dois dos grabens existentes no Maciço do Pereiro, cuja gênese foi atribuída à fase extensional, com o estabelecimento do *trend* Cariri-Potiguar (Ponte *et al.*, 1992; Silva, 2003).

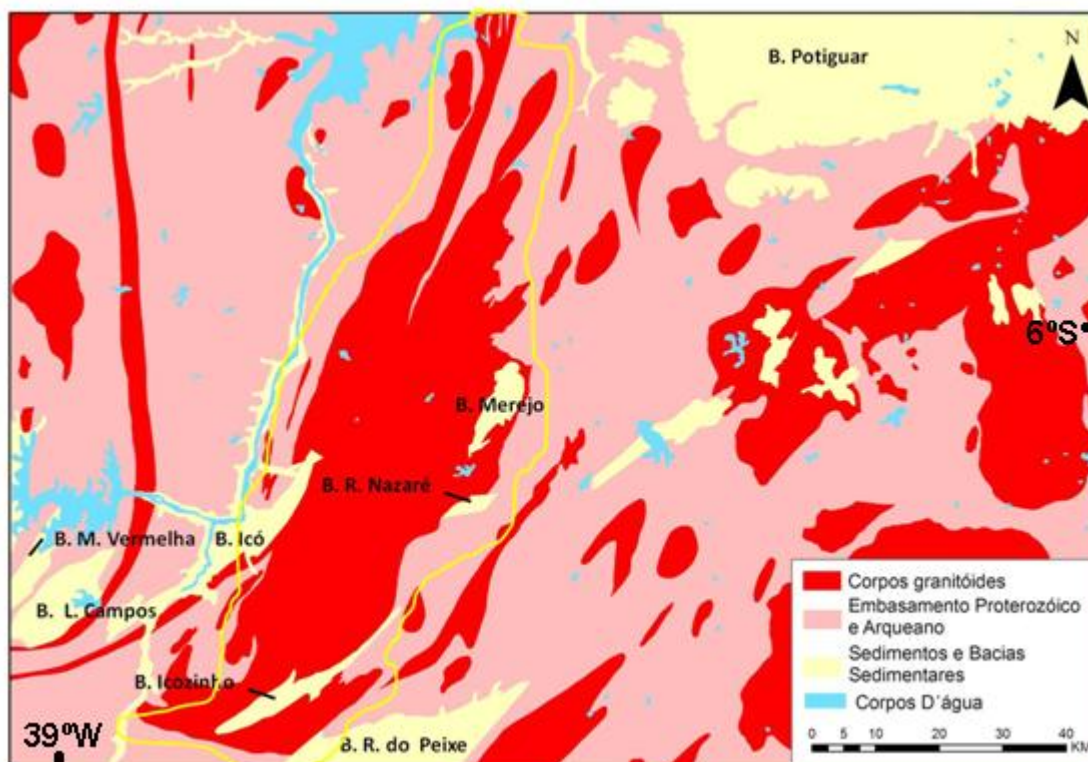


Figura 2.14 – Mapa geológico simplificado do Maciço Pereiro (contorno em amarelo), com destaque para as bacias sedimentares mais importantes (modificado de Angelim *et al.*, 2004).



**GEOMORFOLOGIA E MORFOTECTÔNICA DO MACIÇO PEREIRO (CE/RN),
PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL: PROPOSTA DE REVISÃO
DOS MODELOS CLÁSSICOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO**

**GEOMORPHOLOGY AND MORPHOTECTONICS OF THE PEREIRO MASSIF
(CE/RN), BORBOREMA PROVINCE, NORTHEASTERN BRAZIL: PROPOSAL OF
A REVISION OF CLASSIC MODELS OF RELIEF EVOLUTION**

Silvana Praxedes de Paiva Gurgel, PPGG/UFRN

Email: silvanaprxedes@uern.br

Francisco Hilário R. Bezerra, PPGG/UFRN

Email: bezerrafh@geologia.ufrn.br

Rubson Pinheiro Maia, PPGG/UFRN

Email: rubsonpinheiro@yahoo.com.br

Avenida Senador Salgado Filho, 3000 - Natal –

Departamento de Geologia UFRN

(0xx)84 3215-3808

RESUMO

O Maciço Pereiro destaca-se como um conjunto de cristas residuais e vales incisivos orientados na direção NE-SW, no centro do grande anfiteatro da Borborema no Nordeste Setentrional. Sua gênese resulta da ocorrência de processos tectônicos decorrentes do ciclo brasileiro e da reativação cretácea e pós-cretácea. A referida estrutura está situada entre duas grandes zonas de cisalhamento, de Portalegre e Jaguaribe, que demarcam o trend cariri-potiguar. Esta região caracteriza-se por extensas zonas de falhas de direção NE-SW tectonicamente ativas no cenozóico, fato este que tem gerado escarpas de falhas e grabens. Nesse contexto, o presente trabalho teve como foco a investigação, em escala de detalhe, da influência dos processos

tectônicos na sua morfogênese, utilizando-se para tanto a associação do mapeamento geomorfológico e o uso de geotecnologias. Aplicando-se critérios e modelos clássicos de evolução do relevo, como a do Modelo de Recuo de Escarpas de King (1956), como resultado obteve-se para o Maciço Pereiro e seu entorno três Paleo-superfícies, Velhas (Terciário), Paraguaçu (Quaternário) e Depósitos Correlativos. Entretanto através do mapeamento geológico-geomorfológico e geoprocessamento identificou-se feições morfotectônicas importantes como: facetas triangulares, vales encaixados em falha, e grabens, dentre os quais o Graben Merejo, até então, sem referências na literatura. Estes grabens são na maioria bacias cretáceas e através delas fica clara a renovação do relevo em função das falhas ativas até os dias atuais. Além disso, estas bacias estão diretamente relacionadas através da influencia direta das Zonas de Cisalhamento do *trend* cariri-potiguar, mostrando que o critério de classificação geocronológica do relevo, relativo ao modelo de paleosuperfícies escalonadas, não se aplica extensivamente ao Nordeste Brasileiro, como preconizado nos trabalhos clássicos em geomorfologia, daí a necessidade da inclusão da tectônica cretácea-cenozóica na análise da evolução do seu relevo.

PALAVRAS –CHAVES: Superfícies de Aplainamento, Morfotectônica, Geomorfologia do Nordeste.

ABSTRACT

The Massif Pereiro stands out as a set of residual ridges and valleys sections oriented in a NE-SW, large amphitheater at the center of Northeast Northern Borborema. Its genesis results from the occurrence of tectonic processes resulting from the Brasiliano cycle and reactivation of the Cretaceous and post-Cretaceous. This structure is situated between two major shear zones, Portalegre and Jaguaribe, which mark the trend cariri-Natal. This region is characterized by extensive fault zones in the NE-SW tectonically active in the Cenozoic, and this fact has generated fault scarps and grabens. In this context, this paper focuses on the investigation, in detailed scale, the influence of tectonic processes in its morphogenesis, using for both the association of geomorphological mapping and the use of geo. Applying the criteria and the classical models of the evolution of relief, as the Model escarpment retreat of King (1956), was obtained as a result of the Massif and its surroundings Pereiro Paleo-three surfaces, old (Tertiary), Paraguaçu (Quaternary) and correlative deposits. However through the geomorphological and geological mapping, GIS was identified as important features morphotectonic: triangular facets, failure in valleys and grabens, among which the Graben Merejo, so far, no references in the literature. These grabens are mostly Cretaceous basins and

through them, a clear renewal of relief on the basis of active faults to the present day. Moreover, these basins are directly related through the direct influence of the shear zones trend Cariri-Natal, showing that the classification criterion geochronological relief on the model paleosurfaces staggered not apply extensively the Brazilian Northeast, as recommended in classic works in geomorphology, hence the need to include the Cretaceous-Cenozoic tectonic evolution in the analysis of its relief.

KEY-WORDS: Planing Surfaces, Morphotectonic, Northeast's Geomorphology.

1. INTRODUÇÃO

Um dos modelos de evolução do relevo mais utilizados na megageomorfologia brasileira é o Modelo de Recuo de Escarpas ou Modelo das Paleo-Superfícies Escalonadas (King, 1953). As Superfícies de Aplainamento, resultantes deste modelo, têm sido apreoadas, em termos geomorfológicos, como o último estágio evolucionar da superfície continental por meio da ação erosiva sobre os relevos criados pela geodinâmica interna. Este modelo é baseado nas seguintes premissas: (1) áreas continentais sofreriam soerguimento em escala regional de caráter episódico e uniforme. Este processo resultaria em ciclos de aplainamento acompanhados por fases de dissecação e pediplanação, conduzidas por climas secos; (2) o recuo de escarpas (backwearing) predominaria sobre a erosão da parte superior das superfícies (downearing), que é tida como mínima. Este recuo progrediria com a denudação do mar para o continente; (3) knickpoints recuariam grandes distâncias para o interior do continente ao longo de rios e encostas.

Nos estudos da Geomorfologia do Brasil, o trabalho de King (1956) introduziu o modelo de Paleo-Superfícies Escalonadas (Figura 1), que continua sendo um trabalho de grande importância para este ramo da ciência em âmbito nacional. O trabalho de King (1956) desenvolvido na margem Atlântica Brasileira identificou várias Superfícies de Erosão relacionando-as àquelas estudadas por ele na África. King (1956) propôs que o relevo Brasileiro teve sua denudação entre o Cretáceo Inferior e o Terciário - Médio, produzindo superfícies redundantes de ciclos erosivos: Fóssil (Carbonífero), Desértica (Triássico-Superior), Gondwana (Cretáceo Inferior), Pós-Gondwana (Cretáceo-Superior), Sul-Americana (Terciário Inferior), Velhas (Terciário Superior) e Ciclo Paraguaçu (Pleistoceno). A classificação de superfícies escalonadas baseada no modelo de King (1956) foi difundida por

trabalhos como os de Ab'Saber (1969, 1969b), Bigarella (1965, 1994, 2003), Andrade e Lins (1965), Mabesoone e Castro (1975, 1983), Castro (1979) entre outros.

Entretanto, no modelo de paleo-superfícies, o clima e a tectônica assumem papel secundário, pois o referido modelo foi formulado em uma época em que a tectônica de placas ainda não estava inteiramente comprovada. Trabalhos subsequentes ao de King (1956) mostraram avanços significativos e fizeram importantes adaptações como a inclusão do fator climático. Por exemplo, modelos de evolução geomorfológica do Nordeste Brasileiro foram elaborados a partir da análise da rede hidrográfica, variações climáticas e de perfis de intemperismo situados em diferentes cotas. Dresch (1957) identificou três paleo-superfícies

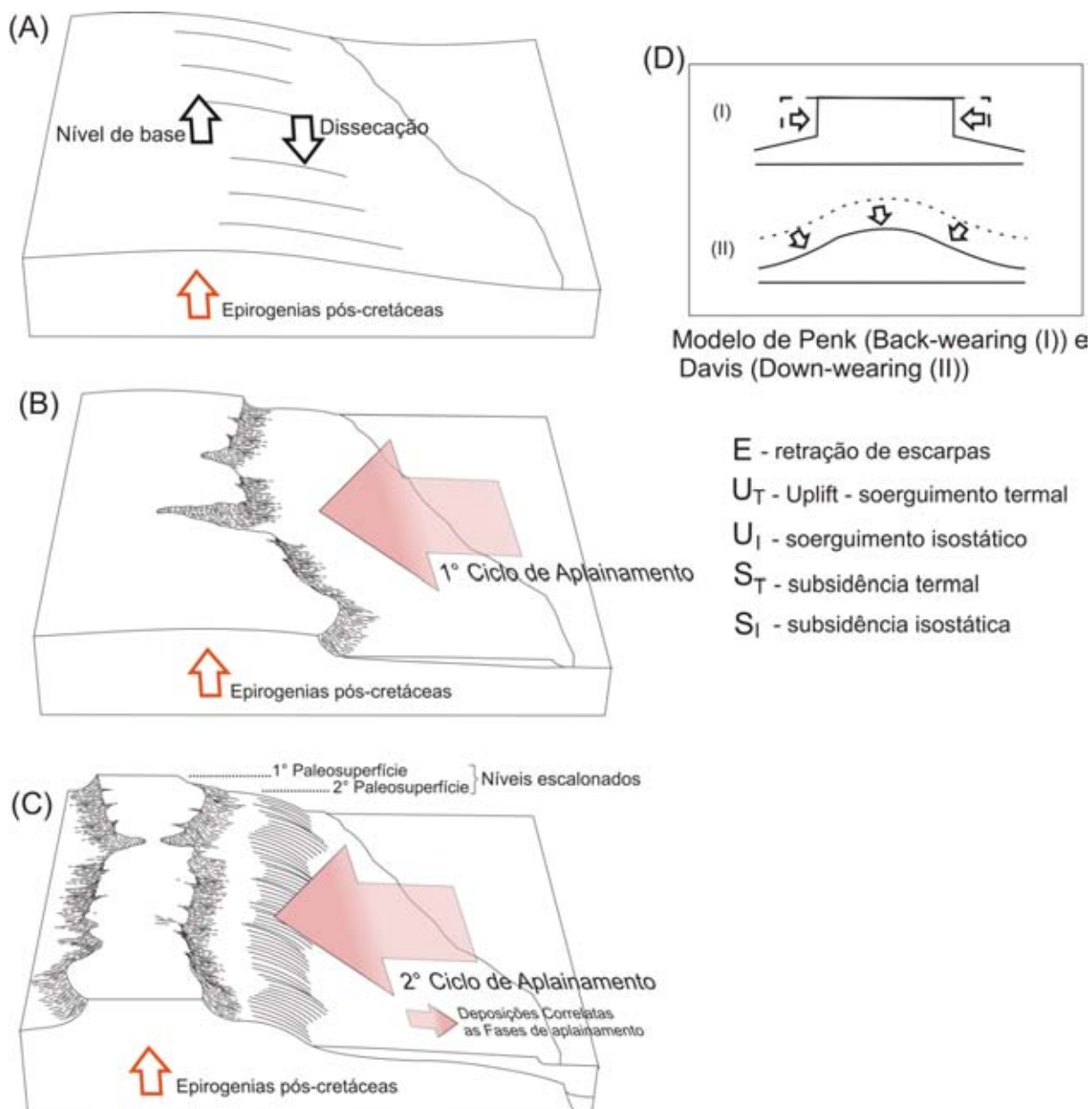


Figura 1- Esquema teórico da Pediplanação. Onde: A- Esquema da epirogenia pós-Cretácea com o surgimento de um novo nível de base e início

da dissecação; B- Superfície redundante do primeiro ciclo de aplainamento; C- Seqüência dos ciclos erosivos e surgimento da superfície redundante de um 2º ciclo de aplainamento.; D- Modelos teóricos de evolução do relevo segundo Penk (1924) e Davis (1899), modificado de Maia e Bezerra (2010).

de aplainamento e Demangeot (1960) identificou quatro paleo-superfícies, atribuindo um evento erosivo a cada fase epirogênica. Ab'Saber (1960, 1969), baseado no estudo de perfis geológicos/geomorfológicos, sugeriu a existência de cinco paleo-superfícies para o Nordeste. Tais superfícies seriam o resultado de uma complexa interação entre mudanças climáticas, onde fases pedogenéticas de clima quente e úmido alternariam-se com fases morfogenéticas em clima quente e seco, com chuvas violentas e esporádicas, onde vigorariam os processos de pediplanação. Em adição ao fator climático, vários trabalhos mostraram a atuação da Morfotectônica na formação do relevo, trazendo a tona novas interpretações que passaram a ganhar significado nos trabalhos de Czajka (1959) como precursor do papel da tectônica na gênese do relevo da Borborema, Saadi et al. (1993, 1998, 2005), Peulvast e Claudino Sales (2002, 2004, 2006); Bezerra et al. (2008), Gontijo-Pacutti et al. (2010), entre outros.

Neste cenário, o presente artigo propõe uma revisão geomorfológica fundamentada no paralelo entre as Paleo-Superfícies Escalonadas de King (1956) e trabalhos atuais de morfotectônica. Este trabalho tem por objetivo analisar a atuação da tectônica na evolução geomorfológica do Maciço Pereiro (RN/CE), estrutura localizada no Nordeste Setentrional brasileiro (Figura 2), e foi realizado através do uso consorciado de geotecnologias e mapeamento geológico-geomorfológico.

A área de estudo revelou-se ideal para esta abordagem. O Maciço Pereiro destaca-se como um conjunto de cristas residuais e vales incisivos orientados na direção NE-SW no centro do grande anfiteatro da Borborema no Nordeste Setentrional (Figura 2). Este maciço foi classificado na literatura clássica geomorfológica como “Maciço Residual” (RADAM Brasil, 1975a e 1975b). Entretanto, trabalhos mais recentes indicam que o Maciço Pereiro está situado entre duas grandes zonas de cisalhamento, Portalegre e Jaguaribe, que demarcam o trend Cariri-Potiguar, uma área de intenso rifteamento durante o Cretáceo (Matos, 1992; Medeiros et al., 2008). Estas zonas de cisalhamento foram reativadas como falhas de direção NE-SW no Cretáceo (MATOS, 1992; DE CASTRO ET AL., 2007, 2008) e no Cenozóico (BEZERRA E VITA-FINZI, 2000).

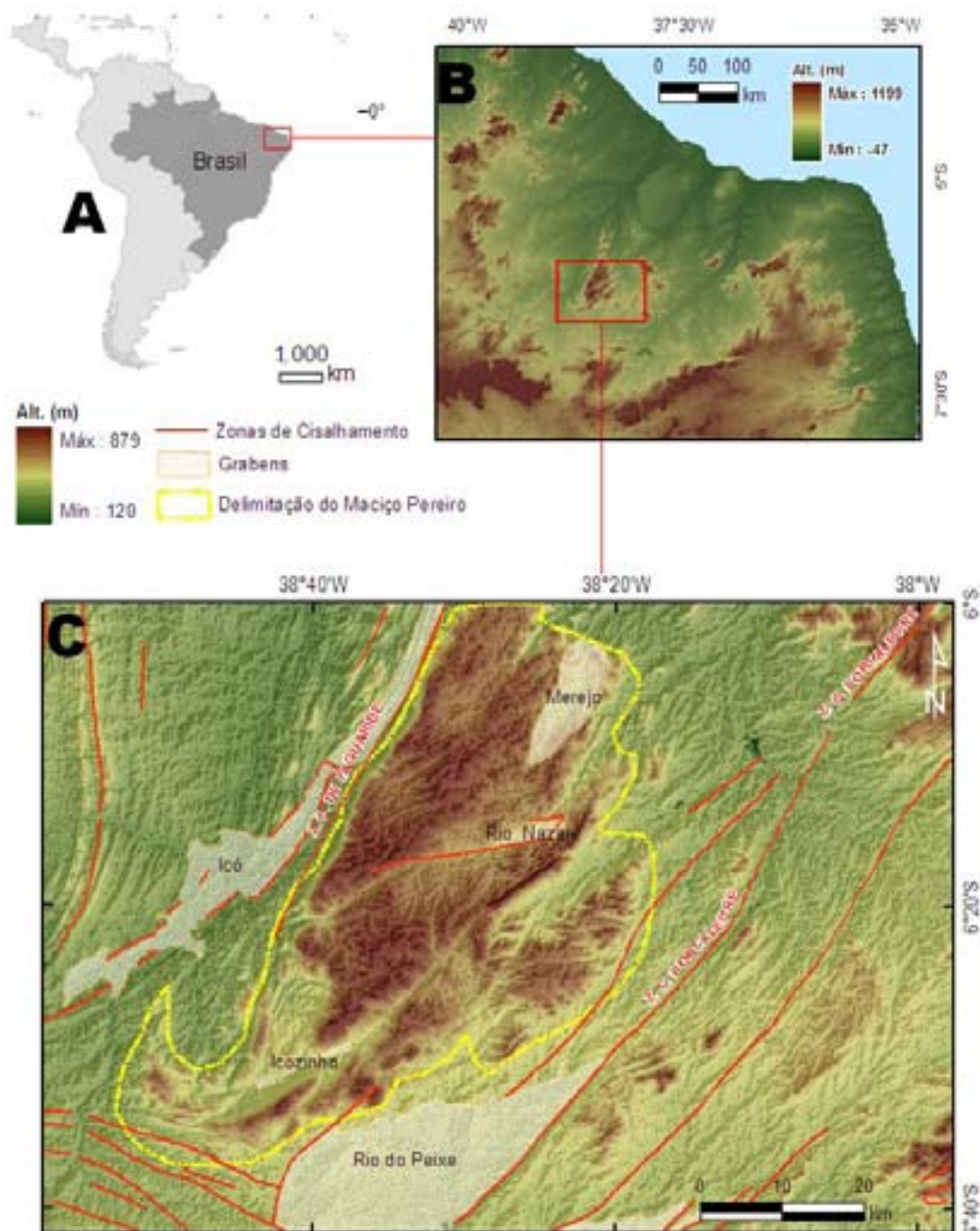


Figura 2: Mapa de localização do Maciço Pereiro: (A) Destaque em vermelho mostrando localização do Nordeste Setentrional na América do Sul; (B) Nordeste Setentrional com destaque em vermelho do Maciço Pereiro, no centro do Maciço da Borborema, anfiteatro de 450 km; e (C)

Detalhe da área do Maciço Pereiro, destacada no detalhe A, mostrando sua topografia e as principais zonas de cisalhamento

2. MATERIAL E MÉTODOS

Três etapas metodológicas principais foram cumpridas no presente trabalho: (1) A busca de pressupostos teórico-metodológicos, com a revisão bibliográfica; (2) Utilização de técnicas de geoprocessamento, através da manipulação do produto orbital imagem radar Shuttle Radar Topographic Mission-SRTM, submetendo-os aos tratamentos necessários a fim de gerar os mapas temáticos; e (3) Incursões de campo para mapeamento geomorfológico, verificação e descrição das feições geomorfológicas locais.

Fez-se aqui uso de mapas geomorfológicos, que são excelentes ferramentas de interpretação da gênese e evolução das paisagens e que mostram associação às geotecnologias com resultados satisfatórios.

Nesta perspectiva, para o presente trabalho, dados orbitais foram associados e manipulados em ambiente SIG, seguindo a metodologia do Manual Técnico de Geomorfologia – IBGE (2009). Este manual é resultante dos trabalhos do RADAM Brasil (1975). Através dele a compartimentação do relevo obedece a uma ordem hierárquica de detalhamento, a taxionomia do mapeamento geomorfológico, onde são utilizadas quatro ordens decrescentes de grandeza, ou táxons, a saber: Regiões Geomorfológicas- RG, Unidades Geomorfológicas- UG, Modelados- MD e Formas de Relevo Simbolizadas- FR, sendo esta última não utilizada no presente trabalho.

Utilizaram-se fotografias aéreas do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) de 1969 em escala de 1:60.000, para interpretação dos padrões como densidade, padrões direcionais e de disposição espacial dos lineamentos, delimitando assim os principais compartimentos morfoestruturais. Este material foi digitalizado em ambiente SIG. As informações retiradas do Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) foram usadas para elaboração de modelos digitais de elevação.

3. GEOLOGIA, TECTÔNICA E MORFOGÊNESE DO MACIÇO PEREIRO E ÁREAS ADJACENTES

A evolução morfotectônica do Nordeste é caracterizada pela complexidade de um terreno que esteve presente em quase todos os grandes eventos tectônicos globais. Em escala global houve quatro grandes processos de fusão das massas continentais ao longo da história da Terra. Estes grandes eventos deixaram registros, sobretudo no continente. Tais eventos observados na Província Borborema ocorrem com consumo de litosfera oceânica, os quais se traduzem em suturas, como zonas de cisalhamento e riftes, (BRITO NEVES *et al.*, 2000).

Cada um destes eventos tem relação direta ou indireta com a evolução geotectônica do Nordeste, dentre os quais se destaca a Orogênese Brasileira, responsável pela organização geológica do território brasileiro, sobretudo do Nordeste, com a construção nos seus limites de colagens (BRITO NEVES *et al.*, 2000). Um complexo conjunto de zonas de cisalhamento de *trend* NE-SW e E-W caracteriza esta província, reativadas durante a ruptura do Pangea no início Cretáceo (MATOS, 1992).

Um vasto anfiteatro de 450 km destaca-se na morfologia do Nordeste Setentrional, (detalhe B da Figura 2), que se formou entre a Bacia do Parnaíba e o Maciço da Borborema. Este anfiteatro comporta atualmente um conjunto complexo de formas estruturais soergidas em direção ao sul e amplamente trabalhadas pela erosão, com platôs tabulares, bacias rifte e corredores de erosão diferencial bordejadas por relevos herdados de falhas (PEULVAST E CLAUDINO SALES, 2003).

Ainda no aspecto regional ocorrem na área bacias rifte. Estas têm sua gênese atribuída a fase extensional, com o estabelecimento do *trend* Cariri-Potiguar. No Neocomiano estas bacias foram formadas pela reativação de zonas de cisalhamento Proterozóicas, durante o quebraamento do Pangea, que se iniciou no Jurássico Médio, seguido de subsidência lenta até o Cretáceo Médio (MATOS, 1992).

No Maciço Pereiro estas bacias são do tipo *strike-slip* e foram desenvolvidas pelas reativações meso-cenozóicas das zonas de cisalhamento Portalegre e correlatas, também correlacionadas à fase Rifte da Bacia Potiguar (SILVA, *et al.*, 2003; SÉNANT e POPOFF, 1991). Algumas destas falhas reativadas no Cretáceo permanecem ativas até os dias atuais, como indica os dados sísmicos para a região, onde ocorreu em 1968 abalos de 4,5 na Escala Richter, de acordo com a *United States Geological Survey* (USGS).

No que diz respeito à geologia, o Arco Magmático Pereiro é um Batólito Neoproterozóico de composição granodiorítica, com mais de 3000 km² de área, localizado geograficamente na região serrana dos Estados do Rio Grande do Norte e Ceará. A área localiza-se geologicamente no Domínio Rio Grande do Norte, parte da Província Borborema, formado pelas suítes São Miguel e Dr. Severiano. Estas suítes têm dimensões e regimes

reológicos variados e estão alinhadas na direção N-S, NE-SW (MAGINI; HACKSPACHER, 2008).

De acordo com Magini (2001), a área de estudo é composta por três unidades litoestratigráficas: Complexo Pau dos Ferros, formado por ortognaisses plutônicos de idade Paleoproterozóica Inferior (Período Riaciano), o Grupo São José, formado por metassedimentos e metavulcânicas alcalinas de idade Paleoproterozóica Inferior (Período Estateriano); e o Complexo Granítico Neoproterozóico, formado por granitóides plutônicos cálcio-alcalinos de alto potássio de idade Neoproterozóica (Período Neoproterozóico III) (JARDIM DE SÁ *et al.*, 1981), sendo as duas primeiras unidades aqui informalmente denominadas de Rochas do Embasamento. Além destas unidades, coberturas sedimentares e superficiais ocorrem na área de estudo (**Fig. 3**).

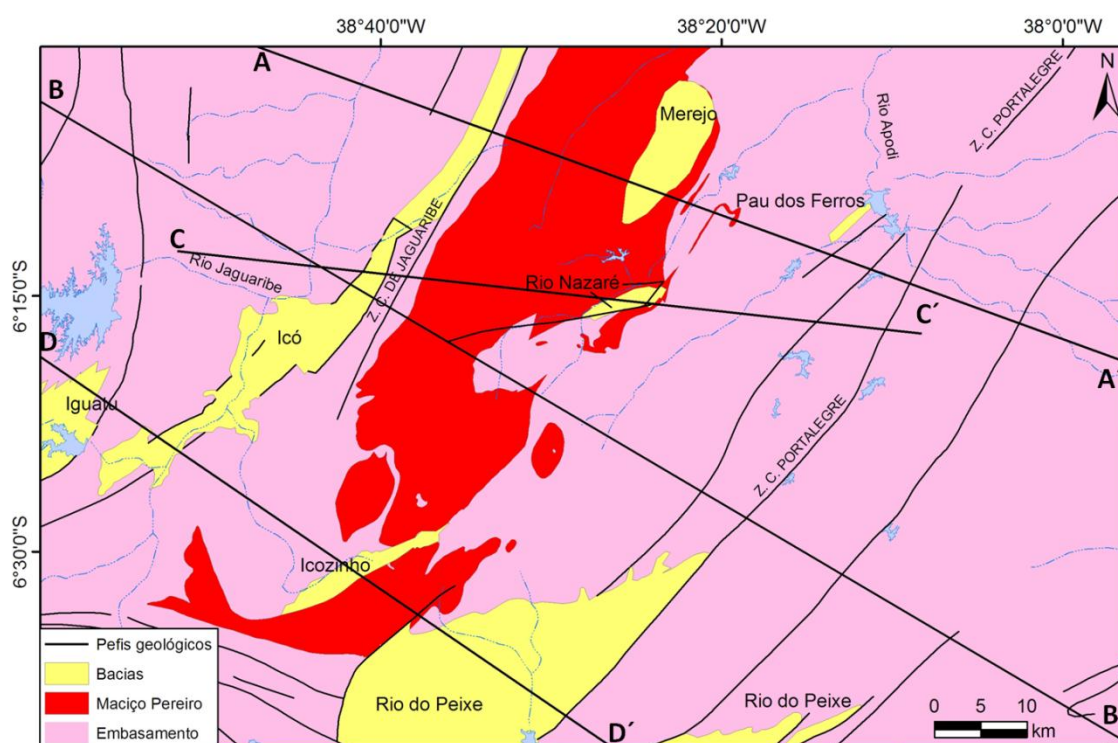


Figura 3 - Geologia da região do Maciço Pereiro (simplificada de MEDEIROS *et al.*, 2008) e localização dos perfis geológicos.

4. MORFOTECTÔNICA DO MACIÇO PEREIRO

Através do uso dos modelos clássicos de paleo-superfícies, o RADAM Brasil (1975) inseriu o Maciço Pereiro na Unidade Geomorfológica dos Maciços Residuais. Por definição,

isto significa um relevo serrano oriundo apenas do trabalho de erosão diferencial em função da existência de rochas mais resistentes (GUERRA, 1999).

Empregando-se o modelo das Superfícies de Aplainamento de KING (1956) para a região do Maciço Pereiro, identificam-se três superfícies: Velhas (Neógeno) e Paraguaçu (Quaternário) e Depósitos Correlatos, conforme ilustrado na Figura 4.

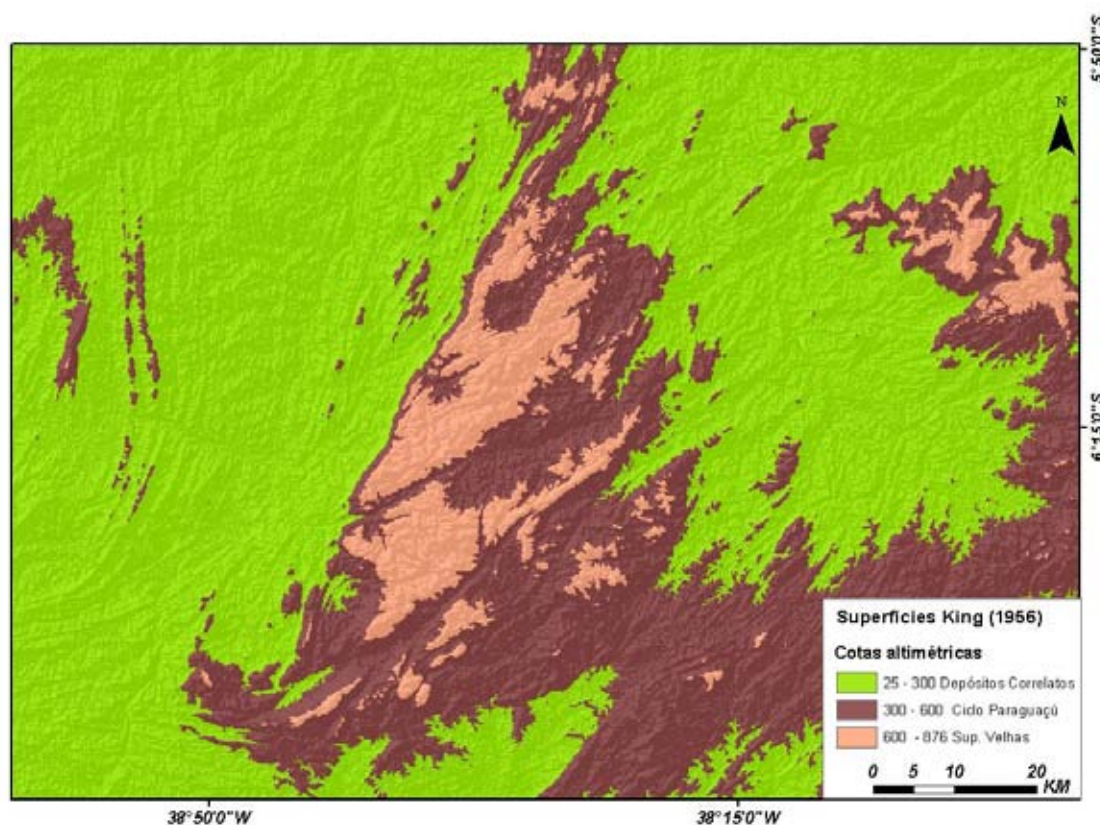


Figura 4: Modelo tridimensional de elevação feito através de imagem SRTM na área do Maciço Pereiro segundo a classificação de Paleo-Superfícies de KING (1956).

De uma maneira geral, a morfotectônica do Maciço Pereiro é caracterizada por um conjunto de cristas de direção SW-NE onde se identificam feições características de tectônica rúptil como: facetas triangulares, escarpas de falhas e grabens. Estas feições foram desenvolvidas sobre o Maciço através das reativações tectônicas cretáceas nas zonas de cisalhamento e suas linhas de falhas, as quais são parte da família do *Trend Cariri-Potiguar*, geradas durante a abertura do Atlântico Sul.

As Figuras 5, 6, 7 e 8 apresentam quatro perfis topográficos e geológicos do Maciço Pereiro, mostrando seus contrastes topográficos, geológicos, estruturais e morfológicos.

Através da interpretação destes perfis podem-se levantar algumas questões para discussão que vão de encontro ao que preconiza a literatura clássica.

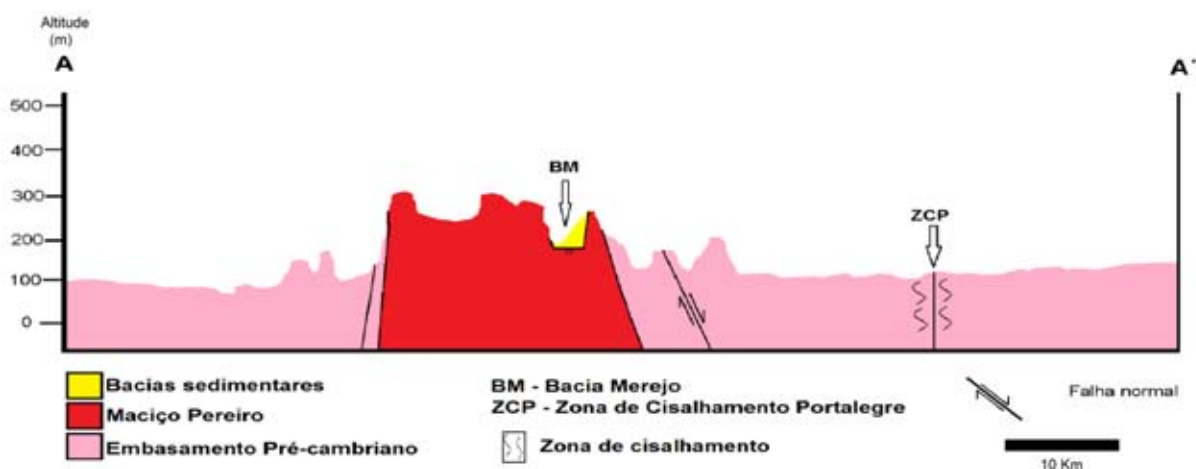


Figura 5: Perfil geológico–topográfico do Maciço Pereiro A-A´ mostrando a Bacia do Merejo e a Bacia Pau dos Ferros.

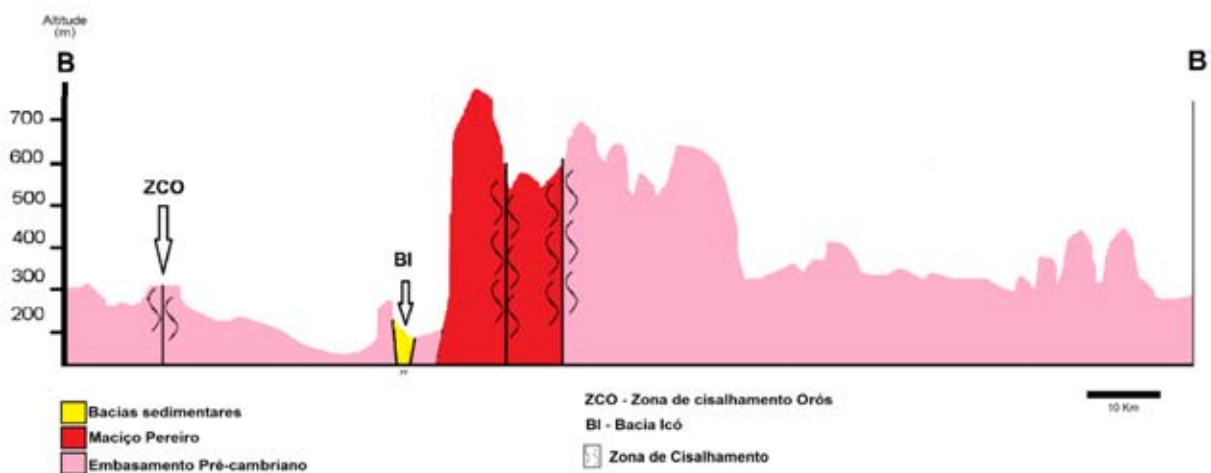


Figura 6: Perfil geológico–topográfico do Maciço Pereiro B-B´- mostrando a Bacia Icó e Bacia Rio Nazaré.

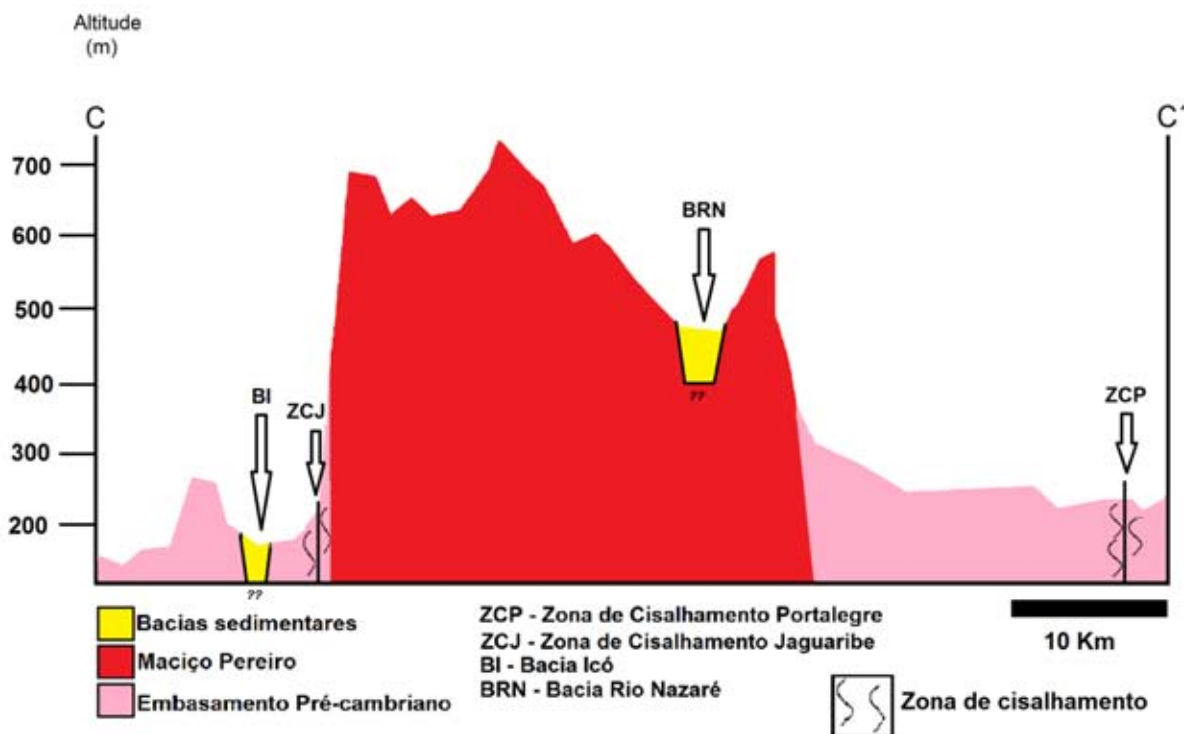


Figura 7 – Perfil geológico-topográfico do Maciço Pereiro C-C' passando transversalmente pela área central do Maciço, mostrando a Bacia do Rio Nazaré.

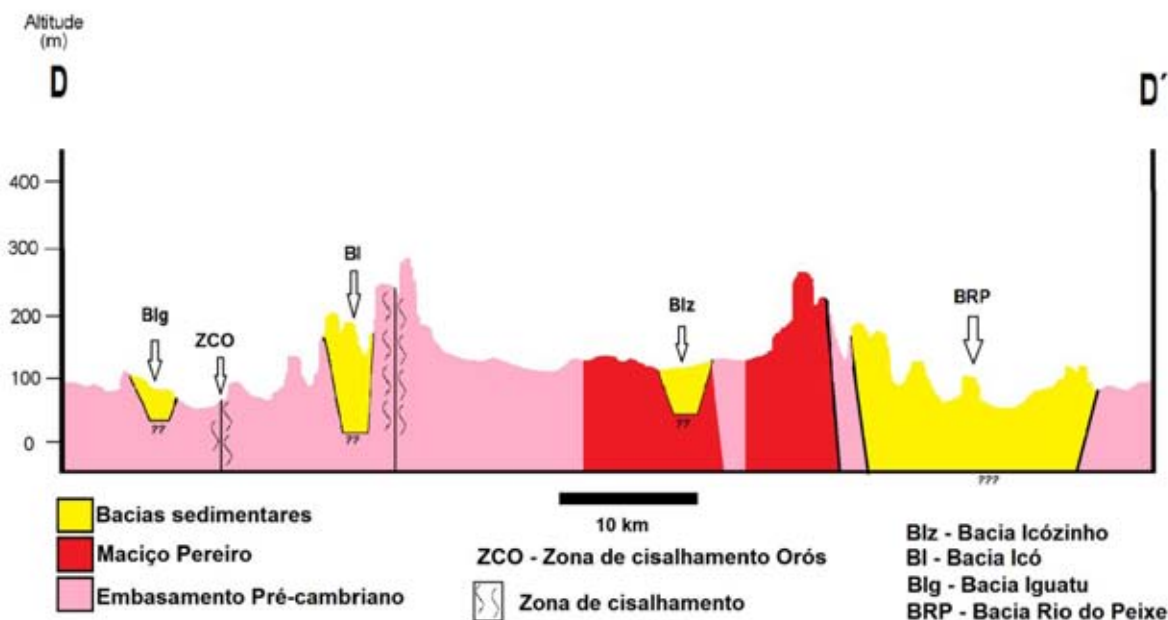


Figura 8 – Perfil geológico – topográfico do Maciço Pereiro D-D' mostrando as bacias de Icó, Icozinho e Rio do Peixe.

Nas Figuras 5 a 8, identificam-se cinco bacias cretáceas, que estão no interior ou no entorno do Maciço Pereiro, a saber: a Bacia de Pau dos Ferros, a Bacia Rio Nazaré, a Bacia de Icozinho, Bacia de Icó e a Bacia do Rio do Peixe. Estas bacias possuem características comuns, visto que estão posicionadas em uma faixa de direção SW–NE, sendo denominadas por De Castro (1999) de “Bacias Rifte do Vale do Cariri”, identificadas geologicamente como bacias interiores, do tipo strike-slip. Estas reativações das zonas de cisalhamento geraram abatimento de blocos, e conseqüentemente, a renovação do relevo no Neocomiano.

Além destas, no Maciço Pereiro, ocorre a Bacia do Merejo, mostrada no Perfil A-A', geograficamente localizada entre os Municípios de São Miguel e Doutor Severiano (RN). A Bacia Merejo, inédita até o presente trabalho, foi identificada a partir dos indicadores morfotectônicos encontrados por meio do mapeamento geológico-geomorfológico associado ao geoprocessamento e sensoriamento remoto. Ela é uma bacia neogênica, preenchida por pacotes pouco espessos de sedimentos inconsolidados, coluvionares, caracterizados na sua maioria por fluxo de detrito e depósito de tálus ou colúvio grosso.

Os principais compartimentos e morfologias indicadoras da ação tectônica encontrados na área do Merejo foram: facetas triangulares de falha na Serra do Cantinho (Ererê-CE); marcas de enrugamentos, Serra do Pereiro (Pereiro-CE); escarpa de falha na Serra dos Macacos (Dr. Severiano-RN), epicentro do sismo de 1968; sulco estrutural na Comunidade de Jardim (Dr. Severiano-RN); vales encaixados colmatados por colúvio-alúvio nas comunidades Guardado e São Pedro (Dr. Severiano e São Miguel- RN respectivamente), expostas nas Figuras 9 e 10

Observando-se os perfis topográficos-geológicos das Figuras 5 a 8 e depois o perfil esquemático da a Figura 11, nota-se que o critério utilizado por King (1956), de correlação entre altitude e cronologia para a classificação das Superfícies de Aplainamento, não pode ser aplicado ao Maciço Pereiro onde se encontra bacias cretáceas e cenozóicas praticamente numa mesma cota topográfica, como se observa as bacias Rio Nazaré e Merejo.

Outro fator importante é que o recuo de escarpa contínuo e paralelo às encostas por processos erosivos, preconizado por King (1953) no seu modelo evolução do relevo, não se aplica ao Maciço Pereiro, pois ao analisarmos a Figura 12, do Bloco Diagrama da área, é evidente o controle tectônico destes recuos, pois Maciço Pereiro está limitado por bacias delimitadas por escapas de falhas.

Além disso, a morfotectônica do Maciço Pereiro é cronologicamente e geneticamente correlacionada ao surgimento do “Maciço da Borborema” (detalhe B da Figura 2), sendo regionalmente uma feição de escarpa de falha herdada que possivelmente representa uma das

ombreiras do Rifte Potiguar, soerguido no momento da sua abertura (Peulvast e Claudino-Sales, 2006). Neste sentido, a presença dos Graben no seu interior é evidência morfológica da ação tectônica por meio da reativação de estruturas brasileiras e, conseqüentemente, a renovação do relevo pós-cretáceo.

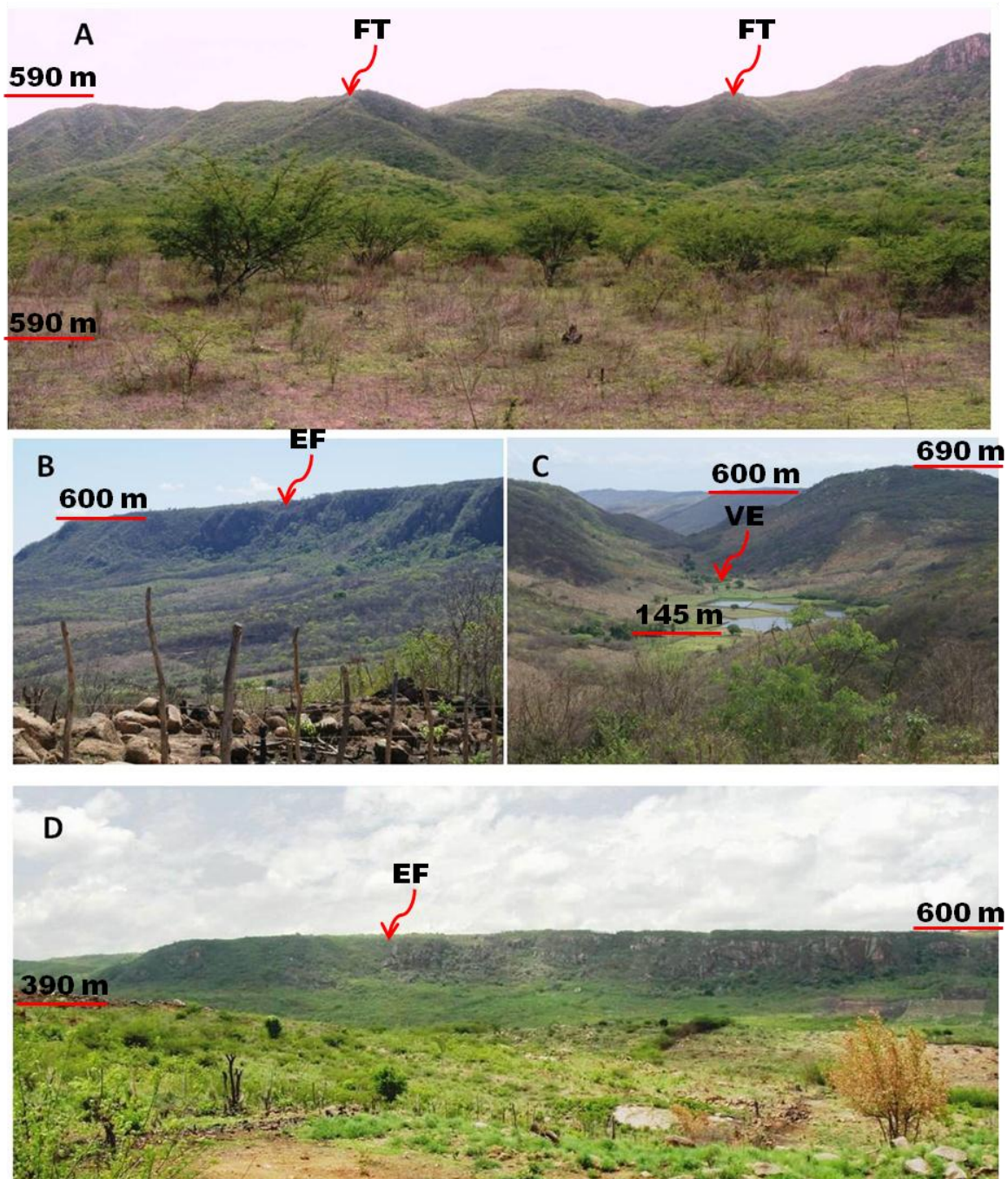


Figura 9: Feições com gênese associada à morfotectônica do Maciço Pereiro: (A) Facetas Triangulares (FT), Serra do Cantinho (Ererê -CE); (B) Visada lateral da Escarpa de Falha (EF) – escarpa da Serra dos Macacos

(Dr. Severiano – RN); (C) Vale encaixado (VE) em falha (Serra de São Pedro- Dr. Severiano –RN); (D) Visada frontal da Escarpa de Falha (EF) – escarpa da Serra dos Macacos (Dr. Severiano – RN) e suas altitudes variando entre 690 e 390 metros.

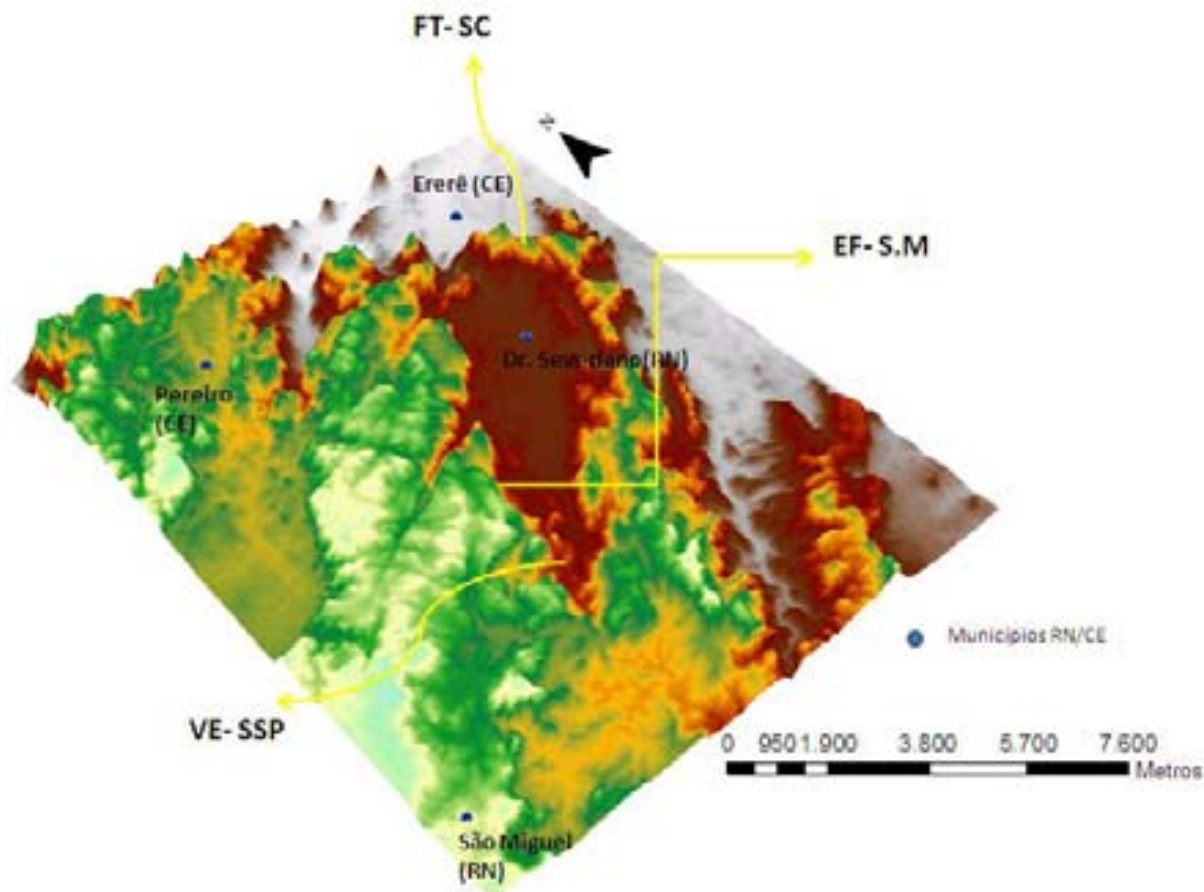


Figura 10: Modelo Tridimensional de Terreno da Bacia Merejo indicando a localização das feições da figura 9, onde as siglas representam respectivamente: SC- Serra do Cantinho; S.M.- Serra dos Macacos; SSP- Serra de São Pedro.

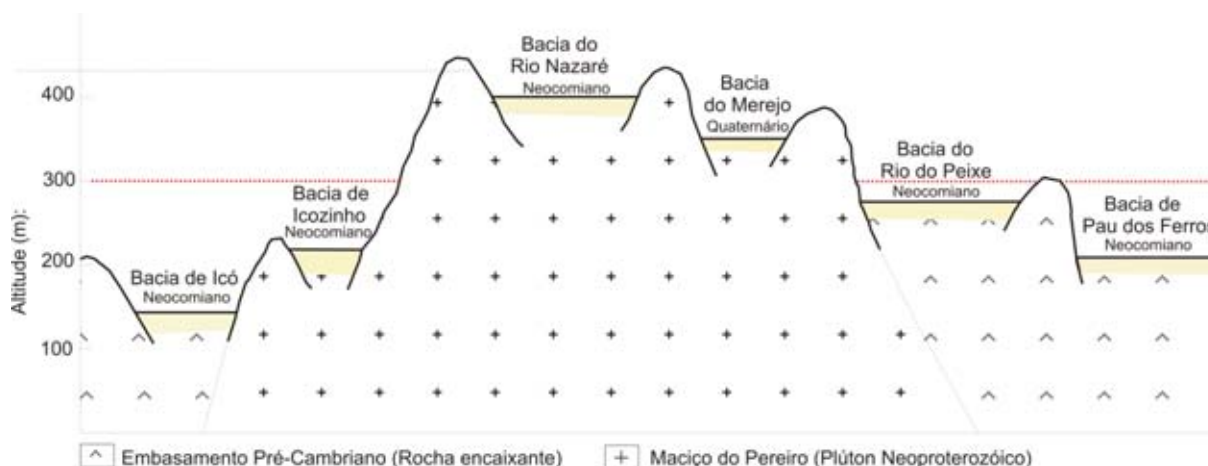


Figura 11: Perfil esquemático mostrando as cotas altimétricas das bacias interiores encontradas no Maciço Pereiro e em seu entorno. As distâncias horizontais entre as bacias foram uniformizadas para melhor entendimento.

Alem disso, de acordo com o modelo de King (1956) os depósitos correlativos deveriam estar numa mesma cota altimétrica, pois segundo seu modelo há um soerguimento solidário pela ação tectônica. Contudo, o que se observa na área do maciço é que a Bacia do Merejo, que seria Superfície de Depósitos correlativos, está quase na mesma cota da Bacia Rio Nazaré (Superfície Velhas). Estes fatores acima citados são evidencias que o modelo aplicado até a atualidade para descrição da morfologia do Maciço do Pereiro é contraditório e não correspondendo à realidade.

Dessa forma, é possível destacar que o critério de classificação geocronológica do relevo, relativo ao modelo de paleosuperfícies escalonadas, não se aplica extensivamente ao Nordeste Brasileiro como preconizado por diversos trabalhos clássicos. A adoção do principio de superfícies sucessivamente dispostas em ordem cronológica crescente, gera a errônea interpretação que em margens passivas os relevos de maior altitude representam os resquícios de paleosuperfícies antigas. Neste caso, as superfícies elevadas seriam mais antigas que superfícies baixas, classificadas como jovens. Este princípio mostra-se inadequado a análise morfoevolutiva do Maciço Pereiro em função da existência de rochas neocomianas situados em graben com cotas que variam de 145 m (Icó) a 440 m (Rio Nazaré). Tal evidência mostra que a classificação geocronológica das superfícies a partir da forma e da altimetria é inadequada frente às concepções relativas ao tectonismo cretáceo-cenozóico.

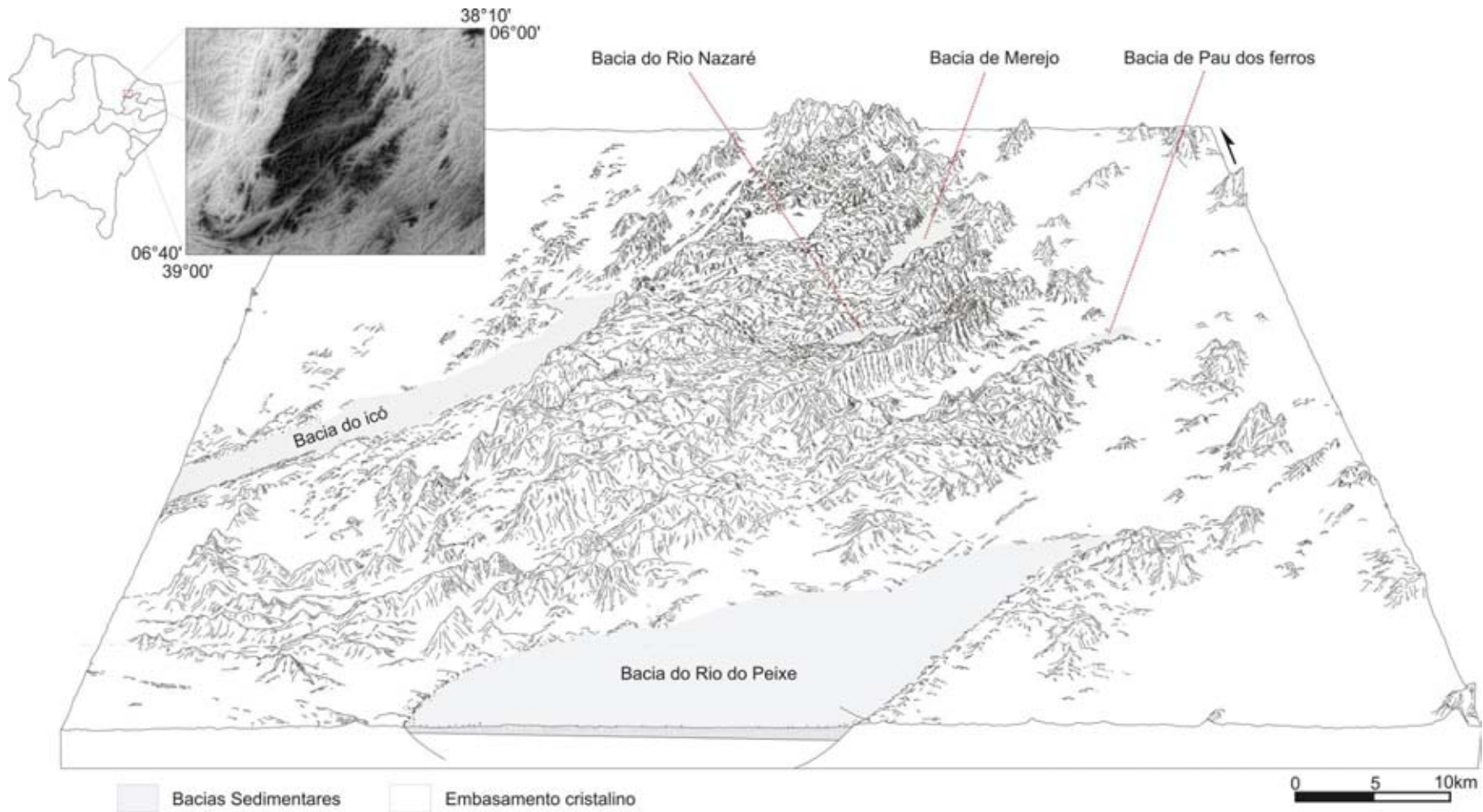


Figura 12 - Geomorfologia do Maciço Pereiro: (A) localização da área no nordeste do Brasil; (B) modelo digital de elevação do Maciço Pereiro e adjacências; (C) Bloco-diagrama do Maciço Pereiro.

5. CONCLUSÕES

Através dos dados gerados pelo presente estudo, pode-se concluir os seguintes pontos principais:

- As descrições e classificações da Geomorfologia Clássica para o Nordeste do Brasil incorreram em generalizações relacionadas à escala de trabalho muito ampla. Entretanto, a incorporação na descrição do relevo dos processos estruturais referentes à tectônica mesozóica e cenozóica tem sido responsável por grandes avanços no entendimento da gênese e evolução do relevo. Em particular, são importantes os eventos de natureza estrutural, dados a partir de rifteamento e posterior divisão do Pangea no Cretáceo médio e atividade tectônica associada.
- O uso das geotecnologias associadas ao mapeamento geomorfológico é imprescindível nos trabalhos de geomorfologia atuais, sobretudo o processamento digital e a modelagem geomorfológica.
- O modelo de evolução do relevo por Superfícies de Aplainamento, fundamento da abordagem clássica cíclica na Geomorfologia brasileira, tem se mostrado inadequado para explicação da gênese de feições em escala de detalhe. Assim, constata-se a necessidade de uma revisão dos parâmetros utilizados para a construção de modelos de evolução do relevo, principalmente no que diz respeito à inclusão da análise tectônica cretácea e pós-cretácea em escala de detalhe.
- Para a área em questão, as bacias rifte exercem um papel fundamental na morfotectônica, pois através delas fica óbvio a renovação do relevo em função das falhas;
- Indicadores morfotectônicos apontam para a reativação de falhas brasileiras no Cretáceo e Cenozóico;
- Não é possível estabelecer uma relação direta entre altitude e cronologia, utilizada por King (1956) na classificação das Superfícies de Aplainamento. Esta premissa não pode ser aplicada ao Maciço Pereiro, onde se encontram bacias cretáceas e cenozóicas praticamente numa mesma cota topográfica, como é o caso das bacias de Rio Nazaré e Merejo.

- Sendo assim, o soerguimento não é solidário, como preconiza King (1953), ou seja, pode haver soerguimentos locais devido aos processos tectônicos intra-placas.

6. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Projeto INCTET pelo financiamento deste trabalho.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A.N. **Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do nordeste brasileiro.** São Paulo, Institute de Geografia - USP, 38p, (Geomorfologia 19), 1969.
- AB'SÁBER A.N. **Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil.** São Paulo: Inst. Geogr. USP, Geomorfologia, n. 15, 15p.1969b.
- ANDRADE G.O; LINS R. **Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil.** Arquivos do Instituto de Ciências da Terra, Recife (3-4): 11-28, 1965.
- BEZERRA, F. H. R. ; NEVES, B. B. B. ; CORRÊA, A. C. B. ; BARRETO, A. M. F. . **Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - the Cariatá trough, northeastern Brazil,** Geomorphology: Amstherdan, 2008.
- BEZERRA, F.H.R.; Vita-Finzi, C. **How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil.** Geology: n. 28, p. 591-594, 2000.
- BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G. O. **Contribution to the study of the Brazilian Quaternary.** The Geological Society of America, INC. Special Paper, 84, 1965.
- BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; SANTOS, G.F. **Dominínios de Paisagens Brasileiras. Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais.** v.1 Florianópolis-SC: UFSC, p.94-107,.1994.
- BIGARELLA, J. J.. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais.** 1. ed. Florianópolis: Ed. UFSC, p. 877-1436, 2003.
- BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R.. **Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil.** In: CORDANI, U., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America.

Proceedings of the Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p. 151-182, 2000.

CASTRO, C., **Morfogênese e sedimentação: evolução do relevo do Nordeste e seus depósitos correlativos**. Not. Geomorfol., Campinas: v. 19, n.37/38, p. 3 –27, 1979.

CASTRO, C.; MABESOONE, J.M.. **Relevo do Nordeste: feições principais**. In: Nono livro das secas. Mossoró (RN): ESAM, v. CCLXXXV, mp. 247-259, 1983

CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J. **Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em Geomorfologia**. Fortaleza: Mercator - Revista de Geografia da UFC, ano 01, número 01, p. 113-149, 2002.

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

CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J. **Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil**. Caminhos de Geografia: Uberlândia, v. 7, n. 20, p. 1-21, 2006. (Revista on-line: <http://www.ig.ufu.br/revista/caminhos.html> ISSN 1678-6343)

DE CASTRO, D.; *et al.* **Geophysical evidence of crustal-heterogeneity control of fault growth in the Neocomian Iguatu basin, NE Brazil**. Journal of South American Earth Sciences, n. 26, p. 271–285, 2008.

DE CASTRO, D.; *et al.* **On the tectonics of the Neocomian Rio do Peixe Rift Basin, NE Brazil: Lessons from gravity, magnetics, and radiometric data**. Journal of South American Earth Sciences, n. 24, p. 184–202, 2007.

DE CASTRO, D.L.. **Modelagem gravimétrica 3-D das bacias rifte do vale do Cariri-NE do Brasil**. In: SBG/BA-SE/ABGP, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Salvador, Anais, 3:60-62, 1999.

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

DRESCH, J. **L'évolution morphologique des bordures orientales des continents em zone tropicale, au Plio-Quaternaire. Observations compares au Brésil et a Madagascar**. Quaternária, 8: 205-209, 1957.

FRANÇOLIN, J. B. L.; COBBOLD, P. R. **Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for opening of the Atlantic**. Journal of Structural Geology, v. 16, n. 5, p. 647-661, 1994.

GONTIJO-PASCUTTI, A.; BEZERRA, F. H.; LA 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, n. 2, p. 522-536, 2010.

GUERRA, A. J. T. (Org) **Novo Dicionário geologic-geomorfológico**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística- IBGE. **Manual técnico de geomorfologia: Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais**. Rio de Janeiro : IBGE, 2. ed., n. 5, 2009.

JARDIM DE SÁ, E. F.; LEGRAND, J.M.; SENADE SÁ, C.A.; LIRA, C.P.; MEDEIROS NETO, F.A.; REGO, J.M.; SOUZA L.C. **Esboço da geologia pré-cambriana do extremo oeste do Rio Grande do Norte**. In: SBG/Nordeste, X Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife: Atas, p. 315-328, 1981.

KING, L.C., 1956. **A geomorfologia do Brasil oriental**. Rev. Bras. Geogr. 18 (2), 3 – 121.

MAGINI C.. **Evolução Pré-Cambriana da Província Borborema: O Extremo Oeste Potiguar**.. IGCE/Unesp: Rio Claro, Tese de Doutorado, 2001.

MAGINI, C.; HACKSPACHER, P. C. **Geoquímica e ambiência tectônica do arco magmático de Pereiro, região NE da Província Borborema**. São Paulo: Revista Brasileira de Geociências, n. 38, v. 2, p. 336-355, jun. 2008.

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

MEDEIROS, V.C., AMARAL, C.A., ROCHA, D.E.G.A. & SANTOS,R.B., **Programa Geologia do Brasil – PGB. Sousa, Folha SB.24-Z-A, Escala 1:250.000, CPRM, Sistema de Informação Geográfica-SIG**, mídia DVD, 2008.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. **Stepped surfaces and Paleolandforms in the Northern Brazilian Nordeste: Constraints on models of morfotectonic evolution**. Geomorphology. v. 3: 89-122. (2003)

RADAMBRASIL, Levantamento integrado dos recursos naturais do Brasil. Folha Fortaleza. Ministe ´rio das Minas e Energia-MME, Brasilia: 1981a.

RADAMBRASIL. Levantamento integrado dos recursos naturais do Brasil. Folha Jaguaribe-Natal. Ministe ´rio das Minas e Energia-MME, Brasilia: 1981b.

SAADI, A.. **Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias**. Belo Horizonte: GEONOMOS, n. 6, v. 2, p. 55-63, 1998.

SAADI, A.. **Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretações preliminares.** Geonomos, Belo Horizonte-MG, 1(1): 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

SÉNANT, J.; POPOFF, M.. **Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening.** Amsterdam: Tectonophysics, n. 198, p. 35-46, 1991.

SILVA, A. J. P. da; LOPES, R. da C.; VASCONCELOS, A. M.; BAHIA, R. B. C. **Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores.** In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C. R.; VIDOTTI, M.; GONÇALVES, J. H. (eds.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM: Brasília, 2003.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS). Sismo de Pereiro. Disponível em: http://www.usgs.gov/natural_hazards/, acesso em: jan. 2008.



Cretaceous to Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil

Silvana P.P. Gurgel¹, Francisco H.R. Bezerra^{1*}, Antonio C. B. Corrêa²,
Fernando O. Marques³, Rubson P.Maia¹

1 – Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Campus Universitário, Natal, RN, 59078–970, Brazil

2 – Departamento de Ciências Geográficas, Universidade Federal do Pernambuco, Av. Prof. Moraes Rego, 1235 - Cidade Universitária, Recife – PE – CEP: 50670-901, Brazil

3 – CGUL Departamento e Geologia, Faculdade Ciências, Universidade de Lisboa, Edifício C8, Piso 6, 1749-016, Lisboa, Portugal

Corresponding author: bezerrafh@geologia.ufrn.br; Tel.: + 55 84 32153807, X – 224; Fax: + 55 84 32063806.

Abstract

In this study we investigate the evolution of uplifted areas in the continental margin of NE Brazil, which were previously considered as residual landforms. We focus on the Pereiro Massif (PM), a 1.1–0.8 Ga granitic intrusion ~ 130 km long and ~41 km wide. We carried out geomorphological and geological mapping, detailed structural analysis, and Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating using the Single Aliquot Regenerative–dose (SAR). The PM is 876 m high and is uplifted relative to the 200–m–high surrounding low-lying crystalline basement. It is bounded and cut across by a system of steeply dipping normal and strike-slip faults, which have been reactivated since the breakup of Pangea, especially in the Cenozoic. These faults generated basins of Neocomian to Quaternary age and control the morphology of the massif and associated sedimentary basins. The minimum uplift and denudation rates of the PM in the Cretaceous–Cenozoic, derived from apatite fission-track and Ar/Ar dating analyses using correlation with previous studies in nearby areas, range from 13 to 28 m.Ma⁻¹. In the Quaternary, erosion occurred mainly by fault-controlled scarp retreat. It generated colluvial deposits along fault scarps and alluvial deposits in the low plains under semi-arid conditions from 46 to 0.4 ka, which peaked in the Pleistocene/Holocene transition. This sedimentation occurred in semi-arid climate conditions, similar to the present ones in the

region. We conclude that the PM is a system of horsts and grabens, which had its morphology renewed in the Cenozoic.

Keywords: colluvium, alluvium, scarp retreat, continental margin, luminescence dating, neotectonics

1. Introduction

Elevated areas in continental passive margins have been regarded as uplifted since continental breakup ([Japsen et al., 2006](#); [Lidmar-Bergström et al., 2000](#)). In the passive margins of South America and Africa ideas of permanent uplift have been associated with a Davisian approach related to cycles of uniform uplift and a parallel development of erosion surfaces in a tectonically stable region ([Bigarrela 1975](#); [King, 1953, 1956, 1962](#)). These and other studies that followed (e.g., [BRASIL, 1981](#)) have had a long-standing tradition of developing landform classification and typologies, most of the time focusing on the establishment of regional inventories, aimed at environmental and physiographical zoning as well as other territorial planning purposes. In this context, terms such as “residual tectonic landform” were overused, with the notion that elevated areas in the continental margin were remnants of ancient surfaces, peneplains or pediplains, generally related to more resistant rocks such as granite and syenite. In the following decades these terms continued to be applied in several environmental and geomorphological studies in order to designate isolated remnant highlands of erosive cycles. These remnants stand above the surrounding topography, suggesting the role of lithology alone as a

major controlling effect on the occurrence of such features ([Bezerra et al, 2008](#); [Peulvast and Claudino Sales, 2004](#); [Zuquete et al., 2002](#)).

In most of the eastern continental margin of South America, a low-lying coastal plain borders the margin and the topography rises up to 1,200–2,200 m in the interior of the continent and as far as ~ 350 km away from the coast ([Bezerra et al., 2008](#); [Brito Neves et al., 2004](#); [Rossetti et al., 2011](#); [Salamuni et al., 2003](#)).

In northeastern Brazil an erosion amphitheater ~450 km in diameter forms the main retreating feature of the major rift escarpment formed during the breakup of Pangea ([Bezerra et al., 2008](#); [Peulvast and Claudino-Sales, 2004](#)). In this region, a few elevated areas, surrounded by a low-lying surface, occur between the coast and the major escarpment inland. The predominant view is that these elevated areas were left behind during the retreat of the major escarpments in the margin because of differential erosion. They have been considered classical examples of residual tectonic landforms ([IBGE, 2009](#); [BRASIL, 1981](#)). In addition, Cretaceous rift basins both along the margin and inland have been regarded as tectonically inactive after the late Jurassic–early Cretaceous breakup ([Matos, 1992](#)). In this context, some of the terminology used seems to be resilient to major paradigmatic shifts in the interpretation of landform evolution. It has sometimes resulted in the use of ambiguous or unclear terminology, such as in the case of the misleading application of erosion surface nomenclature to some geomorphic features even when no clear morphogenetic implication is intended.

However, an increasing number of studies have contradicted the idea of permanent uplift and elevated remnants and have pointed to several scientific gaps. First, despite a general belief in the absence of post-breakup faulting in the continental stable part of South America, several studies have indicated the occurrence of multiple post-breakup events of uplift and subsidence on a local scale (Bezerra et al., 2008; Cobbold et al., 2001; Daly et al., 1989). Second, poor investigation of crustal movements after the breakup of South America has led to the paradigm of stable margins, but several studies did not consider that the tectonic intraplate regime changed in the region from extension in the Cretaceous (de Castro et al., 2008, 2012; Matos, 1992) to compression in the Miocene–Quaternary (e.g., Bezerra et al., 2011; Ferreira et al., 2008).

The purpose of this study is to analyze the evolution of elevated areas in the continental margin of northeastern Brazil, previously considered as residual surfaces formed by differential erosion, and to document their uplift, denudation history, and the resulting sedimentary deposits. In addition, we investigate evidence of the concomitant role of climate in erosion and sedimentation. We focused on the Pereiro Massif (PM), an 876–m–high plateau composed of Precambrian granites, granodiorites, and gabbros which is surrounded by a low-lying surface, 200 m high, composed of Mesoproterozoic to Archean metamorphic rocks and Cretaceous rift basins (Figs. 1 and 2). The PM lies between the coastal plain and the interior of the Borborema highland. We mapped the area using GIS-assisted geomorphological and geological mapping. In addition we dated Quaternary sediments using optically stimulated luminescence (OSL) and the single-aliquot protocol (SAR). We also used

apatite fission-track and Ar/Ar chronology from previous studies to constrain the pre-Quaternary evolution of the region. We show that the PM is composed of a series of horsts and grabens, which have been active since the late Cretaceous and are still active in the Quaternary. The faulting process has controlled uplift, erosion, and sedimentation. Erosion mainly occurred along fault scarps and led to their retreat. It resulted in colluviation under semi-arid climate conditions, which peaked in the Pleistocene/Holocene (P/H) transition. We conclude by showing the inadequate approach of using erosion surfaces as reference levels across fault lines, even in seemingly stable continental areas.

2. Geological, Geomorphological, and Climatic Settings

2.1. The geological-geomorphological features of the continental margin of northeastern Brazil

The continental margin of northeastern Brazil comprises a Precambrian crystalline basement and Cretaceous to Cenozoic basins along the coast and inland. The crystalline basement comprises the Borborema Province, a 900 by 600 km area that was affected by the Brasiliano – Pan-African orogeny at 750–540 Ma ([Brito Neves et al., 2000](#)). One of the most striking features of this orogeny is a system of steeply dipping strike-slip shear zones ([Arthaud et al., 2008](#)). These shear zones trend E–W and NE and are tens to hundreds of kilometers long and 0.5 to 5 km wide and the associated foliation is sigmoid. These shear zones were reactivated later and bound sedimentary basins ([Fig. 1A](#)).

The PM is a pre-Brasiliano intrusion that forms an elevated area in the northern part of the Borborema province (Figs. 1 and 2) and is composed of granitic and a few gabbroic bodies aged 1.1 to 0.8 Ga. The host units are composed of Archean to Proterozoic gneisses and migmatites and Mesoproterozoic belts of supracrustal rocks such as schists, marbles, and metavolcanic rocks (Brito Neves, 1975; Cavalcante, 1999; Magini, 2001). All these stratigraphic units were deformed by the Brasiliano orogeny and a few by Mesoproterozoic, Paleoproterozoic, and Archean orogenic cycles (Brito Neves et al., 2000; Sá et al., 1995).

The major tectonic event that affected the region after the Brasiliano orogeny was the breakup of Pangea in the late Jurassic to the early Cretaceous. This breakup led to the separation of the Borborema Province in Brazil from the Benin province in West Africa (de Castro et al., 2012; Trompette, 1994). Three main tectonic phases have affected the study area since the breakup. First, the rift phase affected the region from the Neocomian to the Aptian, about 140–120 Ma ago. Rifting was induced by NW–SE-trending crustal extension (Matos, 1992), which favored the brittle reactivation of ductile shear zones and the development of a series of intracratonic rift basins in the Neocomian at ~140 Ma (de Castro et al., 2008, 2012; Matos, 1992). The basins were filled with syn-rift alluvial and lacustrine deposits, which were faulted during this rifting phase (Françolin and Cobbold, 1994). The second tectonic phase linked to the breakup of Pangea started in the Neoaptian (114 Ma) and lasted until the Eoalbian (~100 Ma); it was induced by thermal subsidence that buried the rift sediments (Pessoa Neto, 2003; Vasconcelos, 1995). A regional unconformity

marks the top of the rift sequence and the base of the post-rift Albian sequence. This unconformity represents a 20 My gap and was caused by a regional crustal uplift of tectonic origin ([Ponte and Ponte Filho, 1996](#)). The third tectonic phase occurred from the Albian (112 Ma) to the Holocene and corresponds to the drift of the South American plate away from the African plate. This phase was marked by the deposition of a transgressive sequence along the margin ([Pessoa Neto, 2003](#)) and by the shift of the stress field from extension to compression ([Bezerra and Vita-Finzi, 2000](#); [Bezerra et al., 2008, 2011](#)).

Regional heating and cooling events during and after the breakup have been inferred by apatite fission-track analyses and constrain the uplift and denudation history of the region. In the northern part of the Borborema Province two major cooling events were recorded, but the precise dates of these events differ. [Morais Neto et al. \(2009\)](#) proposed a regional cooling event between 100 and 90 Ma and another one at 20–0 Ma. [Nóbrega et al. \(2005\)](#) carried out a detailed study along the Portalegre shear zone located ~ 8 km to the east of the PM. Their study indicated that two different cooling events occurred at each side of the shear zone, which was reactivated by faults at 225–135 and 45–0 Ma in the western block and 135–70 and 15–0 Ma in the eastern block. Both of the above studies indicate, however, that the first cooling events occurred in the late Cretaceous and the second in the middle to late Cenozoic.

2.2. Main topographic features and Neogene–Quaternary tectonics

The classical studies of erosion surfaces in South America (e.g. [Bigarela and Andrade, 1965](#); [King, 1956](#)) proposed at least four erosion surfaces along the Brazilian margin, which developed from the early Cretaceous to the Neogene. More recently, [Peulvast and Claudino-Sales \(2004\)](#) and [Peulvast et al. \(2008\)](#) identified two major erosional surfaces with regional significance. The first is a high plain surface between 700 and 1,100 m asl composed of dissected levels. A laterite crust that developed under fluctuating ground water conditions occurs at the summit of this high surface. [Lima \(2008\)](#) dated this crust using Ar/Ar and U/Th–He geochronology and observed that its development ranges from 20 to 5 Ma ([Fig. 1B](#)). The second surface is known as Sertaneja and occurs between 0 and 300 m altitude. It is made of interior depressions and corridors that all merge seaward in a wide coastal piedmont plain. This lower plain is a polygenetic surface, as indicated by thermochronology ([Nóbrega et al., 2005](#)); it was buried by late Cenozoic sediments and has been offset by faulting ([Bezerra et al., 2001, 2008, 2011](#)) ([Fig. 1A, B](#)).

The knowledge of active tectonics in the region has been improved thanks to neotectonics and seismological studies in the last decades. Active faults are both seismically defined faults and faults documented in the geological record that have slipped during the Quaternary. These faults are concentrated along the continental margin in the lowest plain (0–300 m high) and as far as 300 km inland ([Bezerra et al., 2011](#)). The continental margin has now been under subhorizontal E–W-trending compression and a strike-slip regime since the Miocene ([Bezerra et al., 2008, 2011](#); [Ferreira et al., 1998, 2008](#)). The earthquake historical record extends back to 1808, whereas the instrumental

seismological record extends back to 1965. The highest magnitude event in the region occurred in the western part of the Potiguar basin (Fig. 1A) in 1980 and reached 5.2 m_b (body wave magnitude) and VII MMI (maximum Mercalli Intensity) (Bezerra et al., 2011; Ferreira et al., 1998). The northern part of the PM (Fig. 2) was the site of an earthquake swarm in 1968, which had a maximum intensity of VII (Ferreira and Assumpção, 1983).

2.3. *Climatic setting*

In order to establish a paleoclimatic picture of the area, it is crucial to use contemporary data as a starting point, especially in terms of atmospheric dynamics and regional or continental synoptic teleconnection patterns. However, when seeking to understand the most likely climatic forcing mechanisms driving hillside sedimentation within the Upper Pleistocene/Holocene timeframe, one must rely on the extrapolation of the available climatic teleconnection data, mostly related to subequatorial western South America and the tropical south Pacific. This becomes particularly important since most contemporary applied paleoclimatic studies in Brazil are restricted to the extra-tropical southern regions, whose general atmospheric circulation patterns and controlling parameters differ substantially from those of our study area (Oliveira et al., 1999).

Lying at only 6° S and roughly 400 km from the northeastern coast of Brazil, the PM is located within the semi-arid core that characterizes most of inland NE Brazil. Under current conditions, annual rainfall in the area ranges from 600 to

800 mm, nonetheless displaying great year-to-year and interdecadal variability, concentrated within the late summer to mid-fall of the Southern Hemisphere (Peterson, 2006). Rainfall is mostly associated with convectonal downpours brought in by the southbound migration of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) coming from the northern coast of Brazil (Peterson, 2006). The moisture-laden SE trade-winds, derived from the South Atlantic subtropical gyre, which sweep the eastern coast of the region, do not bring rain that far inland. Other rainfall-producing mechanisms such as squall lines and meso-scale convection cells operate on a smaller, localized scale but in direct subordination to the ITCZ pulses (Peterson, 2006; Tara et al., 2005).

Unlike the eastern coast of the region and other areas of continental northeastern Brazil south of 12° latitude, the study area is not directly affected by frontal systems, although some other types of atmospheric disturbances, somehow related to those, may play an important role in triggering high magnitude rainfall events in the area, as will be discussed later. Under such prevailing climatic circumstances, hillslope failures and gravitational flows are unknown in the present. Most surface processes are restricted to gully erosion and unchanneled overland flows (Bezerra et al., 2008; Corrêa, 1999).

As long as drought episodes are involved, the area is particularly susceptible to driving mechanisms that inhibit the southerly migration of the ITCZ along the northern coast of Brazil (Peterson, 2006). Among the major interferences in this movement, one is vastly acknowledged for the onset of severe droughts in the

NE: the warm episodes of ENSO, also known as El Niño ([Haylock and Molion, 2006](#)). Therefore, an important teleconnection exists between moderate to strong El Niño events in the tropical south Pacific and widespread drought in continental NE Brazil ([Oliveira, 1999](#)). Similarly, the absence of El Niño-like conditions favors the occurrence of normal to above normal rains in the study area. Not surprisingly, paleo-ENSO teleconnections might also provide a reliable source of data to interpret the mechanisms that trigger hillslope sedimentation in the PM.

Among the contemporary extreme rainfall events that induce the meteorological phenomena operating in the region, the Upper Troposphere Cyclonic Vortex (UTCV) is by far the most prominent one. UTCVs are synoptic-scale systems characterized by low pressure and a convergence region at upper levels occurring in NE Brazil from November to March, when the equator–pole thermal gradient is largest in the Northern Hemisphere. They occur more regularly in La Niña years, or when tropical Pacific sea surface temperatures are close to their climatic mean, and frontal systems approach low latitudes in both hemispheres ([Tenório et al., 2008](#)). Extreme events accumulating up to four times the local rainfall climatic mean can be observed in the region whenever strong UTCV's are in operation. However, in spite of the unusual weather patterns brought by UTCVs to the semi-arid conditions of northeastern Brazil, the observed geomorphic response is restricted to widespread flooding in the lowlands and accelerated gully erosion on hillsides ([Tenório et al., 2008](#)).

Few paleoclimate studies have been carried out in the study region. [Ab'saber \(1979\)](#) proposed that wet areas in NE Brazil existed during the early Würm-Wisconsin period (13–20 ka), when semi-arid conditions prevailed in the region, similarly to the present. However, shell midden and sedimentological studies indicate dry periods during the Holocene as recently as 2.0, 3.0, and 8.0 ka in the “Climate Optimum” period.

3. Morphology, tectonics, and erosion-sedimentation in the Pereiro Massif

3.1 Morphology of the Pereiro Massif (PM)

We carried out geomorphological and geological GIS-assisted mapping focused on faults, scarps, and sediments. This work includes transects along the PM using Aster and Shuttle mission imagery and aerial photography. Our results indicate that the PM is a NNE-oriented granite intrusion ~130 km long and ~41 km wide. It forms, together with adjacent plateaux, a 290–km–long amphitheater concave towards the sea, similar in shape to the major amphitheater that forms the northern part of the Borborema highland ([Fig. 1B](#)). The PM consists of several tectonic blocks up to 876 m high. They are uplifted relative to the surrounding low-lying crystalline basement, which is 200–25 m high ([Fig. 2](#)). The PM is bounded and cut across by strike-slip shear zones tens to hundreds of kilometers long and 0.5 to 3 km wide. The shear zones trend E–W and NE–SW and were reactivated in the brittle regime during and after the breakup of Pangea ([Fig. 3](#)).

The summit of the PM is flat and mantled with a lateritic crust ~30 m thick above 700 m high, which forms a plateau-like topography. This laterite crust is not found in the low-lying area that surrounds the massif. We identified the laterite surface using both the Aster-Shuttle topography and aerial photos. Dates are not available for the laterite crust in the PM, but we can correlate this laterite layer with similar weathering profiles described in nearby plateaux and in the Borborema highland above 700 m ([Lima, 2008](#); [Mabesoone and Lobo, 1980](#)). The hypsometric map and field analyses indicate that the laterite layer and the summit of the PM are faulted and tilted towards the center of the massif, where the laterite layer is partly exhumed. The homogeneous distribution of granites and mafic rocks throughout the PM precludes the possibility that the concentration of laterite layers in the top borders of the massif is due to lithology-controlled resistance to erosion.

3.2 Faults and scarps

The structural study we carried out focused on the identification of faults and fault scarps. We identified several previously undocumented faults tens of kilometers long at the border and within the PM. The faults divide the PM into several tectonic blocks, which are marked by differences in faulting, uplift, erosion, and sedimentation ([Figs. 3 to 5](#)).

Field data indicate multiple fault reactivations. Fault rocks such as cataclasite with quartz veins, fault breccia, and gouge indicate that faulting occurred from crustal levels deeper than 4 km to the surface. These faults affect the Pereiro granite, Cretaceous sedimentary basins, and Quaternary sediments ([Figs. 3 to](#)

5). The first faulting events generated silicified fault rocks at the borders of the PM and sedimentary basins in the late Cretaceous (Fig. 6A). Syn- to post-sedimentary faults later deformed the sedimentary basins and the borders of the PM and generated fault breccias and gouge in a shallower crustal level (Figs. 6B, C), which indicates that fault reactivation along the major escarpments occurred during different periods. In the sedimentary basins, the Neocomian surface, represented by flat layers of sandstone, is limited by faults. This surface was uplifted to different heights that range from 164 m (Icozinho basin) to 388 m (Rio Nazaré basin) in altitude (Figs. 3 to 5). This Cretaceous sedimentary surface was offset, folded, and tilted by at least 30° – 50° (Fig. 6D). The modern erosion surface form dissected horizontal tablelands that capped the Cretaceous units with Quaternary sediments.

The early Cretaceous (Neocomian) faulting has been addressed by previous studies (e.g., de Castro et al., 2008; Françolin and Cobbold, 1994; Matos, 1992). Therefore, a detailed analysis of the early deformation of the sedimentary basins is beyond the scope of the present study.

We focused on the neotectonic activity of the PM and found that some faults show signs of Quaternary activity. They offset debris flow deposits and layers of weathered granite (Fig. 6E, F). The youngest ages of these faults are therefore constrained by the age of the Quaternary deposits. These Quaternary ages are also indicated by striation on stains mainly composed of Fe-Mn oxides and hydroxides on both strike-slip and normal faults. The striated material is derived from meteoric fluids at shallow crustal depths.

The borders of the crustal blocks that form the PM are marked by fault scarps, whose morphology is highly variable. Tectonic uplift created dip-slip, strike-slip, and oblique-slip faults, but triangular facets along the scarps indicate that the movement is mostly dip-slip (Fig. 7A). The longest scarps occur at both sides of the western and eastern border of the PM. In general, the transition from the summit of these blocks to the low-lying plain is abrupt and is marked by triangular facets and hollows associated with faults (Fig. 7). The highest scarps occur at the SW border of the Icozinho basin (~500 m high, Fig. 7B, D), the eastern border of the Icó basin (~400 m high, Figs. 5 and 7), and both borders of the Rio Nazaré basin (~ 350 m high).

3.3 Quaternary soils and sediments

In the study area, most of the soil is recent; for example litholic vertisols and neosols are still underdeveloped. At this stage, a typical soil profile includes unaltered granite bedrock, alterite soil (isoalterite and aloalterite layers) (Fig. 8). These soils mainly occur at the summit of the PM usually above ~400 m, and they are at least 3–5 m thick.

The present-day morphology and tectonics of the PM favor stripping of soil and sediments from the summit of the elevation and deposition of colluvial deposits on major escarpments and alluvial deposits on the low-lying plains and basins. These deposits are usually less than 20 m thick. The colluvial deposits consist mainly of debris flow and rockfall deposits with minor occurrences of mudflow deposits. Debris flow deposits occur along the main escarpment in a step-like

pattern associated with faults (Fig. 5). The deposits comprise gravelly fans that are linear longitudinally and convex in cross-section. They exhibit massive structure and are poorly sorted and usually matrix-supported (Fig. 9).

Fragments in these deposits are angular to subrounded pebbles to boulders of granite, which are heterogeneously distributed in a psammitic-pelitic matrix. The sediments that cap these escarpments also consist of rockfalls associated with secondary infill of soils derived from slopewash processes (Fig. 9). These colluvial infills cap fault scarps and suspended hollows, which are associated with normal faulting (Figs. 5 and 9) and have been dissected by gullies up to 10 m deep. In some cases, these incisions allow debris flow to bypass debris in fault scarps and to be deposited directly onto the low-lying surface surrounding the massif.

Rivers follow the main faults or the direction of shear zones and meet at the low plains and basins, where they form aprons and alluvial deposits. The transition from debris flow deposits to alluvial fans is generally abrupt and marked by a decrease in topographic gradient. In the topographically lower areas, the deposits consist of alluvial fans shed from adjacent escarpments, which overlie both the crystalline basement and Cretaceous to Quaternary sedimentary basins at the base of the escarpment. The alluvial fan deposits are matrix-supported and poorly bedded and sorted. These fans are usually larger in the western escarpment of the PM, where the topographic contrast between summit and low-lying surface occurs in less than 500 m in plan view. The fans form units 3–5 km in radius. They developed initially against the footwall escarpment and, as deposition continued, coalesced into aprons and extended as far as 2

km from the main escarpment. The footslope ramp constitutes a pediment surface that forms concave knick points and diminishes its gradient from $\sim 10^\circ$ to subhorizontal away from the escarpment (Fig. 7D). The aprons graded into alluvial deposits, which mainly comprise channel and flood-plain deposits. These deposits occur along rivers that are structurally controlled by the high-angle dip of shear zones and faults as they follow these structures. These Quaternary sediments have been incised by later streams of Holocene age (Fig. 9C).

3.4 Chronology of Quaternary sediments

We dated quartz grains using Optically Stimulated Luminescence (OSL) and the Single Aliquot Regenerative-dose (SAR) protocol technique. The SAR technique provides reliable dates of sediments reaching up to 1 Ma, even when grains are not completely bleached as in colluvia (Duller et al., 2003; Wintle and Murray, 2006). The SAR technique is now preferred over the Multi Aliquot (MAR) technique because of its high precision and accuracy, independence of variation in growth-curve shape, and specific luminescence (Duller et al., 2003; Wallinga et al., 2000). In addition, SAR has been successfully applied to clastic sediments from semi-arid tropical regions such as NE Brazil, where organic matter is rare or absent in sediments (Nogueira et al., 2010; Moura-Lima et al., 2011; Rossetti et al., 2011; Suguio et al., 2011).

We collected samples by hammering plastic tubes into a depth of ~ 30 – 40 cm and drilling them into walls of outcrops. These outcrop walls were cleaned by removing at least 10 cm of outcrop face to avoid contamination by sunlight. In

addition, we collected blocks of lithified deposits, ~40-50 cm in diameter, where we could not use plastic tubes. We removed the outer face of these blocks under red light to prevent contamination by sunlight. These cleaned samples were then wrapped with black plastic materials and, together with the plastic tubes, sent for laboratory analyses.

OSL-SAR dating of quartz was carried out at the Faculdade de Tecnologia de São Paulo (FATEC-SP) and followed procedures detailed in [Murray and Olley \(2002\)](#). Sample grain sizes varied from 100 to 160 μm . These samples had their water content measured before and after the annual dose analysis. The OSL system used green light emitted by a Xe Lamp and filtered with an optical filter to stimulate quartz grains. The natural ^{232}Th , ^{238}U , ^{235}U , and ^{40}K radioactive isotope contents were measured in an InSpector Portable Spectroscopy Workstation, model 727, with a lead shield. OSL curves were calculated with a 1100-series automated OSL system (Daybreak Nuclear and Medical Systems, Inc.).

We dated 51 samples from the summit, fault scarps, and valleys in the PM ([Figs. 4 and 5](#)), which yielded ages between 46 and 0.9 ka ([Table 1](#)). The Merejo graben is the only basin that lacks Cretaceous units and only exhibits colluvial and alluvial Quaternary sediments ([Fig. 5](#)). This graben presents an underfilled nature, where areas between depocenters present little or no sediment. The sediments lie directly over the crystalline basement. Therefore, we concentrate our OSL sampling along this structure.

The oldest OSL ages occur at the summit of the PM. The first displacement of soil due to erosion occurred from 46 to 28 ka. Subsequent colluviation events remobilized sediments as early as 46.9 ka and continued up to 0.09 ka in the fault scarps at the Merejo graben, between 24 and 0.8 ka in the Rio Nazaré graben, and between 28 and 0.9 ka in the Icozinho graben. The 51 ages of sediments of the PM are classified into four chronological periods: three samples from the Last Interstadial Maximum (46–28 ka), 11 samples from the Last Glacial Maximum (LGM) period (24 – 11 ka), 18 in the deglaciation period (17–12ka), 10 in the mid-Holocene (3 –2ka), and nine in the late Holocene (less than 1.5 ka) (Table 1).

Figure 12 presents the OSL-SAR ages of samples from the study area. It indicates that ages tend to increase with height, which suggests that sediments were reworked and redeposited down slope. Cross-sections perpendicular to the fault scarps show a gradual decrease in age of colluvial sediments (Figs. 5 and 10). The ages along fault scarps indicate that sediment ages in the upper parts of scarps are usually older than those at the toes of the scarp. This process resulted in a series of colluvial deposits which are increasingly younger down the section. The alluvial sediments are usually younger than the colluvial sediments. The OSL ages indicate that the main deposition of alluvial sediments occurred between 0.4 and 0.12 ka.

We grouped the samples in clusters according to area and height and we correlated age and altitude for each group. Clusters 1 to 5 are located on the summit of the PM, present heights above 500 m, and range from 3.0 to 46 ka in

age. Most of the colluvium is accumulated in knick points and suspended hollows. We dated two superposed layers of colluvia in a few road cuts (e.g., cluster 2, samples 23–24, 26–27, 28–29). They have a depositional gap between layers of ~2.1 to 3.0 ka. A few clusters show an age-altitude cascade-mode pattern; that is, the ages increase with height. This is the case of clusters 1, 3, and 5. In cluster 3, samples 44 and 45 were dated at points ~1,000 m apart, but these samples show the same age, which is probably related to the same colluvial event. The same occurs with samples 50 and 51, collected ~1,000 km apart. Clusters 6 to 9 represent a lower height at fault scarps. Usually, these samples are 32.0 to 1.0 ka in age and are younger than those of clusters 1 to 5. In this context, samples 33 and 34, collected at the same site but different heights, represent different colluvial cycles with a deposition gap of 6 ka between them. These samples occur at knick points, where sediments are trapped for a longer period than those found along steep fault scarps such as cluster 8. Clusters 6 and 8 show a cascade mode of ages, whereas clusters 7 and 9 show the opposite. This reveals a complex pattern of colluvium ages. The oldest ages in the study area belong to samples 12 (46 ka), 7 (32 ka), and 47 (28 ka). They represent remobilized soil and colluvium at the summit of the PM. Cluster 10 is located inside the Merejo graben. It represents colluvial and mostly alluvial deposits of Holocene age. The flat pattern represents the flat topography of the Merejo graben.

4 Discussion

4.1 Regional and local long-term uplift rates

Several studies indicate that topography disappears relatively quickly across the globe because of denudation (e.g., [Casas-Sainz and Cortes-Garcia, 2002](#); [Japsen et al., 2009](#)). For example, in the São Francisco craton ~ 900 km south of the PM, a thermochronological study concluded that an interval of 20 Ma is enough to form a regional peneplain by erosion after a previous uplift event ([Japsen et al., 2012](#)). In the study area, several datasets argue for a complete destruction of the Cretaceous topography along the coast and its retreat inland. Therefore, vigorous Cretaceous scarps and flat tops would not have survived ~140 Ma of erosion and remained steep at heights of at least ~500 m in relation to the surrounding surface as they are today in the PM.

In the PM, the periods of denudation have a degree of uncertainty due to the lack of dating of the late Cretaceous, Paleogene, and Neogene events. However, we use thermochronology and Ar/Ar data from previous studies in adjacent areas to infer fault movements. The age of the first faults that shaped the PM is constrained by the age of the Cretaceous basins. In the PM, uplift occurred along reactivated shear zones, some of which coincide with the boundaries of Neocomian basins (~140-120 Ma). Thermochronological data from nearby areas indicate two main cooling periods in the region: 135–70 and 15–0 Ma for the area east of the Portalegre shear zone, and 225–135 and 15–0 Ma for the area west of the Portalegre shear zone ([Nóbrega et al., 2005](#)). If we take into account that (1) denudation in the region eroded 3–4 km of crust, (2) the present-day exposed surface has not experienced temperatures higher than 120 °C from 225 to 125 Ma, and (3) a geothermal gradient of ~30°C/km affected the region we arrive at a regional uplift rate of 13 m.Ma⁻¹ to 28 m.Ma⁻¹ since the

breakup of Pangea. The fission track data above and data from the sedimentary basins ([Pessoa Neto, 2003](#)) indicate that uplift in the region started only after the major phase of thermal subsidence around 112–100 Ma.

We can make another calculation of the maximum uplift rate of the PM, which uses the laterite surface. These laterite crusts provide excellent data that are useful for establishing both uplift and erosion rates, even in areas separated by 10 to 100 km. These surfaces constitute valuable stratigraphic markers ([Rossetti, 2004](#)). Laterite crust usually occurs in low topographic areas, at gentle elevations, and in rare places in plateaux where erosion is prevented. If we consider the laterite crust in the PM as a pre-uplift regional erosion surface and take into account that (1) the laterite crust formed at low elevations, where the local water level was present, and (2) the laterite crust is the same age as those in the nearby Borborema highland dated by [Lima \(2008\)](#) we can estimate uplift rates of the order of $\sim 34 \text{ m.Ma}^{-1}$. This is considerably higher than what has been previously proposed for a residual landform in a passive continental margin ([Peulvast et al., 2006](#)). However, there is a possibility that these laterite crusts were formed in highland areas, as in some cases in the Amazon region ([Rossetti, 2004](#)). Therefore, this uplift rate derived from a possible crust formed at low elevations should be viewed as the maximum.

The analysis above facilitates a rough estimate of uplift rate of the PM. In the uplift rates deduced from apatite fission track data and those deduced from the age of the laterite surfaces, the accuracy of the methods and the diachronic nature of some surfaces represent obvious methodological limitations. This

precludes the precise calculation of deformation rates, which should be investigated by further thermochronological studies. However, we propose that the uplift rate derived from thermochronology should be regarded as the minimum uplift rate of the PM and that the uplift rate derived from the laterite crust should be regarded as the maximum.

Slip rates on faults are usually lower than erosion rates in NE Brazil (Peulvast et al., 2006). However, fault slip rates and uplift vary across the region (Nóbrega et al., 2005). It follows that the PM still preserves most of its form and most of the denudation occurred as scarp retreat (backwearing) rather than by downwearing. The difference in uplift and denudation rates is also common along the passive South American margin (Brown et al., 2000; Leroy et al., 2004; Ribeiro et al., 2005; Tello Saenz et al., 2005). However, further work is required to place more accurate constraints on the age and kinematics of the faults.

It follows that amongst the widely used landform terms applied to various geographic contexts within intraplate South America and Africa, one stands out as being particularly problematic: “residual landform”. Cailleux and Tricart (1956) were the first to propose this terminology. They stated that tectonic residual landforms occur where initial tectonic deformation has ceased or slowed to the point where it is no longer perceptible. These landforms would persist in the landscape as long as the action of external forces was less effective than the response of internal ones. They assert that in such cases tectonics produces the general framework of landforms, whereas the types of

dissection would account for all other geomorphological traits. Tectonics did not intervene except in some traces and details such as the geometric disposition of lithological layers. According to a hierarchical taxonomic scheme, such forms would appear at the sixth level of spatial dimension, corresponding to areas in the 10^2 – 10^3 km² range, where geomorphic features would be in close agreement with lithological factors. This terminology has been overused in intraplate South America (IBGE, 2000; Radambrasil, 1981, 1983), such as in the case of the PM. The new data presented in our study indicate, however, that this terminology is not adequate for our study area and should be reviewed in many other places where it has been extensively used.

4.2 Fault-induced sedimentation in escarpments and valleys

In semi-arid regions, coarse, non-cohesive colluvial sediments present a morphology that could be derived from either non-faulted or faulted processes. Some colluvia may be related to extreme events, but others are consistent with a series of faulting events in the Quaternary. The colluvial sediments in the escarpment of the study area indicate that younger sediments occur progressively further away from the source, which is consistent with spasmodic uplift of the source areas. We present a schematic model of fault scarp evolution in the PM since the Cretaceous. We interpret this pattern as a cascade-mode deposition of colluvia. This pattern resulted from a progressive erosion and remobilization of older beds, which again were transported over short distances, were not fully exposed to sunlight, and underwent partial bleaching as fault scarps continued faulting (Fig. 11). These ages indicate that spasmodic accretion of alluvial fans and burial of pediment surfaces as well as

new depositions of alluvial channel deposits occurred repeatedly in the Quaternary.

Stratigraphic data from sedimentary basins indicate a sharp increase in clastic discharge from the Borborema Province into offshore basins since the Miocene ([Pessoa Neto, 2003](#)). This would indicate that onshore areas would also be capped by these sediments. However, the spasmodic erosion and sedimentation usually ensure that soils and sediments on scarps are kept relatively recent. The lack of preservation of pre-Quaternary soils or colluvial and alluvial deposits in the PM is consistent with instability of these deposits in the region. Both colluvial and alluvial sedimentation are processes that are still active today. This result of these spasmodic events would reflect the pedogenic process since the last hillslope cycle ([Bezerra et al., 2008](#)), which in the case of the PM is Quaternary. The absence of pre-Quaternary sediments capping the PM could not be taken as evidence for non-deposition. This erosion and sedimentation pattern is different from the one described in SE Brazil, characterized by humid tropical conditions and deep weathering, where grabens are filled up by Eocene to Quaternary sediments ([Gontijo Pascutti et al., 2010](#); [Riccomini et al., 2004](#); [Salamuni et al., 2003](#)).

Studies of debris flow deposits, which depend on the storage and supply of fresh sediments, indicate that a regular distribution of ages is consistent with catchments supplied only by weathering ([Bardon and Jaboyedoffi, 2008](#)). On the contrary, the spasmodic colluvial accretion reflects the occurrence of high-

magnitude, low-recurrence episodes such as faulting or climate shifts in a semi-arid hillslope system ([Bezerra et al., 2008](#)).

Several studies have shown the important role of fault scarps in the formation of colluvial deposits. The likelihood of non-climatic events such as faults must be considered as the trigger mechanism of slope instability and the generation of colluvial deposits and alluvial-fan deposits ([Thomas and Thorpe, 1985](#)). This type of slope instability has been related to paleoseismic activity along the Brazilian continental margin ([Gontijo-Pascutti et al., 2010](#)) and in other stable continental interiors (e.g., [Techmer et al., 2005](#)).

4.3- Hillslope sediments and climate driven mechanisms

Low-resolution paleoclimatic data, such as those derived from hillslope deposit reconstruction, must always be interpreted with caution. Nonetheless, due to the lack of other paleoecological proxies from the semi-arid NE Brazil, the Quaternary terrigenous continental sedimentation record has proved to be useful as an indicator of the regional environmental framework and dynamics within the time span covered by the, often thin and spatially scattered, sequences of continental deposits ([Barreto et al., 1996](#); [Bezerra et al., 2008](#); [Oliveira et al., 1999](#)).

As often seen within the regional semi-arid context of Brazil, hillslope sediments from the interior highlands do not frequently overlap alluvium, being separated from the latter by rock pediment ramps of varying lateral extension. In the PM,

alluvial sedimentation is scant and spatially restricted to pocket-plains.

Moreover, alluvial sedimentation in the study area lies within the limits of the mid-to-upper Holocene, with most of the long-term storage areas being located on the slopes. Therefore, the focus of this analysis will concentrate on colluvial rather than alluvial evidence.

Climatic driving mechanisms, largely controlled by ENSO teleconnections, might determine the strength of functional land surface processes in the region, but certainly were not in operation along the entire time span covered by the 51 sediment samples analyzed by OSL dating from the PM. Thus, within a broader timeframe perspective, other important well established global climatic trigger mechanisms must also be taken into consideration as suggested by the geomorphological/sedimentological evidence from the area. These are the Last Interstadial, the LGM and the P/H transition. In fact, roughly 70% of the studied colluvium deposits were formed under ENSO relaxation times, from 47 to ~7Ka BP, as evidenced by the literature dealing with high-resolution proxy data from NW South America and the tropical south Pacific ([Moy et al., 2002](#); [Tudhope et al., 2001](#)).

Hillslope deposits in the area date back to the Last Interstadial (three samples), but peak during the LGM (11 samples). Such behavior is in good agreement with other areas of eastern NE Brazil where hillslope deposits older than ~60 Ka are unknown ([Corrêa and Silva, 2008](#); [Silva and Corrêa, 2009](#)). However, LGM samples attest to the occurrence of significant slope instability in the area, also

identified by the work of [Bezerra et al. \(2008\)](#) for the continental margin of Brazil at 7° S. Such deposits are generally lacking in extra-tropical SE Brazil, where prevailing climatic conditions during the LGM are assumed to have been much drier and cooler ([Saia et al., 2008](#)). In fact, such findings present a new challenge to the interpretation of the early Pleistocene aridity of NE Brazil. The climate in the region has been thought to be much more severe and devoid of significant surface processes than the southern half of the country for a long period ([Ab'Saber, 1969](#)).

Although robust paleoecological data derived from pollen grains are almost completely lacking for the semi-arid core of NE Brazil during the LGM, clay mineralogy and deposit macrofabric analysis ([Bezerra et al., 2008](#); [Silva and Corrêa, 2009](#)) attest that soil-forming conditions had remained semi-arid. The occurrence of calcrete accumulations within closed depressions in the pedimented lowlands also points to a stronger LGM aridity in the area ([Silva, 2007](#)). Nonetheless, extreme, although erratic, rainfall events must have triggered colluviation on some of the highland slopes. These consist mostly of matrix-supported medium to coarse gravelly deposits. Due to the subequatorial location of the PM, it is plausible to assume that even during the LGM climatic trigger mechanisms in the area were controlled by the southward displacement of the ITCZ and its subordinate weather systems such as the contemporary UTCVs. However, such climatic drivers must have operated in a rather different mode to have provoked generalized hillslope sediment reworking.

Following a 2 ka interval, colluviation in the area peaks again in the P/H transition, with roughly one-third of the samples being concentrated within that time span. Again, the P/H transition, up to mid-Holocene times, is marked by the occurrence of low frequency and low magnitude El Niño events ([Moy et al., 2002](#); [Rodbell et al., 1999](#)) up to ~7 to 6 Ka BP. Not surprisingly, up to 55% of the samples in the area derive from that global climate amelioration interval. Likewise, this period also coincides with a minimum influence of ENSO teleconnections, thus reducing the occurrence of severe recurrent droughts in the area.

The Upper Holocene in the region is marked by a steady decrease in hillslope sedimentation (11% of the samples), and the emergence of alluvial deposition. Within the broader context of northeastern Brazil, late Holocene colluviation is missing, and this is commonly interpreted as a response to the onset of the contemporary ENSO mode, with high frequency high magnitude droughts affecting the region, with fewer moister respites, yet not conducive to significant hillslope failure or gravitational flows. In this regard, the behavior of the PM does not coincide with the expected pattern for the region, although the three dated alluvial samples roughly coincide with weaker than normal El Niño frequencies ([Moy et al., 2002](#)), covering the 4–2 ka BP interval.

As for hillslope sedimentation in the area, the late Holocene linkages with ENSO do not seem so straightforward, with samples dated from both weaker and stronger El Niño frequency phases. This pattern of operation could however

be interpreted on the basis of local/regional synoptic scenarios, which are more prone to the ITCZ influence than those of southern/central NE Brazil, where most of the current studies in the region have been conducted. Nonetheless the lack of historical counterparts matching sub-recent slope failure episodes, some as young as 0.9 ka, remains intriguing, especially if one bears in mind that the synoptic extreme rainfall events generating disturbances operating nowadays in the region must not have differed much from those of the recent past.

5 Conclusion

The Pereiro Massif (PM) occurs in the Borborema Province, a shield composed of Archean to Proterozoic inliers amalgamated along metavolcano-sedimentary belts. The Borborema Province was separated from its African counterpart in the Jurassic–Cretaceous, when a continental margin on both sides of the Atlantic evolved from rifted areas characterized by extension to intraplate areas characterized by compression. The margin was uplifted during the breakup of these continents.

The PM is an elongated topographic relief composed mostly of granite, which rises sharply from an extensive low-lying surface ~200 m high to a maximum altitude of ~876 m. The PM is bounded by ductile shear zones, which were reactivated as brittle normal faults in the early Cretaceous. Between the Cretaceous and the Quaternary, the faults led to the structural compartmentalization of the PM, with formation of distinct blocks separated by major faults and a few sedimentary basins. The uplift rates are not uniform across the region and indicate that the present-day topography of the PM could

not have remained intact since the Cretaceous. Mean regional uplift rates, based on fission-track data, range from 20 to 5 m.Ma⁻¹. However, the maximum uplift rate of the PM based on the age of nearby laterite crust is ~34 m.Ma⁻¹.

Usually, there is little Quaternary sediment storage within the basins and along escarpments. The colluvial deposits are sourced through fault-controlled escarpments. The colluviation process has been active in the last 46 ka and it resulted mainly in a reverse age stratigraphy of colluvia. This age reversal is related to the reworking of colluvial sediments as they move from the top to the toes of the scarps. The spasmodic nature of the processes that shaped the landscape of the PM ensures that soils and sediments reflect the last erosion and sedimentary cycle. This is reflected in the Quaternary age of colluvia and soils capping the PM. Erosion of the PM occurred mainly by scarp retreat (backwearing) rather than by erosion of the top surfaces (downwearing). Therefore, the extreme soil erosion is concentrated mainly along the fault-controlled escarpments of the PM. This process occurred mainly under a semi-arid climate setting similar to the present-day conditions.

Acknowledgments

References

Ab'Sáber A.N., 1969. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. Inst. Geográfico USP, São Paulo. Geomorfologia 15., 15pp.

Ab'Saber, A.N., 1979. Os mecanismos da desintegração das paisagens tropicais no Pleistoceno: efeitos paleoclimáticos do período Würm-Wisconsin no Brasil. Inter-Facies escritos e documentos 4,1-11.

- Andrade, G.O, Lins, R. 1965. Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil. *Arquivos do Instituto de Ciências da Terra* 3, 11–28.
- Arthaud, M.H., Caby, R., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Parente, C.V., 2008. Geology of the Northern Borborema Province NE Brazil and its Correlation with Nigeria, NW Africa, Geological Society, London, Special Publications 294, 49–67.
- Araújo, M. N. C., Vasconcelos, P. M., Silva, F. C. A. da, Sá, E. F. J. de, Sá, J. M., 2005. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of gold mineralizations in Brasiliano strike-slip shear zones in the Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 445–460.
- Bardon, E., Jaboyedoff, M., 2008. Debris flows as a factor of hillslope evolution controlled by a continuous or a pulse process? In: Gallagher, K., Jones, S.J., Wainwright, J. (Eds.), *Landscape Evolution: Denudation, Climate and Tectonics over Different Time and Space Scales*. Geological Society, London, Special Publications 296, 117–127.
- Barreto, A. M. F.; Pessenda, L C.; Suguio, K. 1996. Probable drier Holocene climate evidenced by charcoal bearing middle São Francisco river paleodunes, state of Bahia, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 68, 1. 43-48.
- Bezerra, F. H. R., Amaro, V. E., Vita-Finzi, C., Saadi, A., 2001. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 61–75.
- Bezerra, F. H. R., Neves, B. B. B., Corrêa, A. C. B., Barreto, A. M. F., Suguio, K, 2008. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - the Cariatá trough, northeastern Brazil. *Geomorphology* 97, 555–582.
- Bezerra, F. H. R., Vita-Finzi, C., 2000. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology* 28, 591–594.
- Bezerra, F.H.R., do Nascimento, A. F., Ferreira, J. M., Nogueira, F. C., Fuck, R. A., Neves, B. B. B., Sousa, M.O.L., 2011. Review of active faults in the

Borborema Province, Intraplate South America Integration of seismological and paleoseismological data. *Tectonophysics* 510, 269–290.

Bigarella, J. J., Andrade, G. O. 1965. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. The Geological Society of America, INC. Special Paper 84, 433–451.

Bigarella, J. J., Becker, R. D., Santos, G. F. 2007. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Editora da UFSC 2, 877–1436.

Brasil. Ministério das Minas e Energia-MME. 1981. Projeto RADAMBRASIL: Folha SB24/25 Jaguaribe/Natal; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Levantamento integrado dos recursos naturais 23, pp.708-142.

Brito Neves, B. B., 1975. Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino. PhD Thesis. São Paulo. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 198pp.

Brito Neves, B.B.B., Riccomini, C., Fernandes, T. M. G., Santana, L. G., 2004. O sistema tafrogênico terciário do saliente oriental nordestino: um legado proterozóico. *Revista Brasileira de Geociências* 34, 127–134.

Brito Neves, B.B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: Cordani, U., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America, Proceedings of the 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro*, 151–182.

Brown, K.S., Ab'Saber, A.N. 1979. Ice-age refuges and evolution in the Neotropics: correlation of paleoclimatological, geomorphological and pedological data with modern biological endemism. *Paleoclimas* 5, 1–29.

Brown, R.W., Gallagher, K., Gleadow, A.J.W., Summerfield, M.A., 2000. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America. In: Summerfield, M.A (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. Wiley, Chichester, 255–281.

- Calleux, A, Tricart, J., 1956. Le problem de la classification des faits geomorphologiques. *Annales de Géographie* 65, 162–186.
- Casas-Sainz, A.M., Cortés-Garcia, A.L., 2002. Cenozoic landscape development in the central Iberian Chain (Spain). *Geomorphology* 44, 19–46.
- Cavalcante, J. C., 1999. Limites e evolução geodinâmica do Sistema Jaguaribeano, Nordeste do Brasil. Master's degree. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal (RN), Brasil, UFRN, 298 pp.
- Claudino-Sales, V., Peulvast, J.P., 2004. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian “Nordeste”: constraints on models of morphotectonic evolution. *Geomorphology* 62, 89–122.
- Cobbold, P.R., Meisling, K.E., Mount, V.S., 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, Southeastern Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85, 1925–1944.
- Corrêa, A.C.B. 2001. Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil. Ph.D. Thesis, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 386pp.
- Corrêa, A. C. de B., Silva, D. G. da, Melo, J. S., 2008. Utilização dos depósitos de encostas dos brejos pernambucanos como marcadores paleoclimáticos do Quaternário tardio no Semi-árido noredstino. *Mercator - Revista de Geografia da UFC* 14, 100-126.
- CPRM, 2003. Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará. Mapas na escala 1:500,000. Serviço Geológico do Brasil -CPRM (digital midia).
- Daly, M.C., Chorowicz, J., Fairhead, J.D., 1989. Rift basin evolution in Africa: the influence of reactivated steep basement shear zones: In: Cooper, M.A., Williams, G.D. (Eds.). *Inversion Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications 44, 309–334.
- de Castro, D. L., Bezerra, F. H. R., Castelo-Branco, R., 2008. Geophysical evidence of crustal-heterogeneity control of fault growth in the Neocomian

Iguatu Basin, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 26, 271–285.

de Castro, D. L., Bezerra, F. H. R., Sousa, M. O.L., Fuck, R. A., 2012. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. *Journal of Geodynamics* 54, 29–42.

Duller, G. A. T., Bitter-Jensen, L., Murray, A. S., 2003. Combining infrared- and green-laser stimulation sources in single-grain luminescence measurements of feldspar and quartz. *Radiation Measurements* 37, 543–550

Ferreira, J. M., Assunção, M., 1983. Sismicidade do nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica* 1, 67–87.

Ferreira, J. M., França, G., Vilar, C., do Nascimento, A., Bezerra, F., Assunção, M., 2008. Induced seismicity in the Castanhão reservoir, NE Brazil Preliminary results. *Tectonophysics* 456, 103–110.

Ferreira, J. M., Oliveira, R. T., Takeya, M. K. , Assunção, M., 1998. Superposition of local and regional stresses in Northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the potiguar marginal basin. *Geophysical Journal International* 134, 341–355.

Françolin, J. B. L., Cobbold, P. R., 1994. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for opening of the Atlantic. *Journal of Structural Geology* 16, 647–661.

Gontijo-Pascutti, A., Bezerra, F. H. R., Terra, E. La, Almeida, J. C. H., 2010. Brittle reactivation of mylonitic fabric and the origin of the Cenozoic Rio Santana Graben, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 522–536.

Guerra, A.T. 1966. *Dicionário Geológico – Geomorfológico*. Bertrand Brasil, 600 pp.

Haylock, M. R., Peterson, T. C., Alves, L. M., Ambrizzi, T., Anunciação, Y. M. T., Baez, J., Barros, V. R., Merlato, M. A., Bidegain, M., Coronel, G., Corradi, V., Garcia, V. J., Grimm, A. M., Karoly, D., Marengo, J. A., Marino, M. B., Moncunill, D. F., Nechet, D., Quintana, J., Rebello, E., Rusticucci, M., Santos, J. L., Trebejo, I., Vicent, L. A., 2006. Trends in total and extreme South American rainfall in 1960-2000 and links with Sea Surface Temperature. *Journal of Climate* 19, 1490–1512.

IBGE. 2009. Manual técnico de geomorfologia. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 2 ed., 5, 182 pp.

Ivanochkoa T. S., Ganeshrama, R. S., Brummer, G.A., Ganssenc, G., Jungc, S. J.A., Moretond, S. G., Kroonc, D., 2005. Variations in tropical convection as an amplifier of global climate change at the millennial scale. *Earth and Planetary Science Letters* 235, 302– 314.

Japsen, P., Bonow, J. M., Green P. F., Cobbold, P. R., Chiossi, D., Lilletveit, R., Magnavita, L., Pedreira, A., 2012. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. *Geological Society of America Bulletin* 124, 800–816.

Japsen, P., Bonow, J.M., Green, P.F., Chalmers, J.A., Lidmar-Bergström, K. 2009. Formation, uplift and dissection of planation surfaces at passive continental margins. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 683–699.

Japsen, P., Bonow, M.B., Green, P.F., Chalmers, J.A., Lidmar-BergStröm, K., 2006, Elevated, passive continental margins: Long-term highs or Neogene uplifts? New evidence from West Greenland: *Earth and Planetary Science Letters* 248, 330–339.

King, L. C., 1953. Canons of landscape evolution. *Geological Society America Bulletin* 64, 721–752.

King, L.C., 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia* 18, 147–263.

King, L.C., 1962. *Morphology of the Earth*. London: Oliver and Boyd, Edinburgh, 699 pp.

Leroy, S., Gente, P., Fournier, M., d'Acromont, E., Patriat, P., Beslier, M.O., ellahsen, N., Maia, M., Blais, A., Perrot, J., Al-Kathiri, A., Merkouriev, S., Fleury, J.-M., Ruellan, P.-Y., Lepvrier, C., Huchon, P., 2004. From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden: A geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin: *Terra Nova* 16, 185–192.

Lidmar-Bergström, K., Ollier, C. D. & Sulebak, J.R., 2000. Landforms and uplift history of southern Norway. *Global and Planetary Change* 24, 211 – 231.

Lima, M. da G. 2008. *A história do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e tectônicas*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, PPGG, PhD Thesis, 461pp.

Mabesoone, J.M., Lobo, H.R.C., 1980. Paleosols as stratigraphic indicators for the Cenozoic history of northeastern Brazil. *Catena* 7, 67–68.

Mabessone, J. M.; Castro, C. de., 1975. Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste brasileiro. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geociências* 3, 5-36.

Magini, C., 2001. *Precambrian Evolution of the Borborema Province – The westernmost part of Rio G. Norte State. of the State of São Paulo, Rio Claro, PhD thesis University, 218 pp. [In Portuguese]*.

Matos, R. M. D., 2000. Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic. *Geophysical Monography* 115 AGU, Washington DC, 115, 331–354.

Matos, R. M.D. de., 1992. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics*. 11, 766–791.

Morais Neto, J.M., Hegarty, K.A., Karner, G.D., Alkmim, F.F., 2009. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 26, 1070–1086.

Moura-Lima, E.N., Bezerra, F. H. R., Lima-Filho, F. P., de Castro, D. L., Sousa, M. O.L., Fonseca, V. P., Aquino, M. R., 2011. 3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology* 235, 160–171.

Moy, C. M., Seltzer, G. O., Rodbell, D. T., Anderson, D. M. 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch *Nature* 420, 162 – 165.

Murray, A.S., Olley, J.M., 2002. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria* 21, 1–15.

Nóbrega, M. A., Sá, J. M., Bezerra, F. H. R., Hadler Neto, J. C., Iunes, P. J., Oliveira, S. G., Saenz, C. A. T., Lima Filho, F. P., 2005. The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. *Radiation Measurements* 39, 627–633.

Nogueira, F.C., Bezerra, F. H. R., Fuck, R. A., 2010. Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil. *Journal of Geodynamics* 49, 79–91.

Oliveira, P.E. de, Barreto, A.M. F., Suguio, K., 1999. Late Pleistocene=Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 152, 319–337.

Pessoa Neto, O. C. 2003. Estratigrafia de sequencias da Plataforma mista neogenica na bacia potiguar, margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociencias* 33, 263-278.

Peulvast, J. P., Claudino-Sales, V., Bezerra, F. H. R., Bétard, F., 2006. Landforms and neotectonics in the Equatorial passive margin of Brazil. *Geodinamica Acta (Paris)* 19, 51–71.

Peulvast, J.P., Claudino-Sales, V, Bétard, F, Gunnel, Y., 2008. Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for

differentiated long-term landscape evolution in a transform margin. *Global and Planetary Change* 62, 39–60.

Peulvast, J.P.; Claudino-Sales, V., 2004. Aplainamentos e Geodinâmica: revisitando conceitos clássicos em Geomorfologia. *Revista. Mercator Revista da Geografia da UFC* 1, 62-92.

Ponte, F. C., Ponte Filho, F. C., 1996. Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe. Recife: DNPM, 68pp.

Ribeiro, L. F. B., Hackspacher, P. C., Ribeiro, M. C. S., Hadler Neto, J.C., Tello, S.C.A., Iunes, P. J., Franco, A.O.B., Godoy, D. F., 2005. Thermotectonic and fault dynamic analysis of Precambrian basement and tectonic constraints within Parana basin. *Radiation Measurements* 39, 669–673.

Rodbell, D., Seltzer, G., Anderson, D., Abbott, M., Enfield, D., Newman, J., 1999. An 15,000 year record of El Niño – driven alleviation in southwestern Ecuador, *Science* 283, 516-520.

Rossetti, D. F., 2004. Paleosurfaces from Northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology* 169, 151–174.

Rossetti, D. F., Bezerra, F. H. R., Betard, F., Góes, A.M., Valeriano, M.M., Andrades-Filho, C.O., Mittani, J.C.R., Tatum, S. H., Neves, B. B. B., 2011. Late Quaternary sedimentation in the Paraíba Basin, Northeastern Brazil: Landform, sea level and tectonics in Eastern South America passive margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 300, 191–204.

Sá, J. M., McCreath, I., Leterrier, J. 1995. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of the Orós fold belt (Borborema Province, Northeast Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 8, 299–314.

Salamuni, E., Ebert, H. D., Borges, M. S., Hasui, Y., Costa, J. B. S., Salamuni, R., 2003. Tectonics and sedimentation of the Curitiba Basin. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 901-910.

Saia, S.E.M.G., Pessenda, L.C.R., Gouveia, S.E.M., Aravena, R., Bendassolli, J.A.B., 2008. Late glacial vegetation changes in the Atlantic Forest, southeastern Brazil. *Quaternary International* 184, 195–201.

Silva, D. G. da, Corrêa, A. C. de B.. 2009. Aplicação da microgeomorfologia de solos aos estudos de sedimentos quaternários: uma ferramenta para a reconstrução paleoambiental. *Mercator - Revista de Geografia da UFC* 15, 11-137.

Suguio, K., Bezerra, F. H.R., Barreto, A.M.F., 2011. Luminescence dated Late Pleistocene wave-built terraces in northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 83, 907–920.

Techmer, K. S., Heinrichs, T., Kuhs, W. F., 2005. Cryo-eletron microscopic studies of structures and composition of Mallik gas-hydrate-bearing samples. In: *Scientific Results from the Mallik 2002 gas Hydrate Production Research Well Program, Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada*, (Ed.) Dallimore, S.R. T., Collett, S. Geological Survey of Canada, Bulletin 585.

Tello, S. C. A., Hadler, J. C., Iunes, P. J., Guedes, S. , Hackspacher, P. C., Ribeiro, L. F. B., Paulo, S. R., Osório, A. M. A., 2005. Thermochronology of the South American Platform in the state of São Paulo, Brazil, trough apatite fission track. *Radiation Measurements* 39, 635–640.

Tenório, M.C., Pinto, D.C., 2008. Identidade cultural, contato e sistemas de trocas percebidos através do estudo de pontas ósseas provenientes de sambaquis brasileiros. *Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro*, 66, p.311-321.

Thomas, M.F., Thorpe, M..1985. Environmental change and episodic etchplanation in the humid tropics of Sierra Leone: the Koidu etchplain. In: Douglas, I., Spencer T. Eds., *Environmental Change and Tropical Geomorphology*, Chap. 12, George Allen, London 239–267.

Trompette, R. 1994. *Geology of Western Gondwana 2.000-500 Ma. The Pan-African Brasiliano Amalgamation of South America and Adjacent África*. Rotterdam, Balkema. 366 p.

Tudhope, A. W., Chilcott, C. P., McCulloch, M. T., Cook, E. R., Chappell, J., Ellam, R. M., Lea, D. W., Lough, J. M., Shimmield, G. B., 2001. Variability in the El Niño-Southern Oscillation Through a Glacial-Interglacial Cycle. *Science Magazine* 291, 1511-1517.

Turner J.P., Green, P.F., Holford, S, P., Lawrence, S.R., 2008. Thermal history of the Rio Muni (West Africa) – Brazil margins during continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters* c, 270, 354–367.

Vasconcelos, P. M. P., 1995. Mechanism and kinetics of atmospheric, radiogenic, and nucleogenic argon release from cryptomelane during $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Geochemical Cosmochemical Acta* 59, 2057–2070.

Wallinga, J., Murray, A., Wintle, A., 2000. The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grained feldspar. *Radiation Measurements* 32, 529–533.

Wintle, A.G, Murray, A.S., 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41, 369–391.

Zuquette, L. V., Colares, J. Q. ; Pejon, O. J., 2002. Environmental degradation related to human activities developed in Fortaleza Metropolitan Region, state of Ceara, Brazil. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 61, 241–251.

Figure Captions

Figure 1

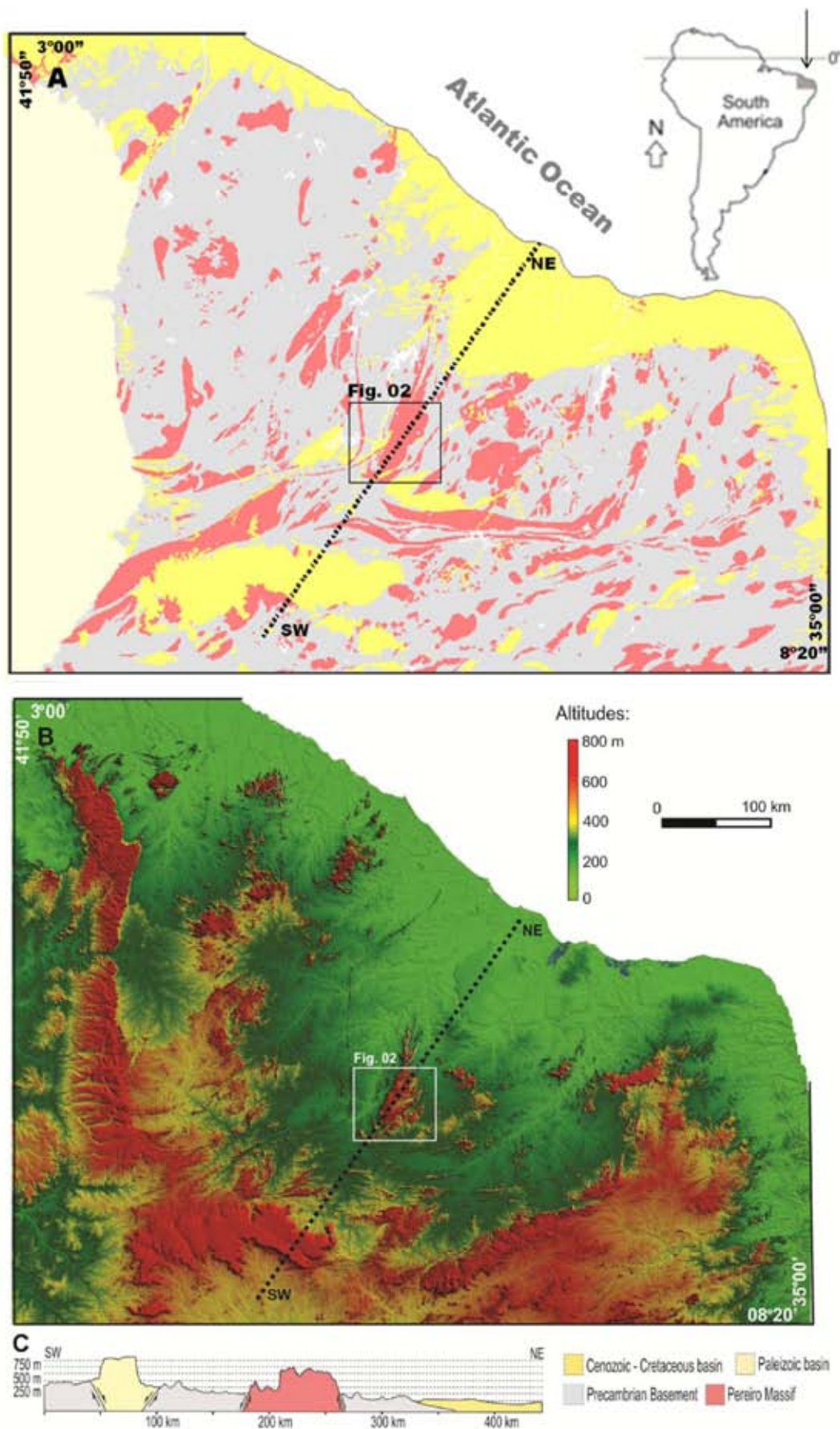


Figure 1 – Continental margin of NE Brazil: (A) simplified geological map of NE Brazil. The PM is located in the central part of the figure; (B) Aster topography emphasizing the low-lying plain, elevated areas in the Borborema highland, the Pereiro Massif, and sedimentary basins; (C) topographic-geological cross-section of area marked in (A) and (B).

Figure 2

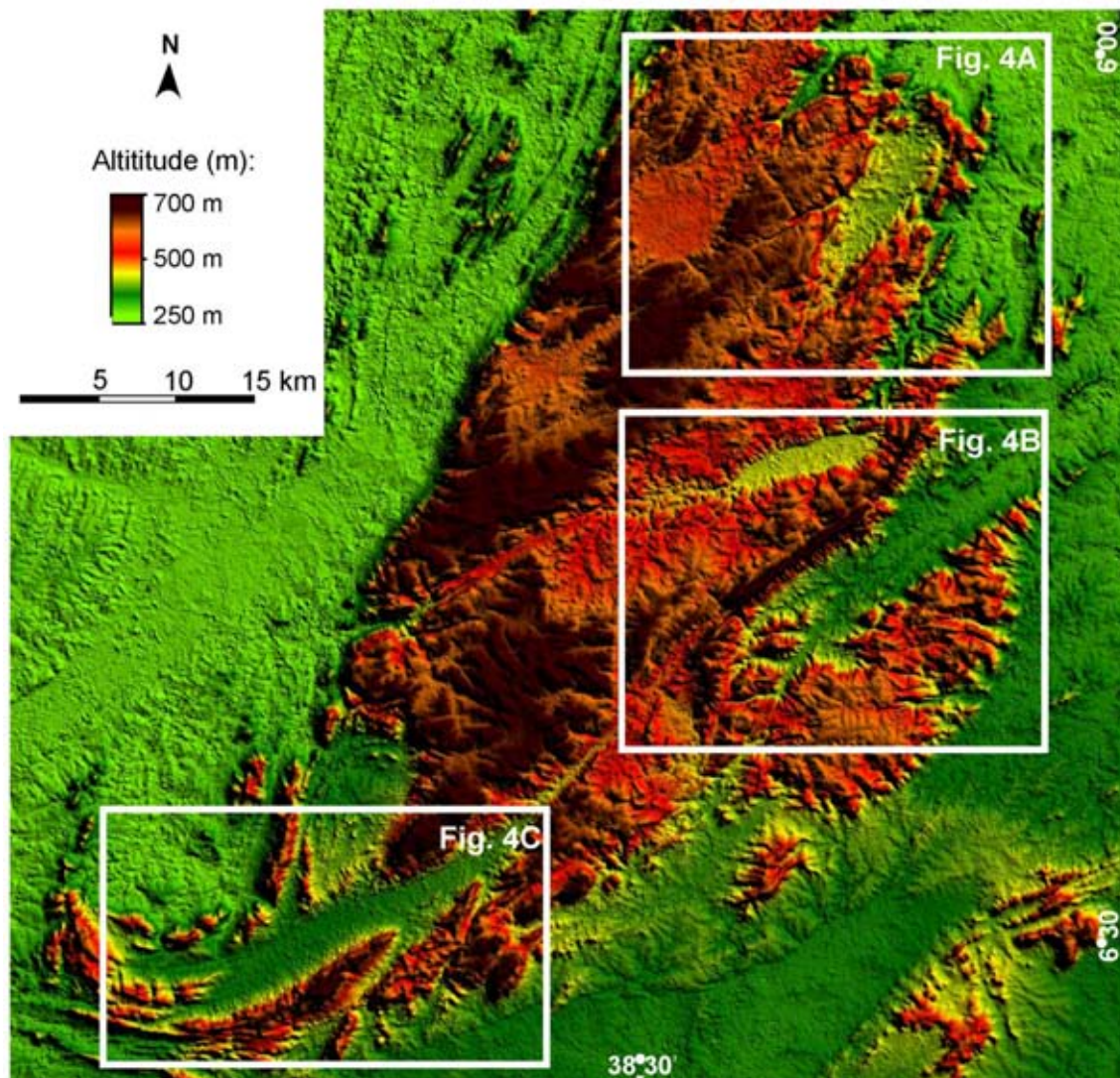


Figure 2 – Hypsometric map of the Pereiro Massif using Aster imagery, surrounded by a low-lying plain, and location maps of areas investigated in detail.

Figure 3

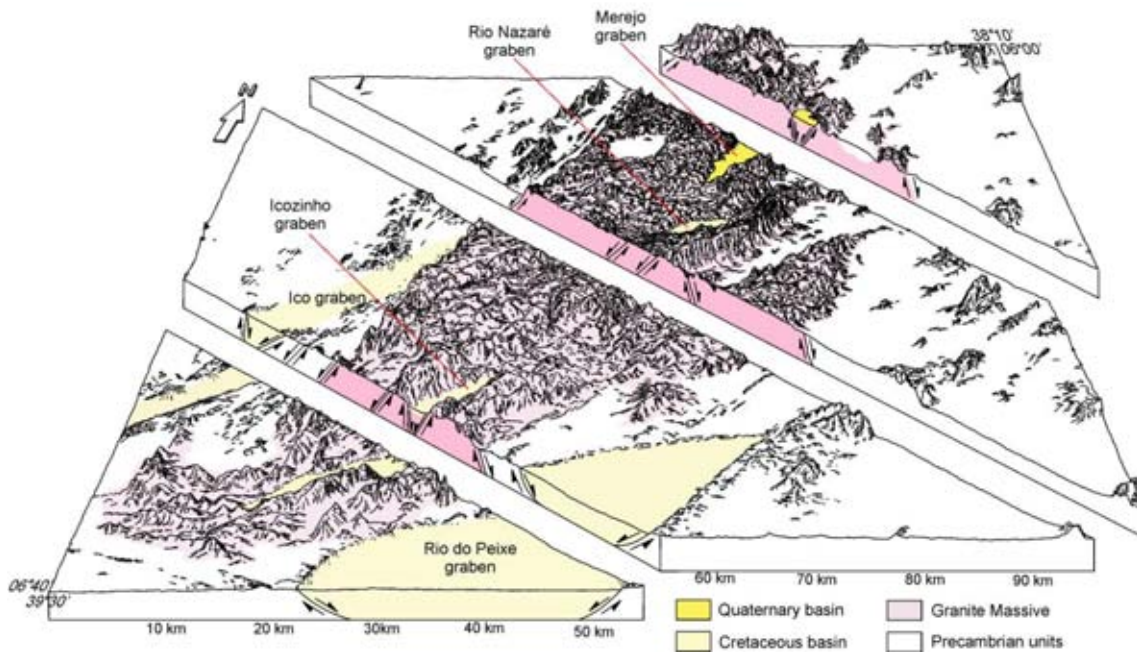


Figure 3 – Drawing showing a 3D view of the Pereiro Massif, sedimentary basins, and main bounding faults.

Figure 4

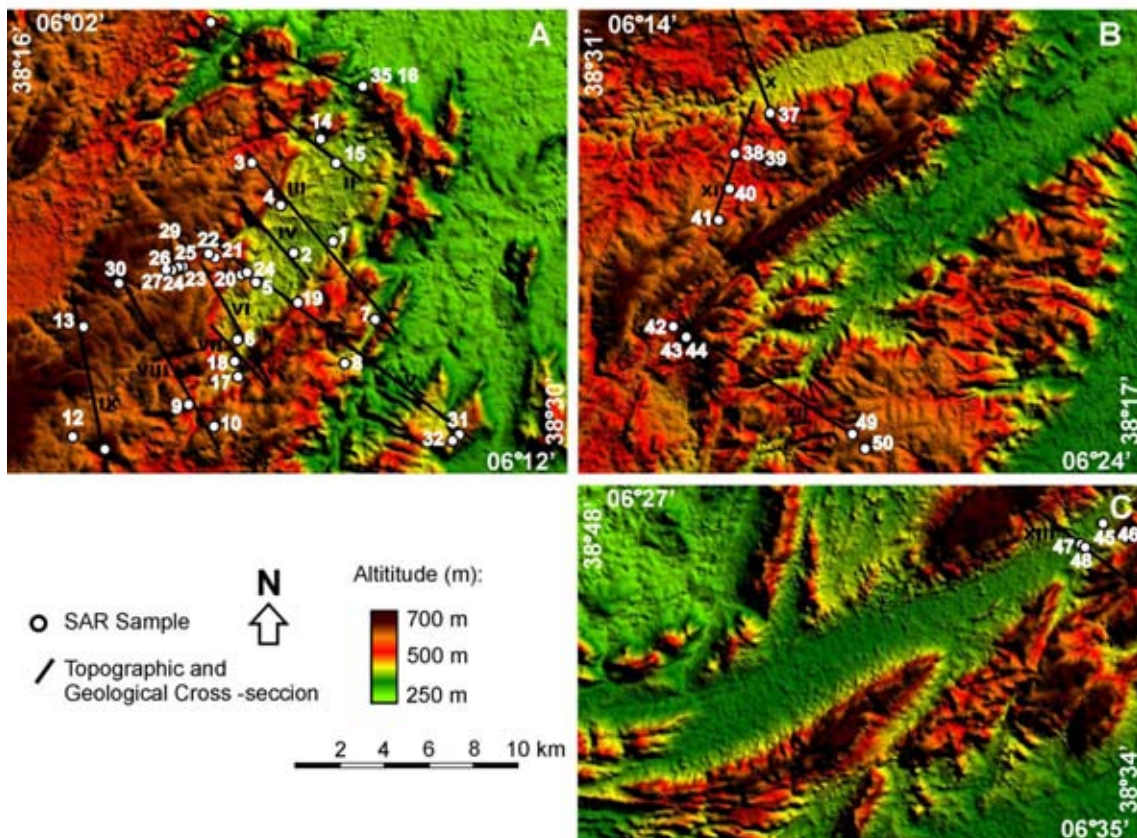


Figure 4 – Hypsometric map of OSL-SAR sampling areas: (A) Merejo graben and NE border of the PM; (B) Rio Nazaré graben and eastern border of the PM; (C) Icozinho graben and southern border of PM.

Figure 5

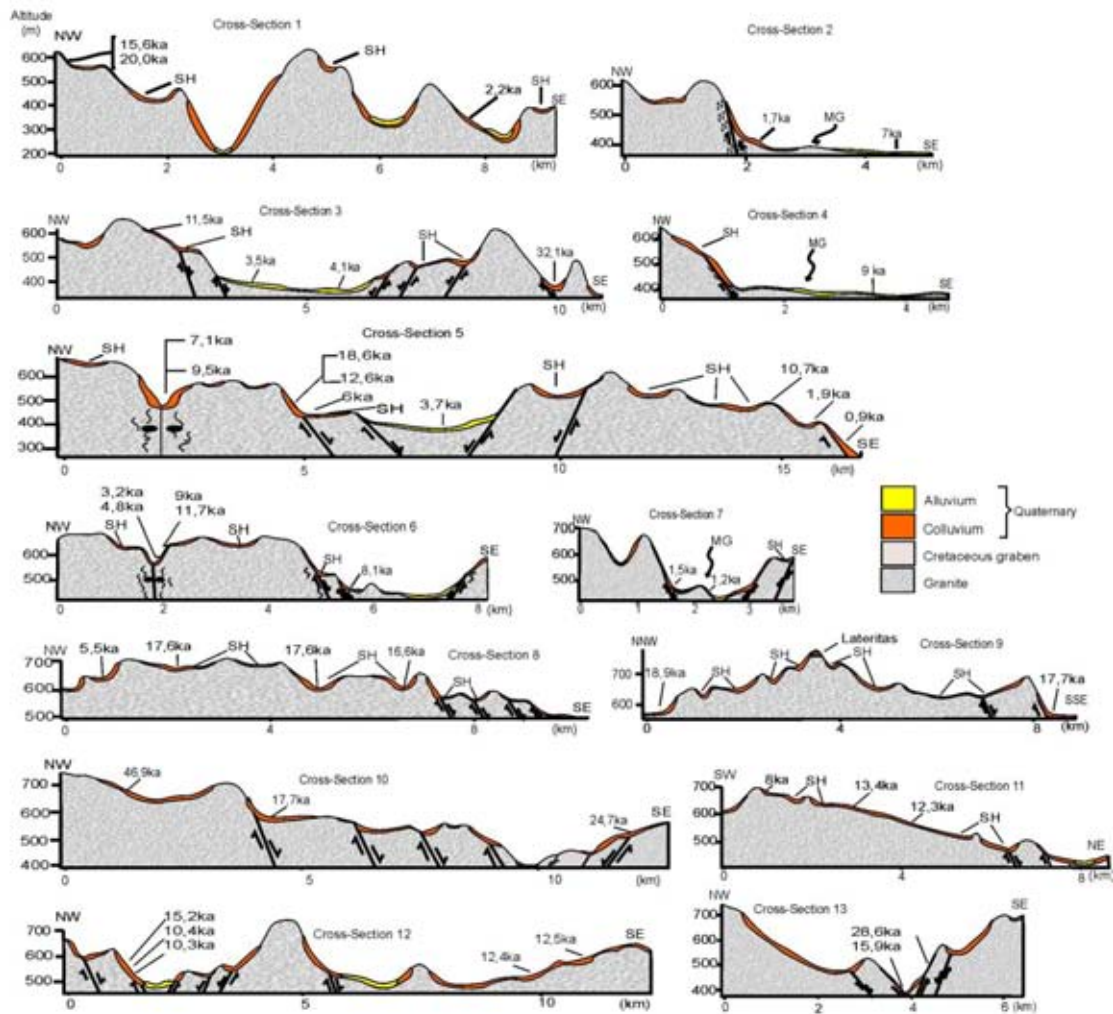


Figure 5 – Cross-section of fault blocks and related sediments in the eastern and central part of the PM. The chronology of colluvial and alluvial deposits is represented in cross-section, shown with exaggerated thickness for the sake of clarity. Locations of cross-sections are shown in Fig. 4A, B, and C. Numbers are

OSL-SAR ages in thousands of years (ka). Key: Mrj – Merejo Graben; SH – Suspended hollow; FS – Fault scarp.

Figure 6



Figure 6 – Multiple fault rocks from different crustal levels: (A) cataclasite in quartz vein in the northern border of the Rio Nazaré graben; (B) fault breccias in a horst in the central part of the Icó graben and (C) in the SE border of the Rio Nazaré graben; (D) faulted and tilted Cretaceous sandstone capped by a horizontally dissected tableland of Quaternary alluvial sediments in the Icó graben; (E) fault in Quaternary colluvium in the eastern border of the PM; (F)

slickensides overprinted on stains of oxides-hydroxides of Fe-Mn in weathered rock in crystalline basement in the eastern border of the PM.

Figure 7

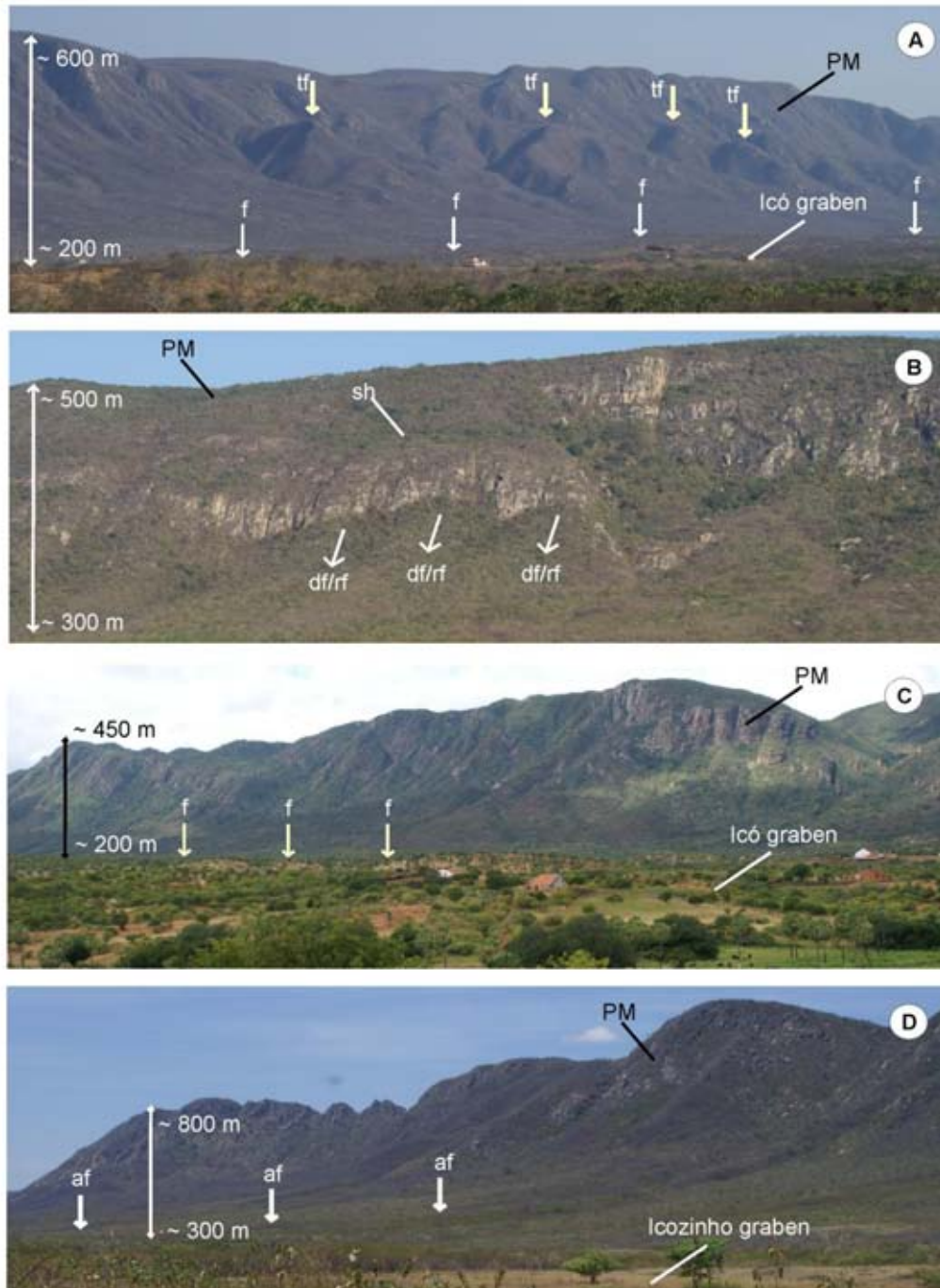


Figure 7 – Fault scarps in the PM and sedimentary basins: (A) the western escarpment of the Icó graben, (B) detailed view of eastern escarpment of Icozinho basin, (C) general view of the Icó graben; and (D) general view of the

Merejo graben. Figures show the summit of the PM, triangular facets (tf) in fault scarp, suspended hollows (sh) associated with faults (f), debris flow and rockfall deposits (df, rf), and alluvial fans (af) forming a pediment surface. Vertical white arrows mark the height of scarp in each photo.

Figure 8

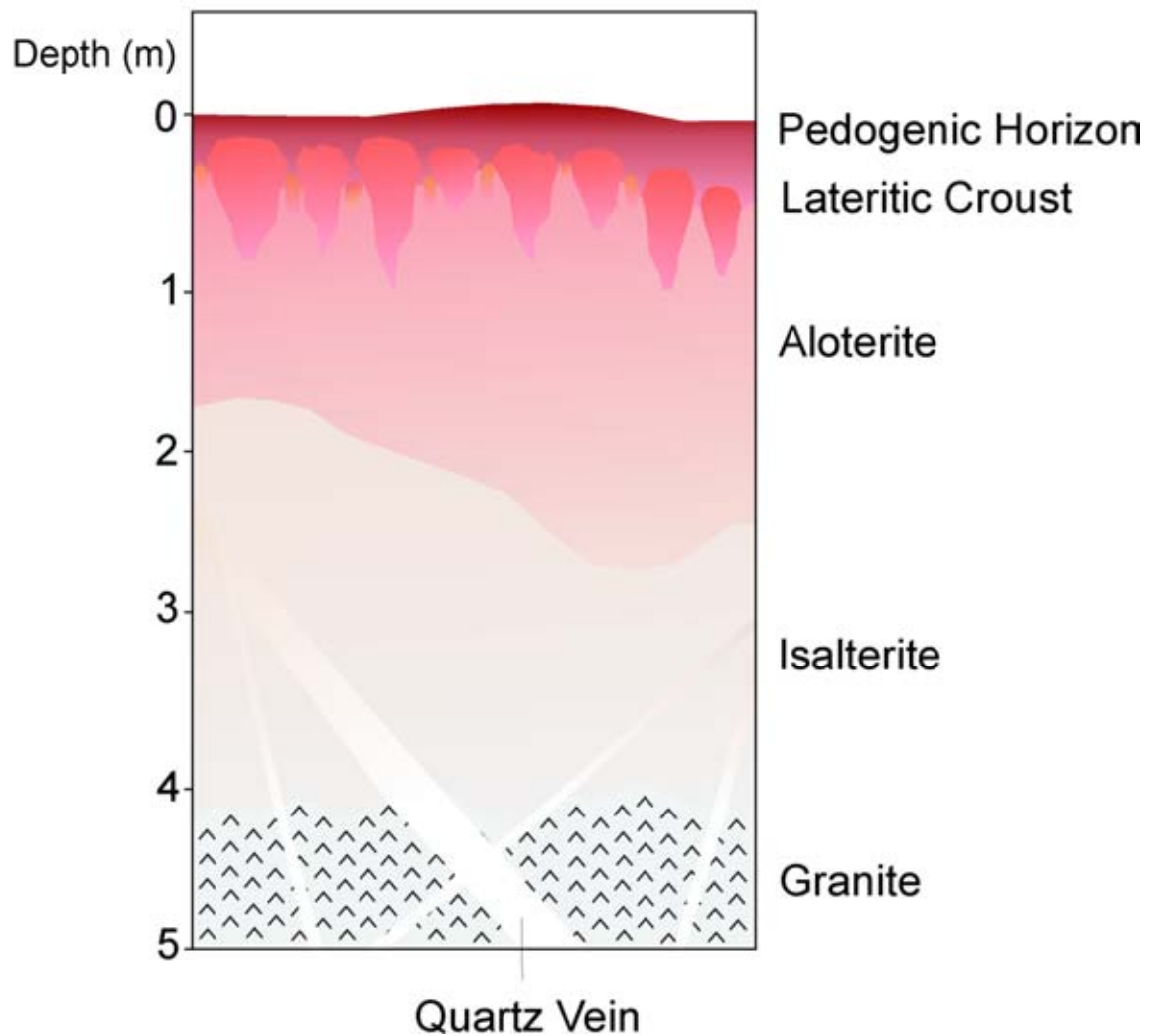


Figure 8 – Laterite crust and soil that caps the crystalline basement at the western summit of the PM.

Figure 9

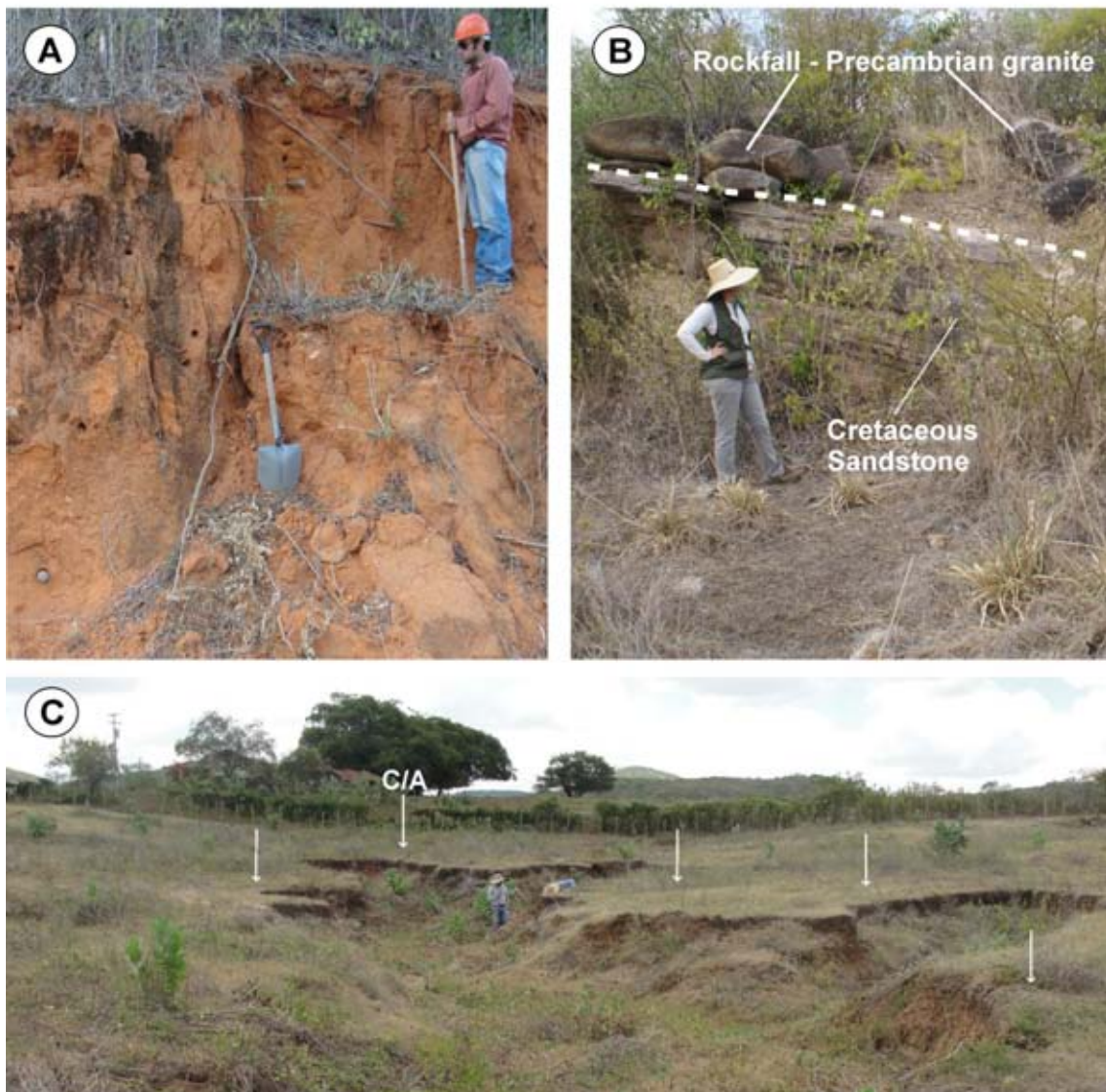


Figure 9 – Quaternary sediments in the study area: (A) debris flow at the western scarp of the Merejo graben; (B) granite boulders, shed from adjacent escarpment of the PM ~1 km away, cap Cretaceous sandstone in the Icó graben; (C) dissected Pleistocene/Holocene channel deposit in the Merejo graben. White arrows indicate current-day incision.

Figure 10

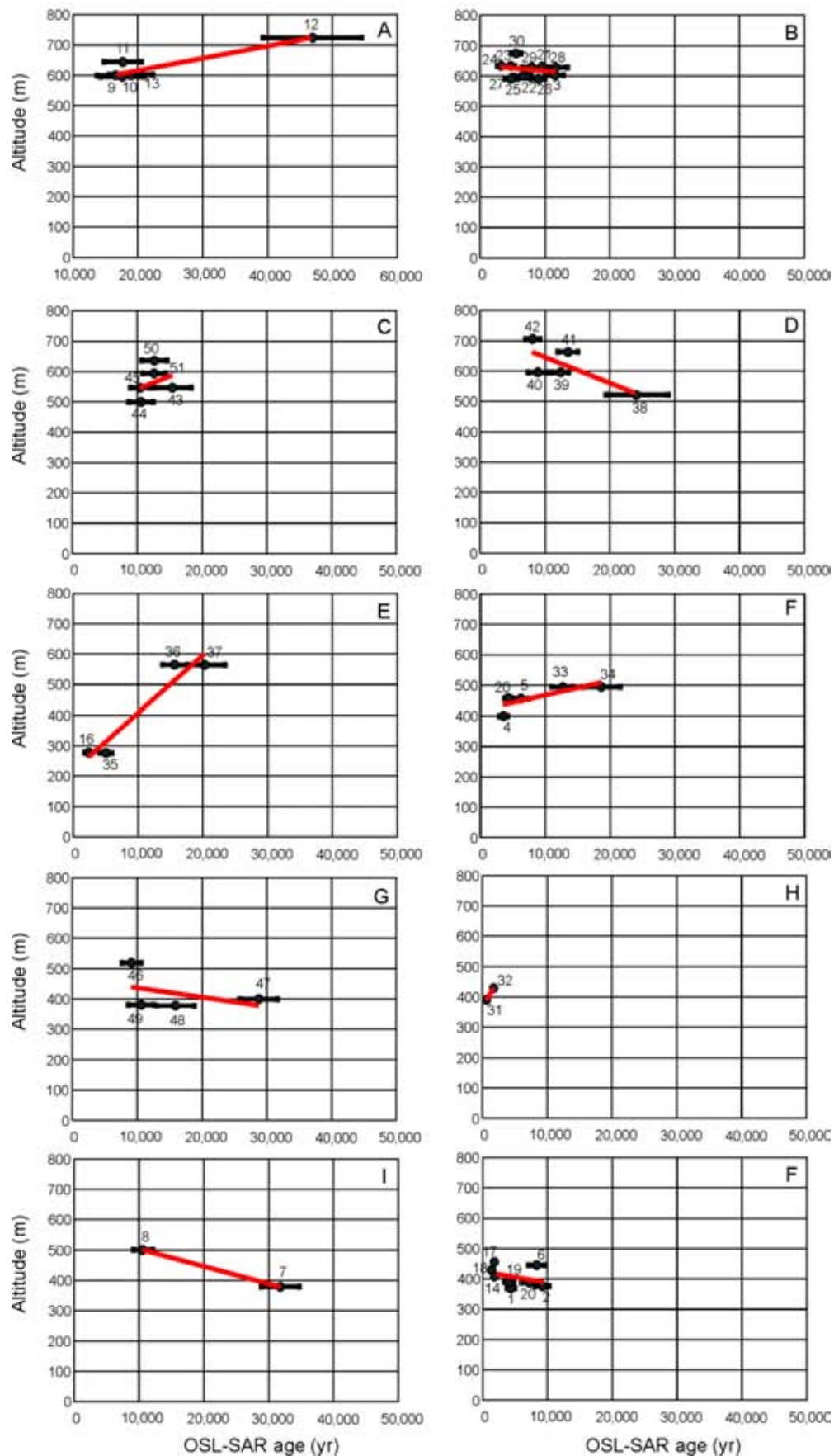


Figure 10 – Diagram of OSL-SAR ages vs. altitude of samples. Sample locations are depicted in Figs. 4 and 5. Key: A – Cluster; B – Cluster 2; C – Cluster 3; D – Cluster 4; E – Cluster 5; F – Cluster 6; G – Cluster 7; H – Cluster 8; I – Cluster 9; J – Cluster 10.

Figure 11

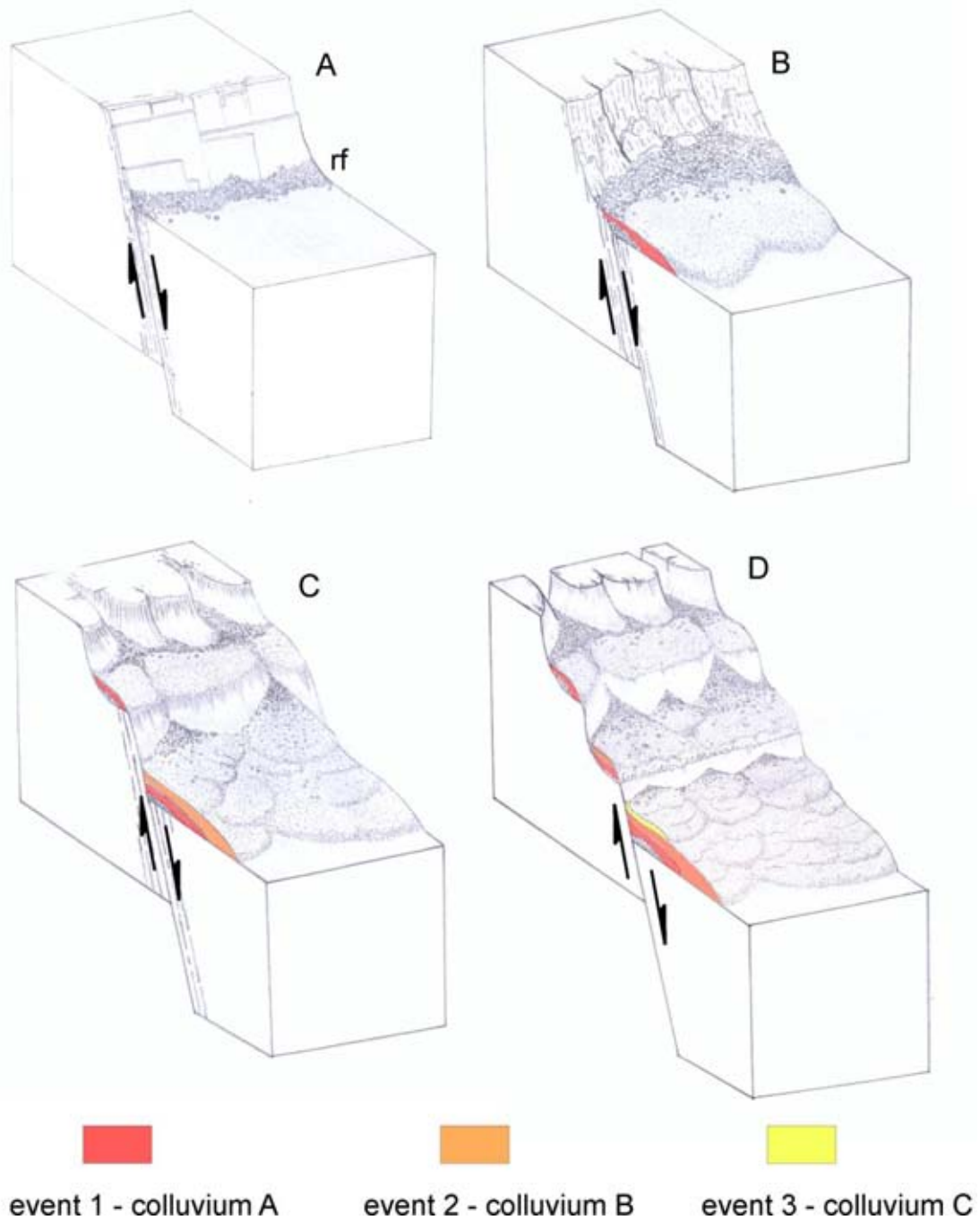


Figure 11 – Proposed evolution of fault scarps in the late Quaternary related to fault reactivation and scarp retreat, which generates an inverse stratigraphy of colluvial downhill: (A) initial faulting and generation of colluvial, mainly rockfall and debrisflow; (B) generation of alluvial fan (colluvium A) at the base of fault scarp; (C) retreat of initial fault scarp and generation of another layer of colluvium (colluvium B) at different heights; (D) reactivation of fault and generation of colluvium (A). Key: rf – rockfall

Sample	UTM (Meters)	Annual dose rate ($\mu\text{G y}^{-1}$)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	P (Gy)	Age (years)
1	568599/9324232	2.600 \pm 270	7,484 \pm 0,269	2,635 \pm 0,315	1,144 \pm 0,166	10.2	4.100 \pm 600
2	566689/9322736	3.500 \pm 280	11,640 \pm 0,419	3,324 \pm 0,060	1,559 \pm 0,226	37.6	9.000 \pm 1.100
3	565591/9326730	3.250 \pm 270	9,986 \pm 0,360	3,314 \pm 0,141	1,417 \pm 0,206	40.7	11.500 \pm 1.500
4	566460/9325086	2.200 \pm 230	6,532 \pm 0,235	2,017 \pm 0,297	0,953 \pm 0,138	7.7	3.500 \pm 500
5	564964/9322376	2.500 \pm 250	7,322 \pm 0,264	2,130 \pm 0,223	1,176 \pm 0,170	15.2	6.000 \pm 900
6	563928/9319594	2.800 \pm 330	9,453 \pm 0,340	2,883 \pm 0,499	1,173 \pm 0,170	23	8.100 \pm 1.300
7	570601/9320380	4.220 \pm 467	10,150 \pm 0,365	2,653 \pm 0,256	2,511 \pm 0,364	135.45	32.100 \pm 5.200
8	569086/9318106	6.608 \pm 621	24,186 \pm 0,871	6,103 \pm 0,459	2,946 \pm 0,427	70.36	10.700 \pm 1.500
9	562169/9315626	2.630 \pm 320	5,468 \pm 0,197	1,443 \pm 0,257	1,607 \pm 0,233	43.6	16.600 \pm 2.900
10	560812/9316564	3.271 \pm 443	5,866 \pm 0,211	2,129 \pm 0,487	2,031 \pm 0,294	57.4	17.600 \pm 3.300
11	556780/9314636	3.719 \pm 412	8,749 \pm 0,315	2,287 \pm 0,230	2,217 \pm 0,322	65.9	17.700 \pm 2.900
12	555187/9315324	1.908 \pm 220	8,040 \pm 0,289	1,916 \pm 0,425	0,596 \pm 0,086	89.4	46.900 \pm 7.700
13	556067/9320454	3.405 \pm 417	7,827 \pm 0,282	1,746 \pm 0,315	2,115 \pm 0,307	64.4	18.900 \pm 3.300
14	567892/9328790	1.670 \pm 190	7,729 \pm 0,278	2,239 \pm 0,456	0,346 \pm 0,050	3	1.730 \pm 280
15	568272/9327466	2.200 \pm 275	4,825 \pm 0,174	2,144 \pm 0,377	1,104 \pm 0,160	16.9	7.000 \pm 1.200
16	569750/9331148	1.610 \pm 140	7,531 \pm 0,271	2,757 \pm 0,354	0,170 \pm 0,025	5.1	2.230 \pm 300
17	563899/9318034	2.500 \pm 300	7,604 \pm 0,274	2,499 \pm 0,439	1,134 \pm 0,164	3.9	1.270 \pm 220
18	563519/9318698	2.000 \pm 260	5,676 \pm 0,204	2,567 \pm 0,513	0,755 \pm 0,110	3.1	1.540 \pm 280
19	566063/9321012	1.500 \pm 165	4,530 \pm 0,163	1,742 \pm 0,284	0,528 \pm 0,077	6.1	3.750 \pm 600
20	564473/9322500	1.660 \pm 135	10,156 \pm 0,366	2,663 \pm 0,377	0,059 \pm 0,009	7.6	4.250 \pm 540
21	563280/9323038	2.700 \pm 170	13,101 \pm 3,930	3,930 \pm 0,196	0,569 \pm 0,082	25.1	9.560 \pm 1.080
22	563205/9323392	2.150 \pm 130	12,208 \pm 0,439	3,444 \pm 0,268	0,202 \pm 0,029	17.1 17.1	7.150 \pm 800
23	562214/9322726	2.350 \pm 150	11,584 \pm 0,417	2,787 \pm 0,124	0,598 \pm 0,087	12.4	4.800 \pm 550
24	562214/9322726	2.630 \pm 175	12,271 \pm 0,442	3,170 \pm 0,123	0,747 \pm 0,108	8.6	3.270 \pm 380
25	561939/9322690	2.130 \pm 360	7,270 \pm 0,262	3,876 \pm 1,065	0,437 \pm 0,063	15.5	6.560 \pm 1.430
26	561722/9322686	2.320 \pm 180	12,245 \pm 0,441	3,133 \pm 0,321	0,448 \pm 0,065	23.1	8.980 \pm 1.150
27	561722/9322686	2.550 \pm 360	12,557 \pm 0,452	2,904 \pm 0,860	0,711 \pm 0,103		4.850 \pm 930

28	561518/9322776	2.530 ± 260	12,879 ± 0,464	3,358 ± 0,543	0,557 ± 0,081	13.7	11.750±1.750
29	561518/9322776	3.400 ± 450	11,660 ± 0,420	4,039 ± 0,851	1,356 ± 0,197	33	8.000 ± 1.460
30	558498/9321968	2.090 ± 150	9,744 ± 0,351	2,748 ± 0,196	0,500 ± 0,073	27.2	5.580 ± 680
31	574135/9315192	4.000 ± 230	20,504 ± 0,738	5,790 ± 0,173	0,872 ± 0,126	13	900 ± 95
32	574033/9315060	5.400 ± 230	27,854 ± 1,003	8,940 ± 0,017	0,958 ± 0,139	3.6	1.950 ± 175
33	564393/9322404	2.540 ± 250	12,348 ± 0,445	2,368 ± 0,344	0,814 ± 0,118	10.6	12.600±1.840
34	564393/9322404	1.920 ± 185	12,893 ± 0,464	2,783 ± 0,548	0,056 ± 0,008	32	18.600±2.700
35	569750/9331148	1.712 ± 190	8,385 ± 0,302	2,091 ± 0,448	0,335 ± 0,049	35.7	4.900 ± 785
36	562767/9334486	2.050 ± 155	9,769 ± 0,352	2,140 ± 0,169	0,579 ± 0,084	8.4	15.600 ± 1.970
37	562767/9334486	1.850 ± 220	9,746 ± 0,351	1,874 ± 0,494	0,457 ± 0,066	32	20.000 ± 3.400
38	559827/9305217	3.820 ± 565	22,786 ± 0,820	4,097 ± 1,453	0,872 ± 0,126	37	24.070 ± 4.770
39	557075/9302971	2.930 ± 130	21,622 ± 0,778	4,151 ± 0,245	0,068 ± 0,010	92	12.380 ± 1.200
40	557075/9302971	3.280 ± 380	18,984 ± 0,683	4,005 ± 0,902	0,647 ± 0,094	36.3	8.800 ± 1.460
41	556303/9301368	3.900 ± 270	27,652 ± 0,995	6,462 ± 0,748	0 ± 0	28.9	13.440 ± 1.600
42	555324/9300145	4.760 ± 430	30,657 ± 1,104	5,429 ± 0,832	0,905 ± 0,131	52.5	8.000 ± 1.130
43	553826/9295812	7.650 ± 1.130	51,356 ± 1,849	8,278 ± 2,959	1,573 ± 0,228	38.2	15.250 ± 3.000
44	553931/9295812	7.590 ± 750	44,059 ± 1,586	6,878 ± 1,078	2,373 ± 0,344	116.5	10.300 ± 1.530
45	554243/9295471	3.724 ± 475	24,478 ± 0,881	4,290 ± 1,228	0,611 ± 0,089	78	10.420 ± 1.850
46	546255/9286518	2.650 ± 290	18,271 ± 0,658	3,675 ± 0,851	0,137 ± 0,020	38.8	9.090 ± 1.440
47	546255/9286518	1.870 ± 100	11,609 ± 0,418	2,671 ± 0,209	0,114 ± 0,017	24.1	28.650 ± 3.000
48	545788/9286082	6.550 ± 900	45,920 ± 1,653	7,031 ± 2,337	1,160 ± 0,168	53.5	15.900 ± 3.000
49	545788/9286083	6.550 ± 901	45,920 ± 1,654	7,031 ± 2,338	1,160 ± 0,169	104	15.900 ± 3.001
50	563148/9291142	4.600 ± 480	37,130 ± 1,337	4,424 ± 1,177	0,510 ± 0,074	43.6	12.500 ± 1.930
51	562757/9291461	4.830 ± 490	25,626 ± 0,923	5,345 ± 0,841	1,367 ± 0,198	57.5	12.460 ± 1.880

Table 1 – SAR Age and altitude of samples from the Pereiro Massif.



Este capítulo apresenta dados relevantes que não foram abordados com maior aprofundamento nos dois artigos que foram submetidos com os resultados da presente tese. A análise da evolução do Maciço Pereiro- MP teve por base quatro parâmetros principais, a saber: morfologia, drenagem, história geotectônica pretérita e contemporânea e análise da erosão páleo e recente com a formação dos solos e das coberturas coluvionares das encostas. Assim, trazemos uma análise da morfologia do Nordeste Setentrional pela ótica da morfotectônica.

5.1. Morfotectônica do Nordeste Setentrional: perfis topográficos e Dimensão Fractal (D).

Com a finalidade de demonstrar que a morfologia do Nordeste Setentrional reflete o seu controle estrutural, foram traçados três perfis longitudinais e transversais à morfologia da região de estudo e o cálculo das Dimensões Fractais (D) do padrão morfológico fractal de anfiteatro, onde se destacam o Anfiteatro Borborema e Anfiteatro Pereiro.

5.1.1. Perfis topográficos

Foram traçados três perfis altimétricos através do uso da imagem de radar SRTM (**Figura 5.1 e 5.2**) e a eles acrescidos a geologia e estrutura tectônica principal tomando por base dados de Argelim *et al.* (2004). O perfil NE-SW atravessa transversalmente o MP, realçando as duas bacias-rifte neocomianas, onde “a” destaca a Bacia Rio Nazaré e “b” a Bacia de Icozinho. Ambas as bacias alçadas em relação à Superfície Sertaneja: a primeira 400m e a segunda a 300m. As demais bacias interiores de mesma idade, como as bacias de Iguatu, Rio do Peixe, Pau dos Ferros, Malhada Vermelha e Lima Campos se localizam a altitudes médias de 150 m, no que conhecido no Modelo de Peniplanisação como Superfície Sertaneja. No mesmo perfil, mais a SW,

estão localizados parte do Maciço Várzea Alegre (MVa) e a feição em mesa da Chapada do Araripe. Estas duas feições são fortemente influenciadas pelos Lineamento Patos e zonas de cisalhamento indiscriminadas que margeiam estas feições. Estas zonas de cisalhamento foram reativadas no Neocomiano e em períodos pós-Cretáceo, por falhas extencionais, como a Falha de Malta, que reativa o Lineamento Patos (de Castro et al., 2007). Estas feições, principalmente as zonas de cisalhamento reativadas, destacam-se no perfil topográfico e na paisagem como grandes escarpas de falha.

No perfil O-L mostra os limites leste do MP com as ZCJ e a ZCPa. A Serra de Santana ocorre mais a leste e também está limitada por zonas de cisalhamento. O detalhe “c” no perfil realça o Graben Merejo, uma Bacia Quaternária, cujo preenchimento é apenas de colúvios e alúvios. Esta bacia é melhor detalhada no decorrer deste capítulo. Ela ocorre na altitude de 600 m e encontra-se alçada em relação às demais bacias interiores ao redor do MP.

No perfil SE-NW, destacam-se duas suítes magmáticas de rochas graníticas, observadas no mapa geológico da **Figura 5.1**. Estas zonas são cortadas pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), que marca grandes escarpas de ~ 900 m. Mais adiante numa direção NE-SW se destaca o MP, limitado pelas ZCJ e ZCPa.

Um dos fatores mais importantes observados através da interpretação destes perfis é que as cimeiras do MP, Serra de Martins e Serra de Santana estão na mesma altitude. Além disso, nas duas últimas serras, as cotas médias acima de 700 m, foram mapeados e datados perfis lateríticos da Formação Serra de Martins por Lima (2008).

No presente trabalho foram observados na mesma cota, perfis lateríticos característicos os quais se correlacionou com aqueles datados por Lima (2008) (**Figura 5.3**). Este fato levanta a possibilidade de que esta cobertura das cimeiras do MP podem fazer parte de uma mesma “superfície de erosão” associada às demais na mesma cota de elevação. Contudo, isto não está nos objetivos da presente tese e deve ser objeto de estudos futuros.

Através da interpretação dos perfis constata-se ainda que há uma coincidência das grandes escarpas com zonas de cisalhamento que sofreram reativação frágil no Cretáceo e Cenozóico. Além disso, as direções preferenciais dos maciços graníticos e dos próprios limites dos anfiteatros são concordantes com estes lineamentos estruturais, mostrando. Tais fatos sugerem que em outras elevações que circundam o MP, reativações rúpteis de zonas de cisalhamento dúcteis geraram as elencadas escarpas de

falhas; conclui-se assim que há um forte controle estrutural da morfologia desta região brasileira.

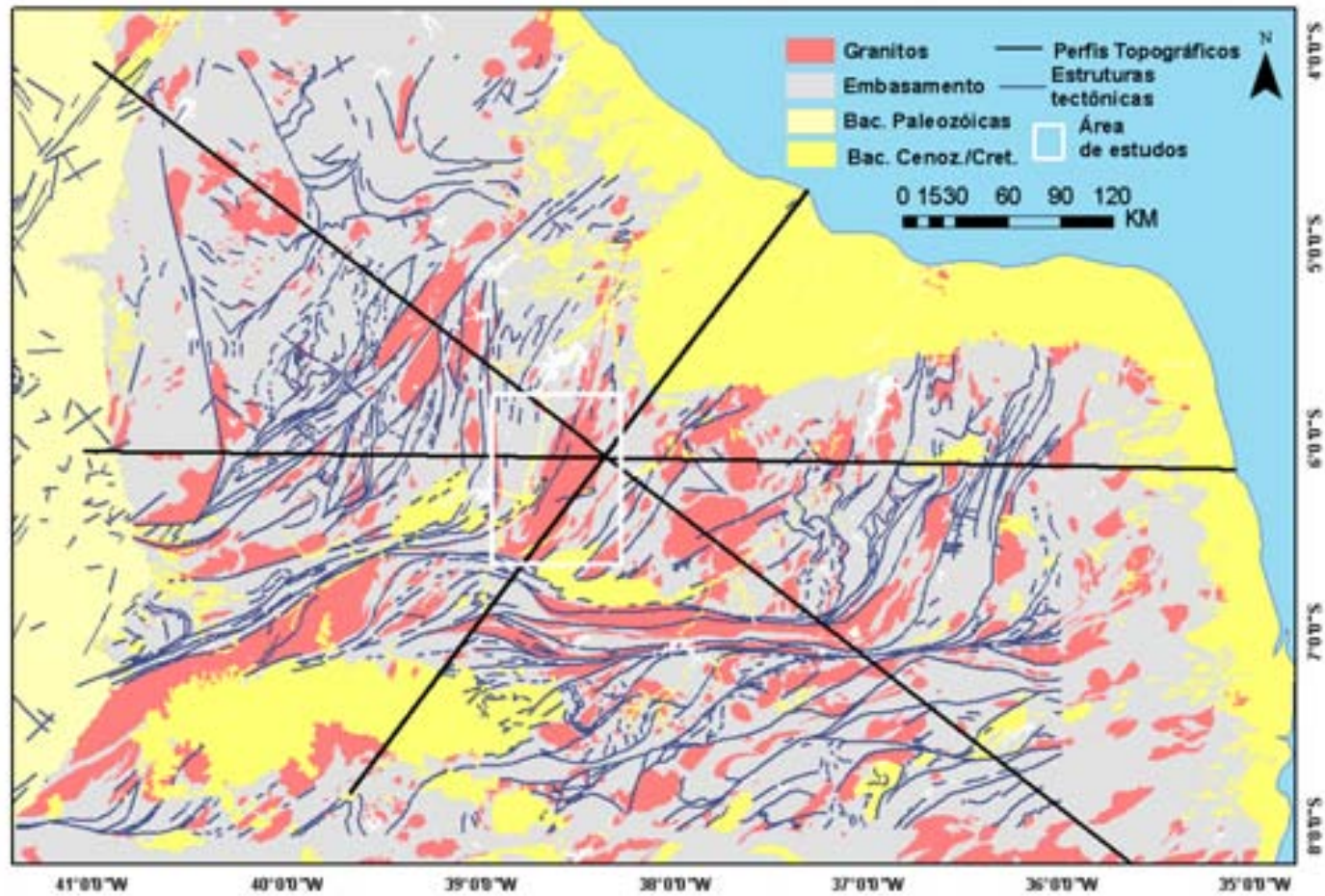


Figura 5.1 – Localização dos perfis topográficos do Nordeste Setentrional, sua geologia e principais estruturas tectônicas. Mapa geológico compilado Angelin *et al.* (2004).

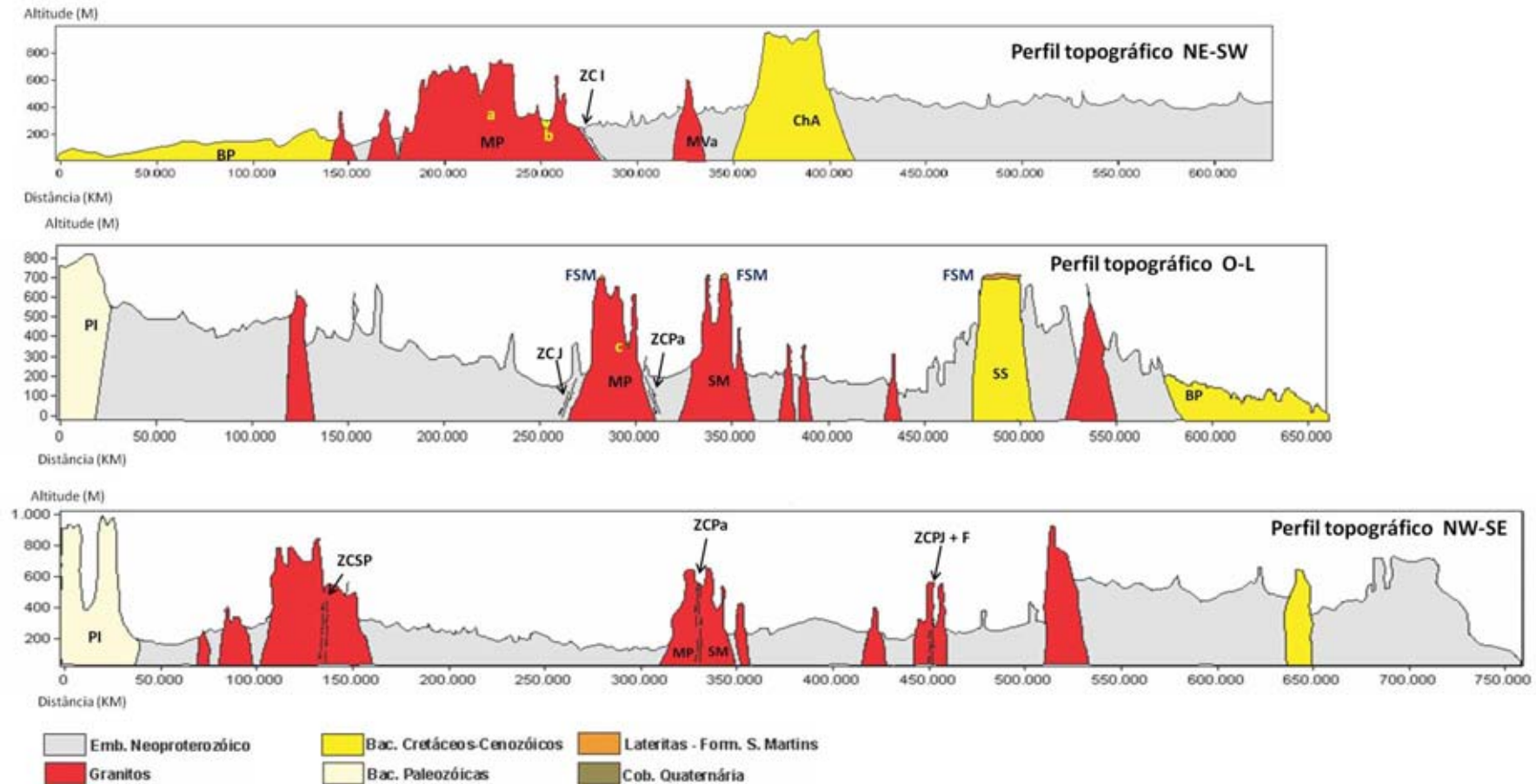


Figura 5.2 – Perfis geológico-topográficos do NE Setentrional. No perfil NE- SW: BP - Bacia Potiguar; MP- Maciço Pereiro; MVa- Maciço Várzea Alegre; ChA- Chapada do Araripe; a – Bacia Merejo; b – Bacia Rio Nazaré; No perfil O-L: PI- Planalto Ibiapaba; ZCJ- Zona de Cisalhamento Jaguaribe, ZCPa- Zona de Cisalhamento Portalegre; FSM- Formação Serra de Martins; SS- Serra de Santana. No perfil NW-SE: ZCSP- Zona de Cisalhamento Senador Pompeu; Zona de Cisalhamento Picuí João Câmara; F- Falha Indiscriminada.

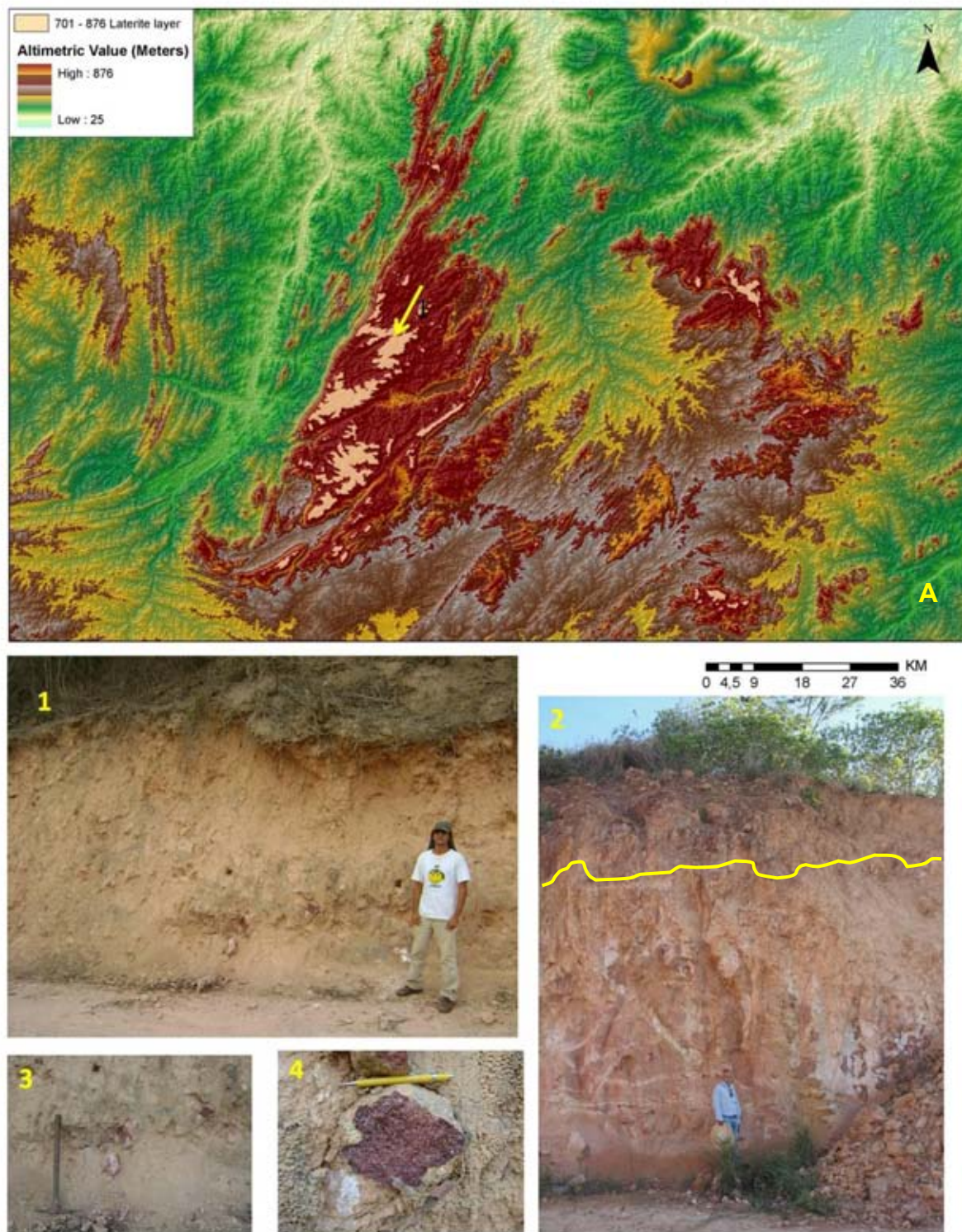


Figura 5.3 – Ocorrência de lateritas na cimeira do MP (A) mapa da localização das lateritas na cimeira do MP. A seta amarela mostra a localização das fotografias no Município de São Miguel (RN); (1) aspecto de afloramento com laterita; (2) aspecto geral de afloramento, passando de granito alterado na base, para laterita no topo. Neste caso mostra-se ainda uma visão geral da isalterita da rocha granitoide, onde a linha amarela indica a crosta laterítica; na superfície de cimeira do MP, onde se encontra

cambissolo com o horizonte laterítico, na cota altimétrica de 774 m; (3) detalhe da laterita; (4) detalhe de fragmento de laterita.

5.1.2. Dimensão Fractal (D) no Nordeste Setentrional

Através do cálculo da Dimensão Fractal (D) demonstra-se na presente tese que um padrão morfológico fractal de anfiteatro se repete sistematicamente. Analisa-se abaixo o Anfiteatro Borborema, de 1.469 km de extensão e ao centro deste o Anfiteatro Pereiro, de 334 km de extensão (**Figura 5.4**).

De acordo com Marques (2000) a geometria fractal tem sido empregada em muitas áreas científicas. Entretanto, foi apenas com o desenvolvimento dos Sistemas de Informação Geográfica (SIG) e do Sensoriamento Remoto (SR) que a geometria fractal passou a ser efetivamente incorporada em estudos cartográficos, topográficos, geomorfológicos.

O cálculo da dimensão fractal (D), quando utilizado na análise de sítios urbanos, sofre influência direta da Resolução Espacial (RE), devido às variações nos níveis de detalhe dos conjuntos de objetos analisados, apresentando valores diferentes para D, mas as análises geomorfológicas possuem um padrão que é menos dependente da RE (Azevedo; Marques, 2004).

Adaptou-se a metodologia utilizada por Azevedo e Marques (2004), que demonstram o padrão fractal para linhas de costa do litoral do Estado de São Paulo, Brasil. Assim procuramos demonstrar a existência deste padrão para a área de estudo, Nordeste Setentrional do Brasil, com a classificação não supervisionada do mosaico das imagens de radar do SRTM (Miranda, 2005). Com isso obtivemos seis intervalos altimétricos (**Figura 5.5**), para os quais foram traçadas linhas de contorno da morfologia de anfiteatros e calculadas suas dimensões fractais (D), através da sua formula geral abaixo especificada.

$$D = \Sigma e / L_e \quad (1)$$

Onde:

D = Dimensão Fractal

Σe = somatória do comprimento dos segmentos

L_e = comprimento da reta

Como o objetivo é demonstrar o padrão fractal na morfologia, sobretudo nos maciços, foram desprezados os intervalos altimétricos abaixo de 221 m,

correspondentes à Superfície Sertaneja, bacias sedimentares e Zonas Costeiras. A primeira corresponde geologicamente ao Complexo Gnáissico Migmatítico do Embasamento e as duas últimas correspondem às coberturas sedimentares.

Contornaram-se os anfiteatros separados nos intervalos altimétricos para aplicação da fórmula geral da dimensão fractal D , cujas retas traçadas para cálculo seguiram este mesmo padrão direcional (Figuras 5.4). O resultado produziu duas direções preferenciais: uma primeira com direção N-S, direção da borda da Bacia do Parnaíba e a segunda NE-SW, direção preferencial dos maciços na Província Borborema.

Os resultados obtidos estão explicitados na Tabela 1. Eles refletiram coerência com o que se almejou demonstrar, levando-se em consideração que se trabalhou com os topos da morfologia em cada intervalo altimétrico, procurando ser fiel ao traçado dos mesmos. Entretanto, os relevos em crista analisados estão bastante erodidos, e por esta razão não é incomum se apresentarem descontínuas. Portanto, houve segmentações importantes no traçado das linhas para o cálculo de (D). Como se pode observar na Figura 5.6, o detalhe 1, para o anfiteatro 3, por exemplo. Mas apesar deste problema consideramos que os resultados se mostram bastante satisfatórios e coerentes, demonstrando que há uma repetição sistemática em multi-escala do padrão em anfiteatro da morfologia. O significado destes resultados, demonstrados através do cálculo das Dimensões Fractais, corrobora com a interpretação dos perfis topográficos traçados, os quais mostram que há um controle estrutural preponderante na morfologia desta região brasileira.

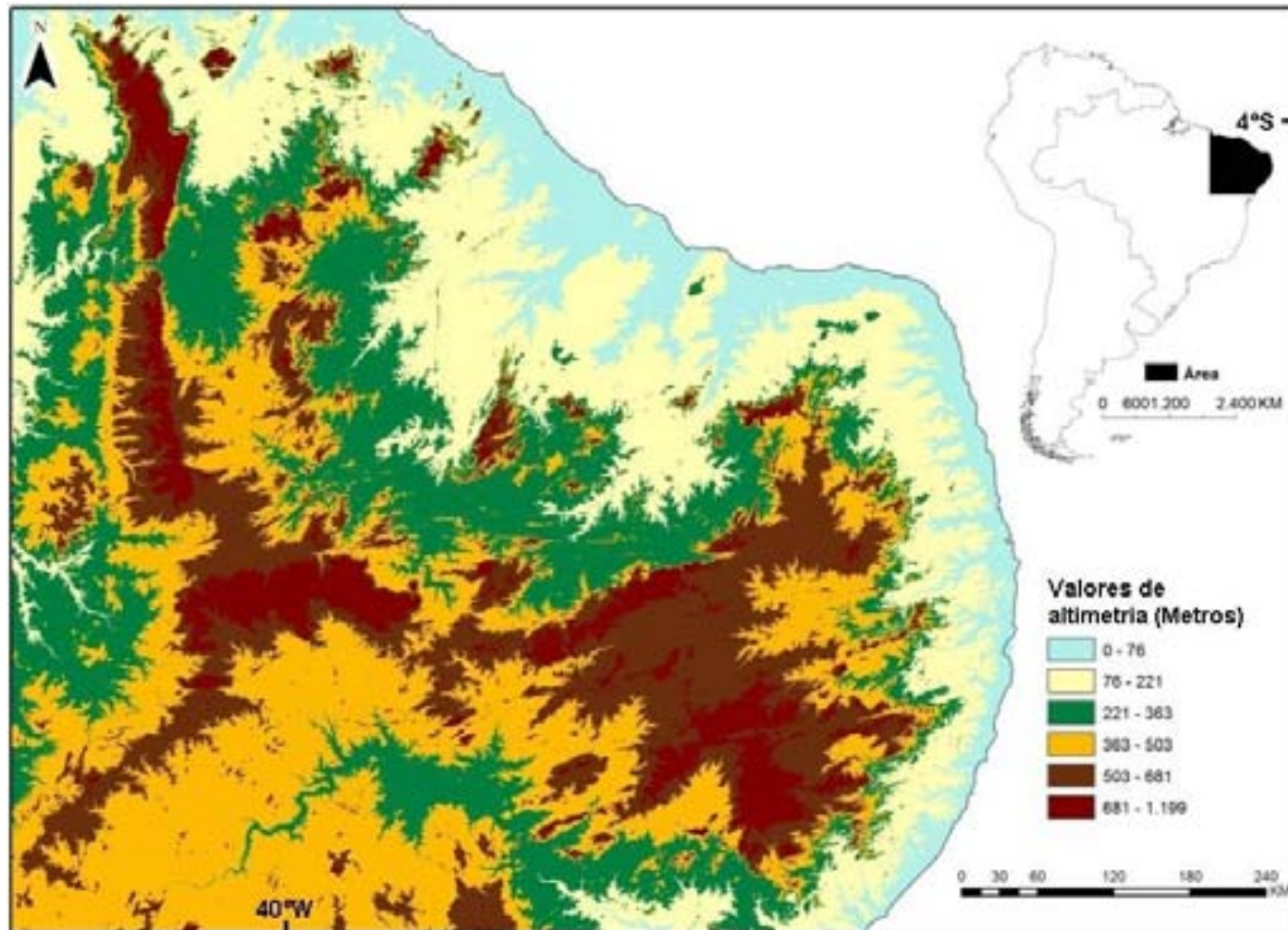


Figura 5.4- Classificação não supervisionada em ambiente SIG em 6 intervalos altimétricos da região Nordeste Setentrional brasileira, para demonstração do padrão fractal.

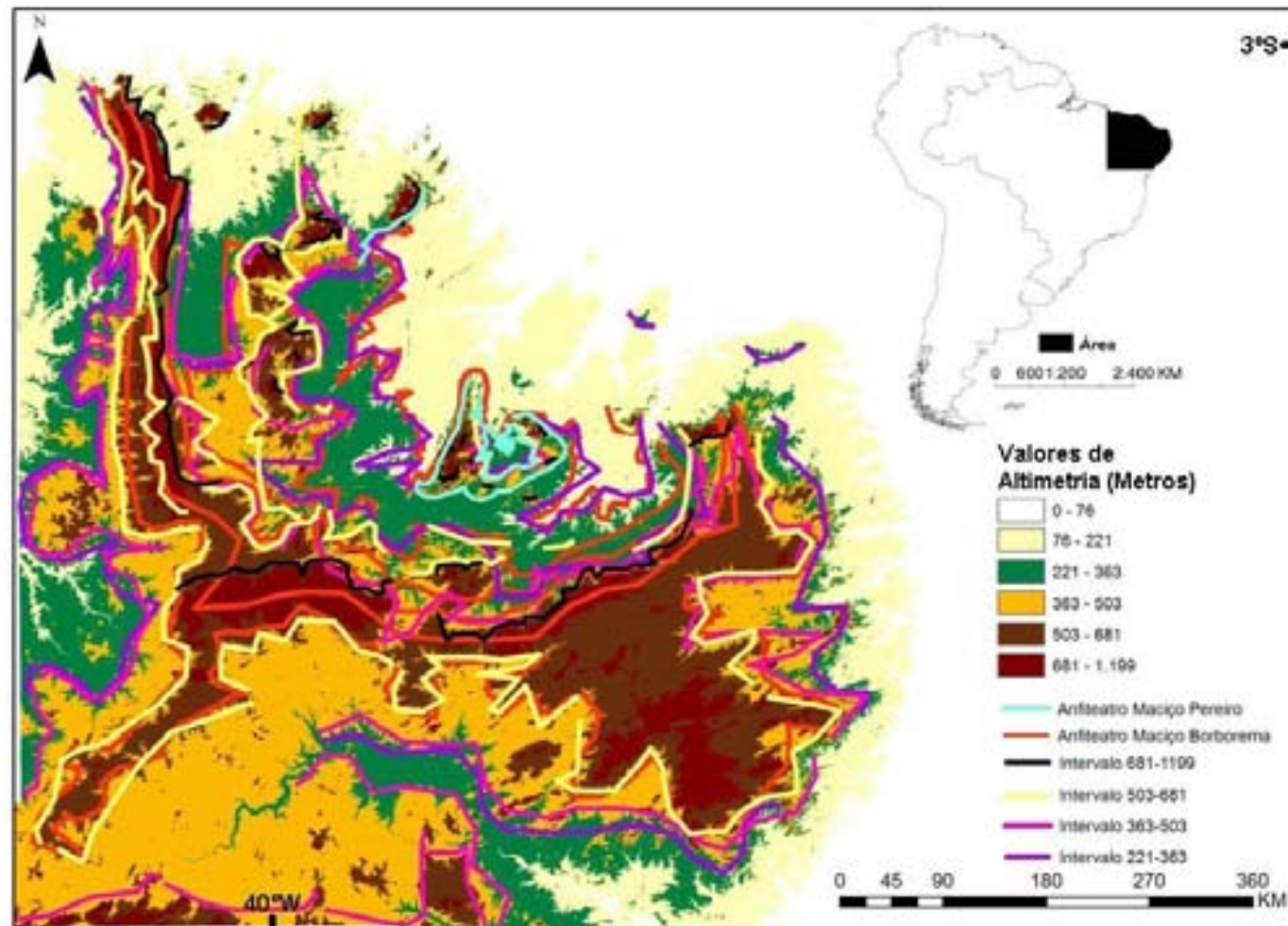


Figura 5.5 – Traçados de linhas no padrão fractal de anfiteatros para referencia no calculo das Dimensões Fractais (D).

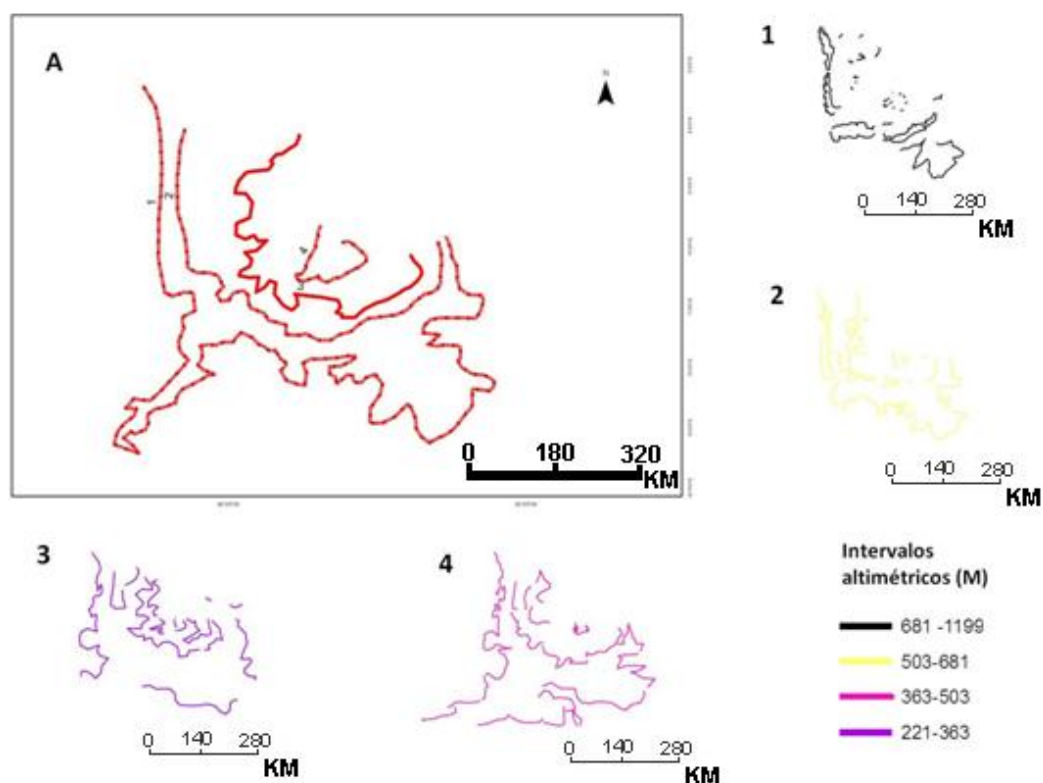


Figura 5.6 – Linhas traçadas por intervalo altimétrico. No detalhe A, traçado dos quatro anfiteatros de referência. Detalhes 1, 2, 3 e 4 correspondem às linhas traçadas para os intervalos de altimétricos de referência.

Tabela 1 – Resultados de Dimensão Fractal (D) para intervalos altimétricos definidos.

Intervalo altimétrico (Metros)/	Valores de Dimensão Fractal (D)				
	Direção	Anf. 1	Anf. 2	Anf. 3	Anf. 4
681-1199	A*	1,40	1,71	0,48	1,52
	B**	1,19	0,81	0,33	0,95
503-681	A*	1,26	1,32	1,99	1,02
	B**	4,17	0,67	0,23	-
363-503	A*	1,42	1,17	3,08	1,73
	B**	2,50	1,18	1,01	1,51
221-363	A*	2,17	1,01	1,97	0,87
	B**	1,22	1,22	1,12	1,40
Média	A*	1,56	1,30	1,88	1,28
	B**	2,27	0,97	0,67	1,28
Desvio Padrão	A*	0,41	0,29	1,06	0,40
	B**	1,41	0,27	0,45	0,29
CV%	A*	0,17	0,09	1,14	0,16
	B**	1,97	0,07	0,21	0,08

*N-S; **E-W/ NE-SW.

Os resultados da análise fractal demonstra o papel das estruturas herdadas sobre o controle dos anfiteatros e cabeceiras de drenagem. Isso mostra que nesta escala as estruturas herdadas dos processos geotectônicos (suturas e zonas de cisalhamento) em conjunto com os resultantes dos desgastes erosivos formam o conjunto morfoestrutural do Nordeste Setentrional.

5.2. Morfotectônica do Maciço Pereiro

Para reconstituir a história evolutiva geomorfológica do Maciço Pereiro foram levantadas questões não apenas de inter-relação entre a morfologia, a litologia e tectônica, mas também as características paleoclimáticas, através das datações dos colúvios, características da drenagem e de solos. De maneira geral a morfologia do Maciço Pereiro (Figura 5.7) caracteriza-se por altitudes que variam entre 25 e 876 m, sendo ladeada pelas ZCJ e a ZCPa, e além destas há zonas de cisalhamento menores que atravessam o MP e se apresentam na paisagem em forma de cristas em litologia ou estrutura neoproterozóica contidas nas suas bacias, cujas reativações rúpteis no cenozoico demonstram que há renovação do relevo após o Cretáceo e nos dias atuais.

Tais “cristas em litologia ou estrutura neoproterozóica” foram reativadas como falhas e funcionam como pequenos Horsts a margem de grabens preenchidos pela sedimentação cretácea e quaternária, originando a um sistema de hosts e grabens. É observado na área de estudo uma repetição deste tipo de morfologia no interior das bacias sedimentares, atestando a renovação do relevo através dos soerguimentos sucessivos da escarpa por tectônica, demonstrada no modelo da Figura 5.8. Este sistema de horsts e grabens remonta ao Cretáceo, mas continuou em operação até o Quaternário, com a capacidade de hierarquizar compartimentos de relevo, fornecedores e armazenadores de sedimentos ao longo das zonas de cisalhamentos reativadas.

Ressalta-se que parece haver diferenciação morfológica importante entre a parte norte e a sul do MP. Na porção norte ocorrem feições morfotectônicas recentes e pouco erodidas, como as facetas triangulares ocorrentes na Serra do Cantinho (Ererê-CE), a escarpa de falha do Graben Merejo e o próprio Graben Merejo, na Figura 5.9. Entretanto, na porção mais a sul do MP ocorrem feições morfotectônicas erodidas, como a escarpa da bacia do Icozinho (CE), retratada na Figura 5.10, onde as facetas triangulares estão erodidas, caracterizando-se por uma escarpa de falha herdada.

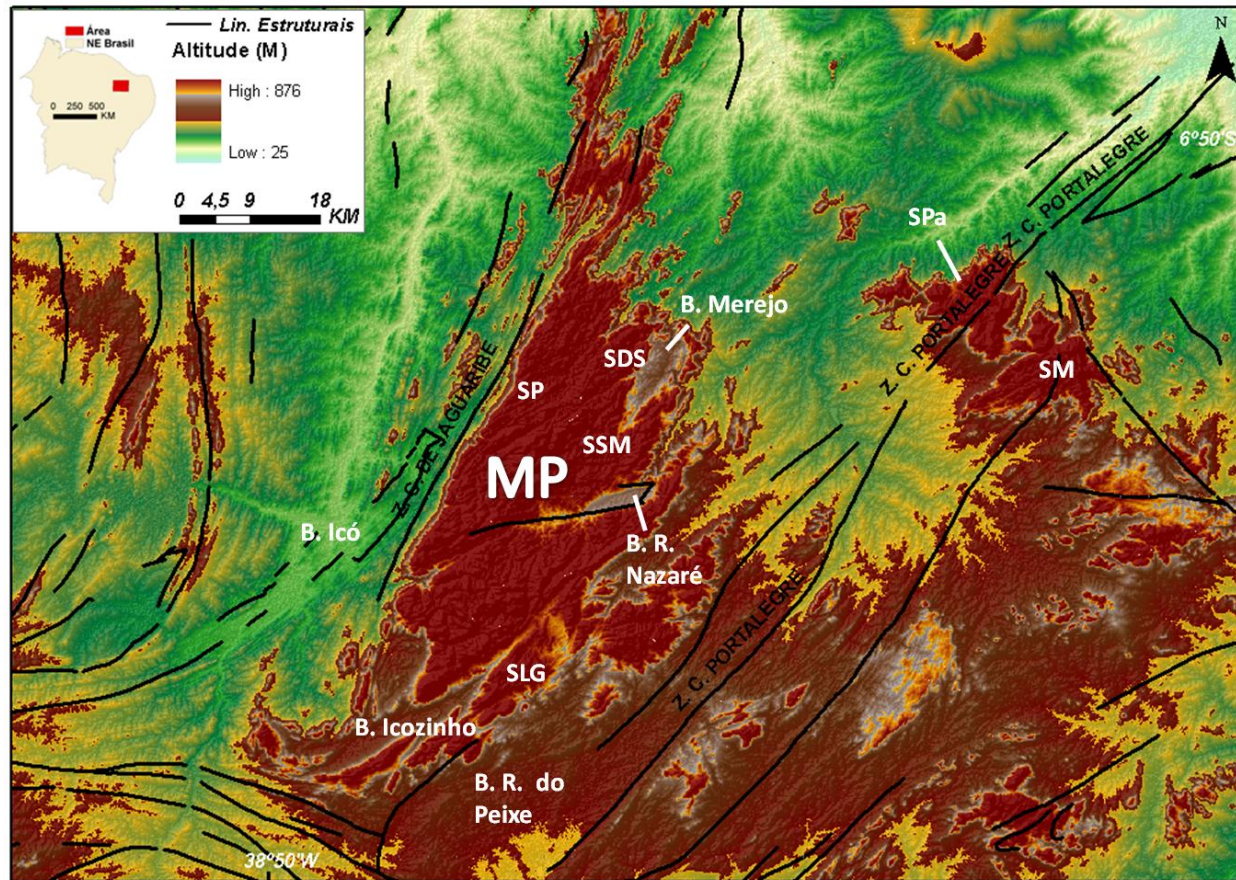


Figura 5.7 – Morfologia do Maciço Pereiro com destaque para as bacias interiores e serras principais. Onde: MP- Maciço Pereiro; SPa – Serra de Portalegre; SM- Serra de Martins(RN); SDS- Serra de Dr. Severiano (RN); SP – Serra de Pereiro (CE); SSM- Serra de São Miguel (RN); SLG – Serra de Luís Gomes (RN). O MP está ladeado pelos lineamentos estruturais (zonas de cisalhamento e falhas) ZCJ e ZCPa e demais lineamentos.

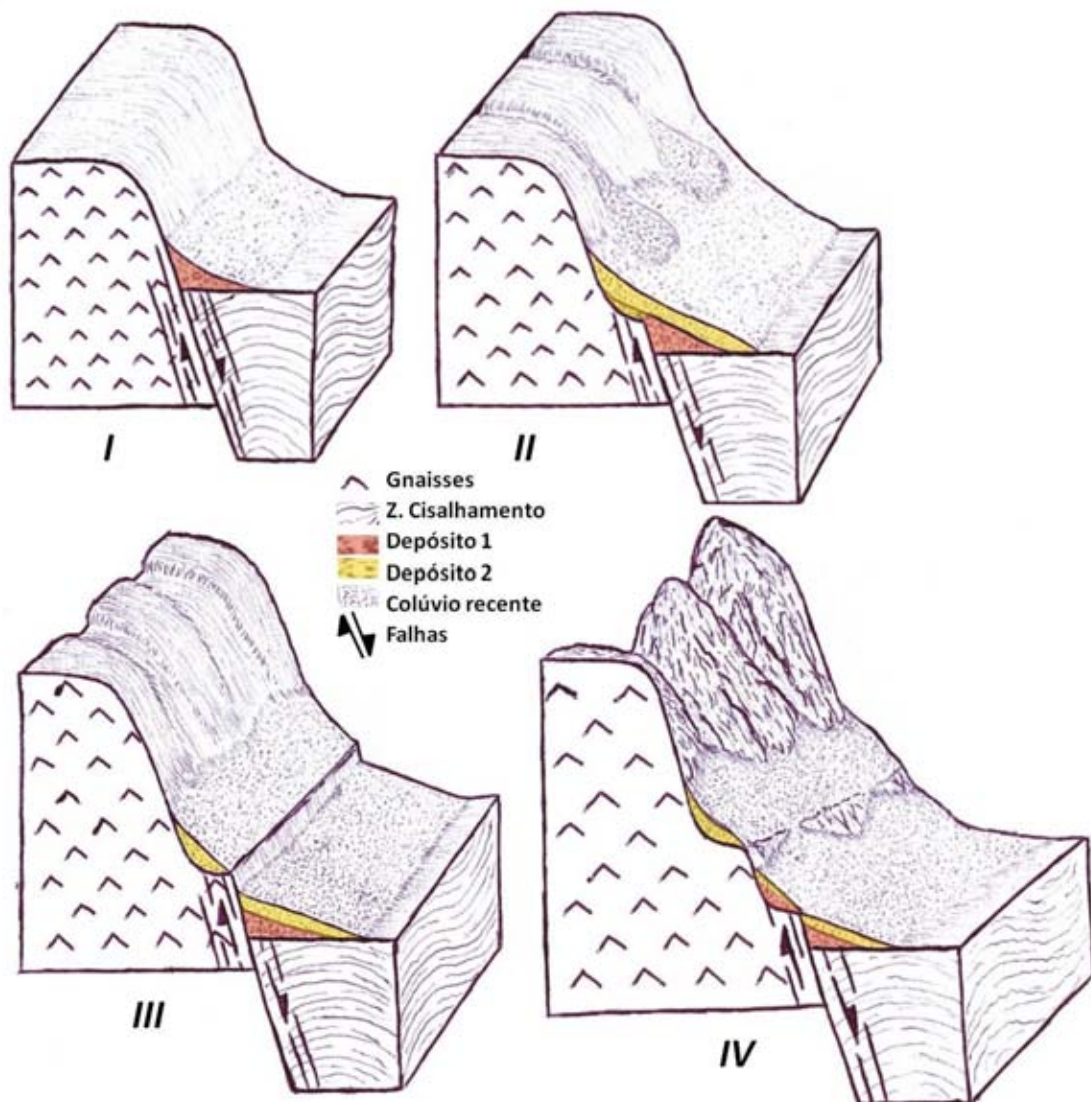


Figura 5.8- Modelo de evolução das escarpas do MP. Onde: I- Primeiro soerguimento através de falhamento normal por reativação frágil da zona de cisalhamento, com o depósito 1; II- reativação da falha e consequente soerguimento, ao mesmo tempo que há uma drenagem incipiente ainda se instalando através de sulcos erosivos ou ravinamentos na escarpa que geram coluvionamento de fluxo detrítico; III- através de uma nova reativação forma-se um knick –point ou patamar de piedmont. O falhamento divide os depósitos 1 e 2 nos patamares criados pelos soerguimentos sucessivos; e IV- escarpa de falha herdada.

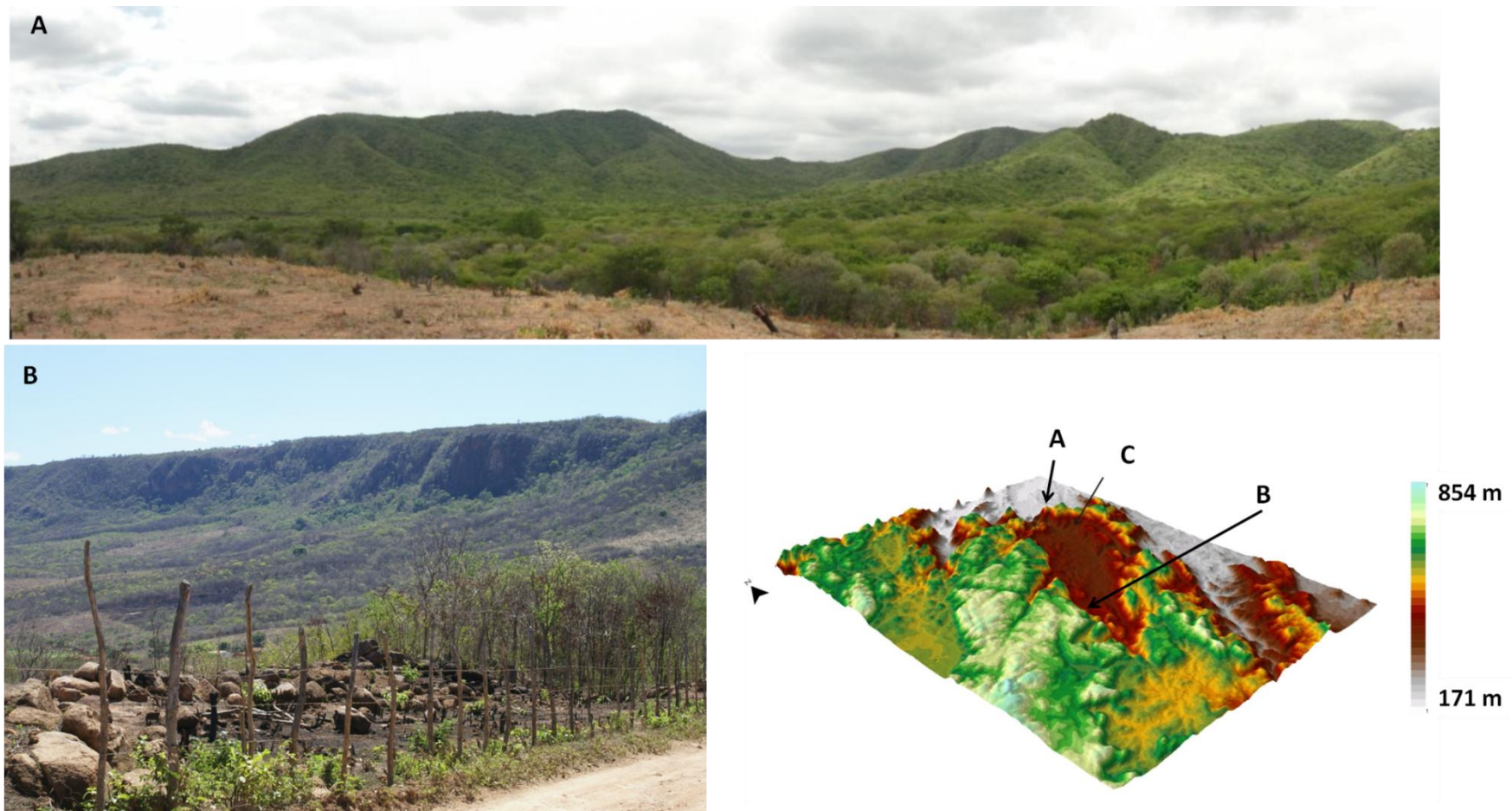


Figura 5.9 - (A) Facetas triangulares e trapezoidais da Serra do Cantinho; (B) Escapa de falha Graben Merejo; (C) visão 3D da porção norte do Maciço Pereiro, onde ocorre o Graben do Merejo.

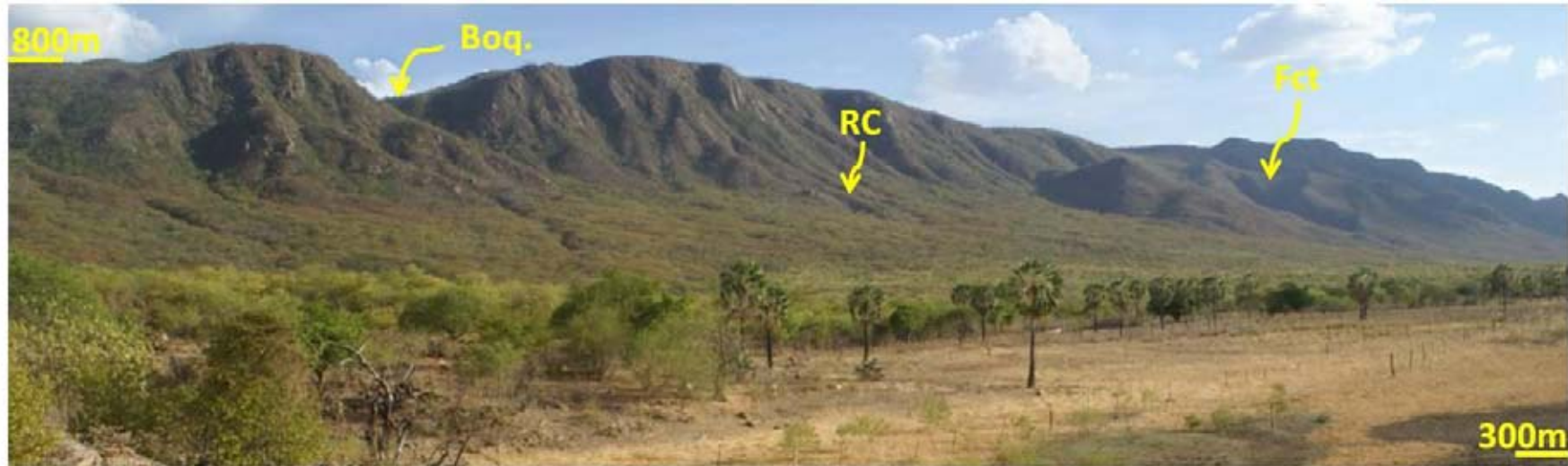


Figura 5.10 – Panorâmica da Escarpa do Icozinho, com desnível de 500 metros da base ao topo. Onde: Boq. Indica a incisão da drenagem sobre o Maciço erodindo a escarpa, e o início de um Boqueirão; RC- Rampa de Colúvio e Fct- Facetas triangulares retrabalhadas pela erosão originando uma feição herdada e onde as rochas formadoras do MP afloram na escarpa. A altitude de 300 é indicada no canto inferior direito.

5.2.1 Aspectos pedogenéticos e da drenagem

Pelas características climáticas contemporâneas, observa-se que a drenagem apresenta-se concordante com as direções preferenciais das faixas de dobramentos Neoproterozóicos no Maciço Pereiro como um todo. Isto indica que a mesma se instalou encaixada entre as cristas subparalelas, acompanhando os níveis mais erodíveis, sendo, portanto predominantemente subsequente, como mostra a **Figura 5.11**.

A drenagem quase não se interdígita, demonstrando que não há conectividade entre os cursos, sendo seus regimes hídricos intermitentes, devido à característica climática regional de semi-aridez. Não há formação de um canal nos rios com margens definidas e terraços fluviais. As áreas sazonalmente alagadas acabam por se tornar áreas de agradação com estocagem de sedimentos. O fluxo não consegue carrear estes sedimentos para o nível de base regional, o que resulta na colmatação das áreas mais baixas, dando origem aos plainos aluviais, denominados na literatura internacionais como “valley floors” (Brierley, 2005).

Outra característica importante é a presença de drenagens obsequentes e capturas, como destacado pelas setas em amarelo na **Figura 5.11**. As mudanças abruptas observadas nos perfis longitudinais destes cursos devem-se à sua pouca vazão, ficando os mesmos entrincheirados em zonas de falha e estocando sedimentos. Um bom exemplo disso ocorre na Bacia do Merejo, onde são muito frequentes as seguintes características: o leito e a superfície de inundação se confundem, o que caracteriza um plaino aluvial, ou seja, uma drenagem sem talvegue. Neste tipo de terreno ocorre à acumulação de argilas do tipo expansivas, geralmente esmectitas. Os plainos aluviais, nesta região, apresentam um esboço de terraço aluvial, provavelmente devido ao início do entalhe erosivo da drenagem, enquanto o leito apresenta bolsões de concentração de argila expansiva que dão origem à morfologia de Gilgai (**Figura 5.12**).

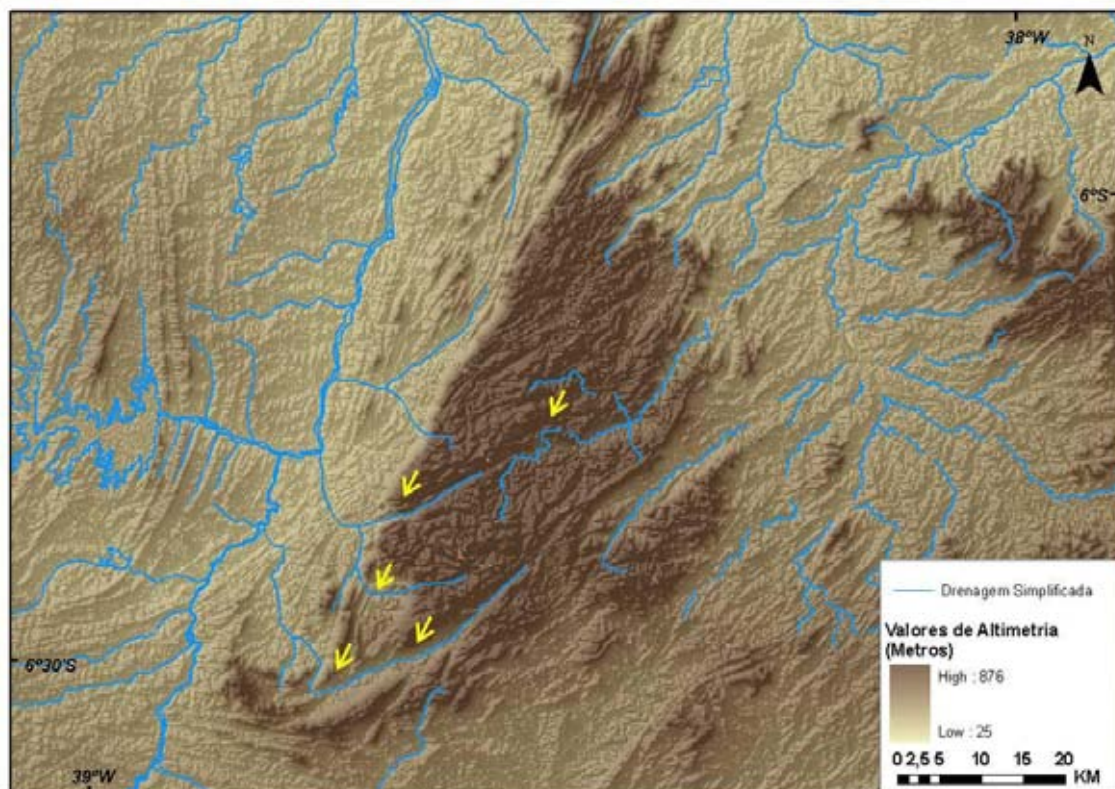


Figura 5.11– Relevo do Maciço Pereiro e sua drenagem subsequente, baseada nos mapeamentos oficiais, dos mapas estaduais RN e CE (CPRM, 2003, 2006, respectivamente).

Os Gilgai (Figura 5.11) são formas de microrrelevos que consistem em saliências convexas distribuídas geralmente em áreas planas, resultantes de intensa movimentação da massa do solo por umedecimento e secagem. Nestas mesmas áreas ocorrem os vertissolos (Mata 2007).

Estes fatores nos levam a inferir dois elementos principais de controle. O primeiro é que a drenagem observada deve ser bastante recente, pois não há interconexão desta com o curso principal do Rio Merejo, ou seja, não houve tempo nem energia suficiente para o entalhe erosivo da drenagem e o segundo o controle estrutural preponderante.

Em direção ao vale do Graben Merejo ocorrem depósitos de planície de inundação. Nestas áreas é comum observar a ocorrência de entricheiramento, ou seja, a atuação erosiva da drenagem cria, numa atuação diferencial interflúvios. Além disso, a drenagem é incipiente e não se interconecta, e os canais intermitentes erodem as margens e formam ravinas, como mostrada na **Figura 5.13**, onde foi feita a coleta de sedimento para datação LOE-SAR14.



Figura 5.12 - Plauto aluvial com formação de Gilgai na Bacia Merejo (RN), onde a seta 1 indica o plauto e a seta 2 indica a plantação de milho no solo alagadiço.

No que diz respeito à pedogênese, o que ocorre Município de São Miguel (RN), ao sul da Bacia do Merejo, tipifica as características pedogenéticas do MP. Encontram-se nesta área isalteritas, igualmente no entorno do Maciço a noroeste da Bacia do Merejo (**Figura 5.3**). A rocha mãe, um granito, está no estágio inicial da pedogênese. A alteração do granito passa para Aloalterita, o que significa que está havendo colapsos da estrutura passando para horizonte C (detalhe 3, **Figura 5.13**), pois a isalterita só possui o horizonte R. Estes colapsos podem vir a originar um horizonte câmbico, com a presença de minerais primários e minerais intemperizados e a estrutura em blocos subangulosos numa situação típica de encosta. A presença da isalterita atesta um processo ocorrente em um tempo longo e com pouca umidade, pois a sua formação ocorre com a alteração intempérica profunda da rocha *in situ*, onde se constata a presença de concentração de óxidos de ferro e caulinita formando nódulos.



Figura 5.13- Isalterita na BR-116, Ererê- Pereiro (CE). Onde: 1- Visão geral da Isalterita de uma rocha granitóide; 2. Zoom da Isalterita com escala; 3. Detalhe do colapso de estrutura da isalterita passando a aloterita (seta em amarelo).

Todas estas correlações mostram que houve, na história evolutiva da paisagem do Maciço Pereiro, uma intensa fase erosiva pretérita, anterior à fase atual, onde provavelmente existia um páleo-clima úmido e os processos exógenos eram bem mais atuantes no modelamento da paisagem. Esta fase pretérita deu origem aos neossolos litólicos e isalteritas, encontradas nos topos do MP. Tal fase também permitiu o estabelecimento da sua drenagem, com o entalhamento das suas escarpas de falha e acúmulo, através de pulsos climáticos/tectônicos, das cunhas coluvionares sobre as encostas do MP.

5.2.2. Morfotectônica das bacias sedimentares da região do MP

Os grábens, entre os quais a bacia quaternária do Merejo, inédita até o presente trabalho do MP, possuem características morfotectônicas comuns. A evolução das

escarpas do MP denota o seu controle estrutural, explicitado no modelo da **Figura 5.7** deste capítulo. Este controle se evidencia em vários estágios: o primeiro estágio é o da foliação milonítica, com as zonas de cisalhamento; o segundo é em regime rúptil, com a reativação destas zonas de cisalhamento; o terceiro é o falhamento da crosta no Quaternário, com a gênese da Bacia do Merejo, inédito antes da presente pesquisa (**Figura 5.14**).

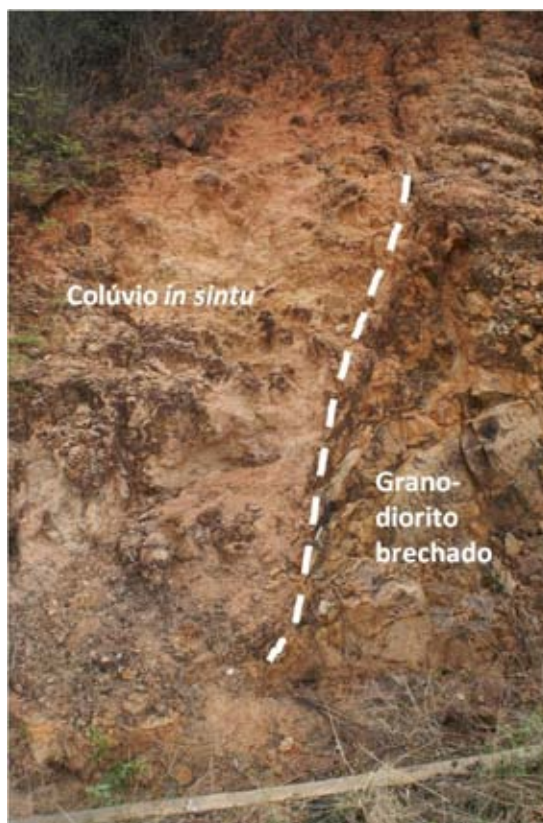


Figura 5.14 – Falha quaternária encontrada na borda NE do MP. O tracejado indica a falha, sendo seu rejeito de mais de 4 metros, preenchido por colúvios subangulosos in situ. O granito brechado está restrito ao plano de falha.

A Bacia do Merejo apresenta distinções significativas das outras duas, na sua morfologia, tectônica, preenchimento e de estágio erosivo. As bacias do Icozinho e Rio Nazaré estão preenchidas por arenitos correlatos à Formação Pendências, que é a base da Bacia Potiguar (Ponte, 1992), relativas à sua fase rifte, enquanto a bacia do Merejo está preenchida apenas por colúvio-alúvio.

Caracterizada topograficamente por cotas que variam de 171 no centro a 780 m de altitude nas suas bordas, a Bacia do Merejo configura-se numa região de altos relevos destacados no MP em relação à Superfície Sertaneja. É uma típica morfologia desenvolvida em graben, com todas as características de movimentos extensionais,

limitada por falhas, como mostra a **Figura 5.15**, além de feições importantes como escarpas de falhas (Figura 5.15-5.17). Constatam-se também na região da bacia do Merejo falhas com direção principal NW- SE, concordando com o *trend* dos grandes lineamentos regionais da Província da Borborema.

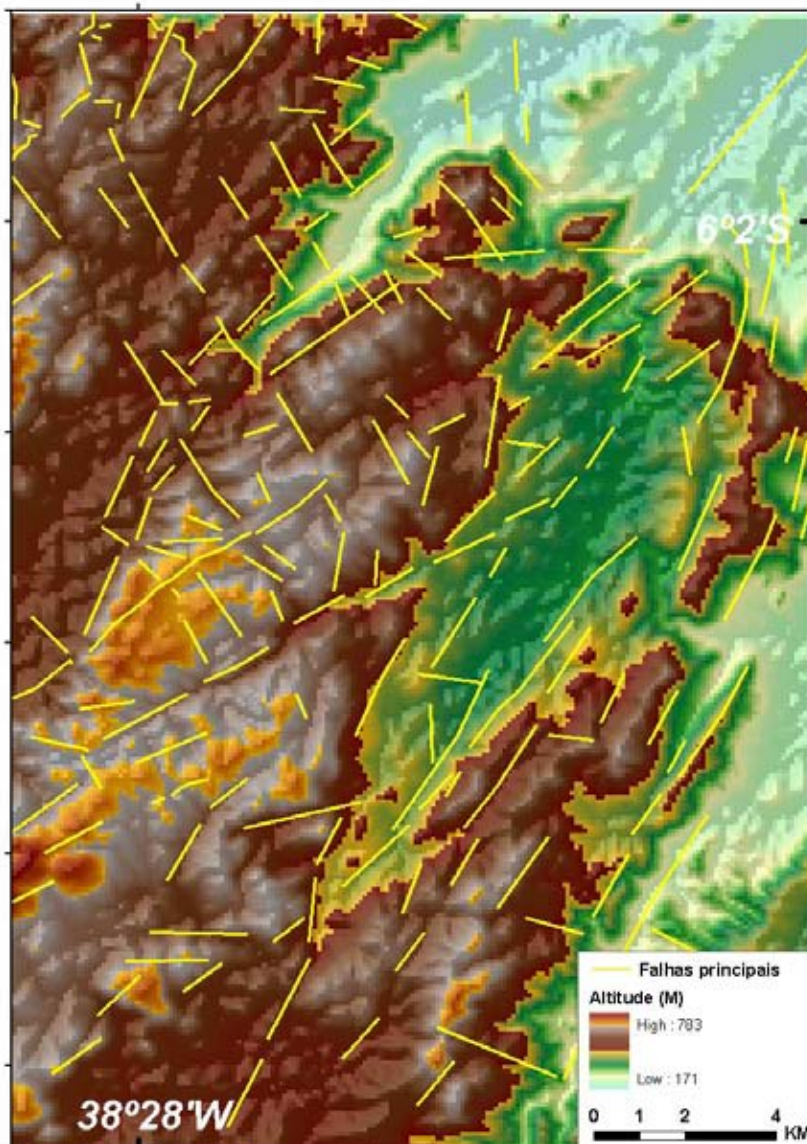


Figura 5.15 – Mapa de lineamentos rúpteis traçados em fotografias aéreas, indicando que a Bacia do Merejo é limitada por falhas.

A Bacia do Merejo assenta-se num corpo de composição grano-diorítica de maior expressão do domínio do Granitóide do Maciço Pereiro, a Suíte Dr. Severiano, sendo concordante com a direção de sua colocação, que se deu em regime rúptil (Magini, 2001).

Outros compartimentos e formas de relevo características da ação tectônica, encontradas estão ilustrados nas Figuras 9 (Capítulo 3) e Figura 7 (Capítulo 4); Figura 5.16, 5.17 e 5.18 entre as quais citamos: as Facetas Triangulares de Falha na Serra do Cantinho (Ererê-CE); Escarpa de Falha, na Serra dos Macacos (Dr. Severiano-RN), ambas mostradas na; Sulco Estrutural, na Comunidade de Jardim (Dr. Severiano-RN); Vales Encaixados Colmatados por colúvio-alúvio nas comunidades Guardado e São Pedro (Dr. Severiano e São Miguel- RN respectivamente).

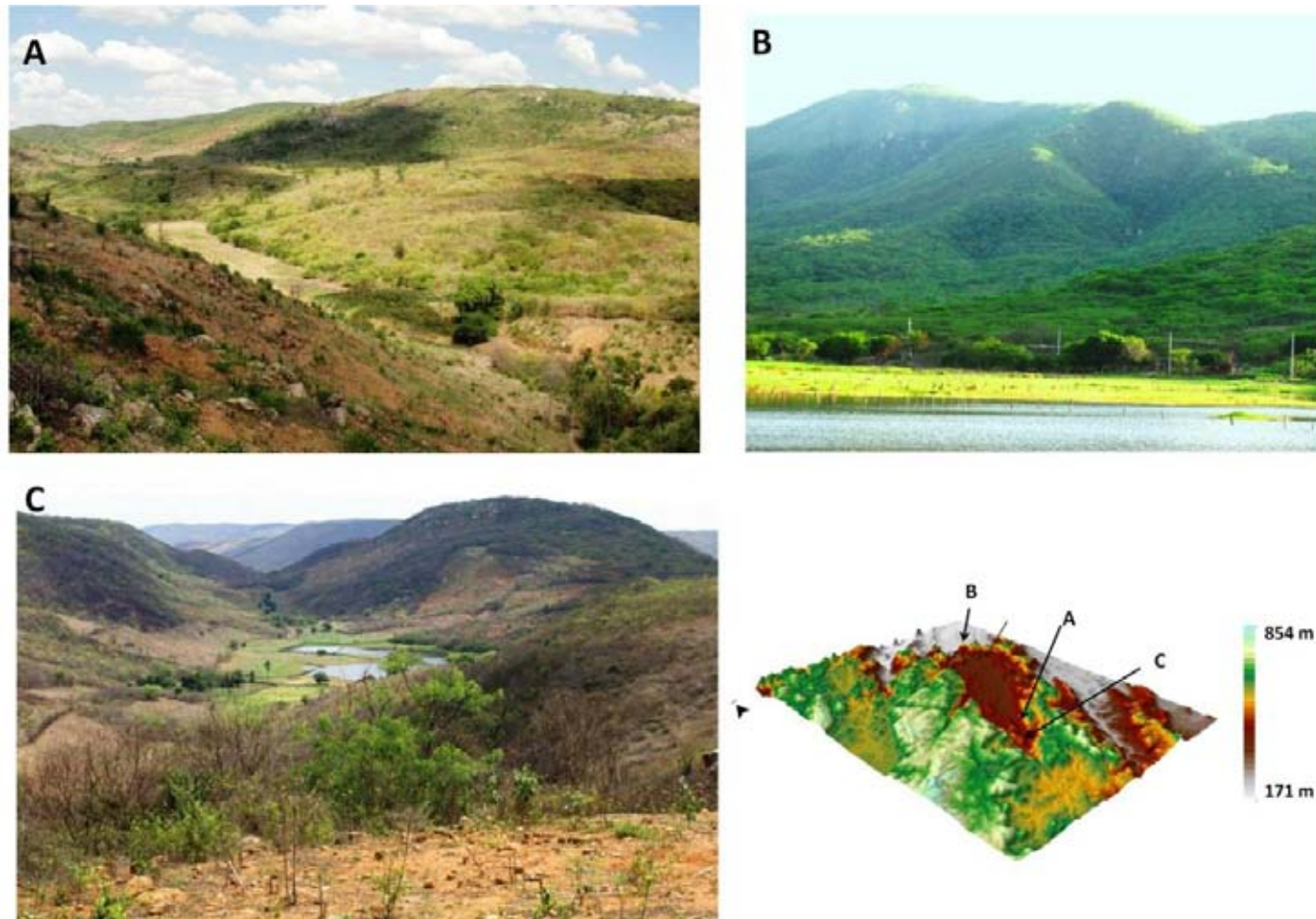


Figura 5.16 - Compartimentos de relevo de gênese tectônica, localizados no Modelo Tridimensional D. Onde: A- Vale colmatado de colúvio-alúvio B- Facetas triangulares Serra do cantinho, C- Vale encaixado em falha de morfologia em V, da Serra de São Pedro, Bacia Merejo.



Figura 5.17- Visão W-E do Graben do Merejo, onde se percebe o seu tipo de depósito coluvionar mais comum; de queda de blocos.



Figura 5.18 – Panorâmica da Escarpa da Serra dos Macacos, Bacia Merejo, uma escarpa de falha bastante vigorosa e de morfologia retilínea.

A Bacia Rio Nazaré (BRN) localiza-se entre as Serras de São Miguel e São José (RN), no vale do Rio Nazaré, com uma calha de 20 km², contida no MP. O vale é controlado pelo trend de zonas de cisalhamento reativadas em regime rúptil. Estas zonas de cisalhamento atravessam o MP em uma direção quase E-W, e se juntam aos lineamentos estruturais que dão origem à Bacia de Pau dos Ferros, a nordeste do MP.

Quanto à morfologia, a BRN apresenta ao longo do talvegue do rio Nazaré sinais rejuvenescimento da sua morfologia, que evolui para um modelado colinoso delimitado pela presença de cristas alongadas – as quais se denominou de cristas em litologia ou estrutura neoproterozóica - que se expõem numa repetição sistemática. A fim de demonstrar a afirmativa acima foram feitos três perfis topográficos **Figura 5.19**. Tais cristas são expressões em superfície de falhas, que por vezes mostra-se truncada pela erosão atual bem como recoberta por colúvio (**Figura 5.20**).

A diferença altimétrica entre o Horst do Graben e o topo da camada sedimentar, é da ordem de ≈ 270 metros, sendo seus sedimentos correlatos à fase rifte da Bacia Potiguar, do Neocomiano, ou seja, ≈ 140.000 anos. Deste fator gerou-se uma pergunta chave para o desenvolvimento da pesquisa: um rejeito desta magnitude, sob a forma de escarpa erosiva, poderia haver resistido à erosão desde o cretáceo?

O entalhe da drenagem observado em campo denota um entricheiramento em média de 25 a 30 m, abaixo da superfície dos topos das colinas, sendo, portanto incipiente em relação à idade da bacia e à existência de um nível de base regional em cotas inferiores a 200 m a poucos quilômetros de distância da referida bacia. Este pouco entricheiramento dos sedimentos da Bacia Rio Nazaré pela drenagem, a despeito do desnivelamento em relação ao nível de base local, Superfície Sertaneja, apresenta-se como uma boa evidência da “juventude” do soerguimento dessa área em relação ao nível de base imediatamente adjacente. A assertiva pode ser demonstrada na **Figura 5.19**, onde foram feitos perfis com direções NW-SE, perpendiculares à direção da Zona de Cisalhamento Portalegre, há 8 km de distancia.

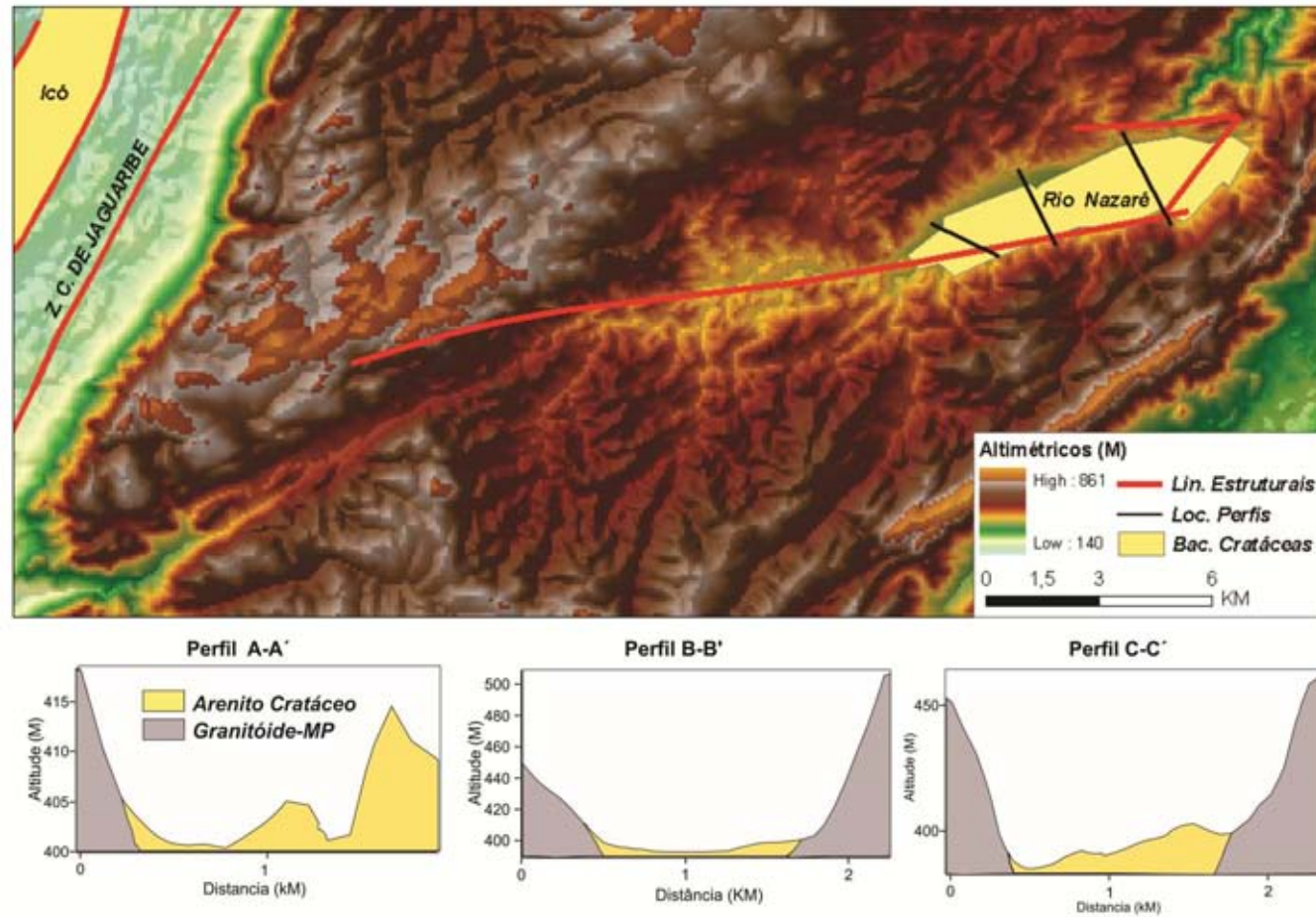


Figura 5.19 – A- Graben Rio Nazaré marcado no MDT com estrutura tectônica e fotografia panorâmica do e B- Contato da bacia com o Maciço Pereiro através de falha.



Figura 5.20- Morfotectônica da Bacia Rio Nazaré. Onde: **A-** Visada SW panorâmica dos Degraus do Piemonte na Bacia Rio Nazaré; **B-** Vista das cristas provocadas por falhas e o entalhe erosivo da drenagem, **b-** granito milonitizado; **C** - Frente leste da Escarpa da Bacia Rio Nazaré, subindo em direção oeste do Município de Água Nova para Cel. João Pessoa.

A Bacia do Icozinho (BIcz), localiza-se na culminância de duas Zonas de Cisalhamento principais, ZCJ e ZCPa. Tal fato acarretou uma inflexão local de direção NE-SW, que a dividiu tectonicamente e morfologicamente, sendo o marcador desta divisão na paisagem a escarpa mostrada na fotografia panorâmica da **Figura 5.10** e pelo detalhe B do mapa da **Figura 5.20**.

Da mesma forma o entalhe da drenagem na BRN nos sedimento cretáceos ocorre de forma incipiente em relação à idade dos mesmos, como é ilustrado na **Figura 5.21**. Tal cenário pode significar tanto uma influencia climática incipiente no modelado do relevo, quanto o pouco tempo transcorrido para o entrincheiramento erosivo dos vales desde o último episódio de soerguimento.

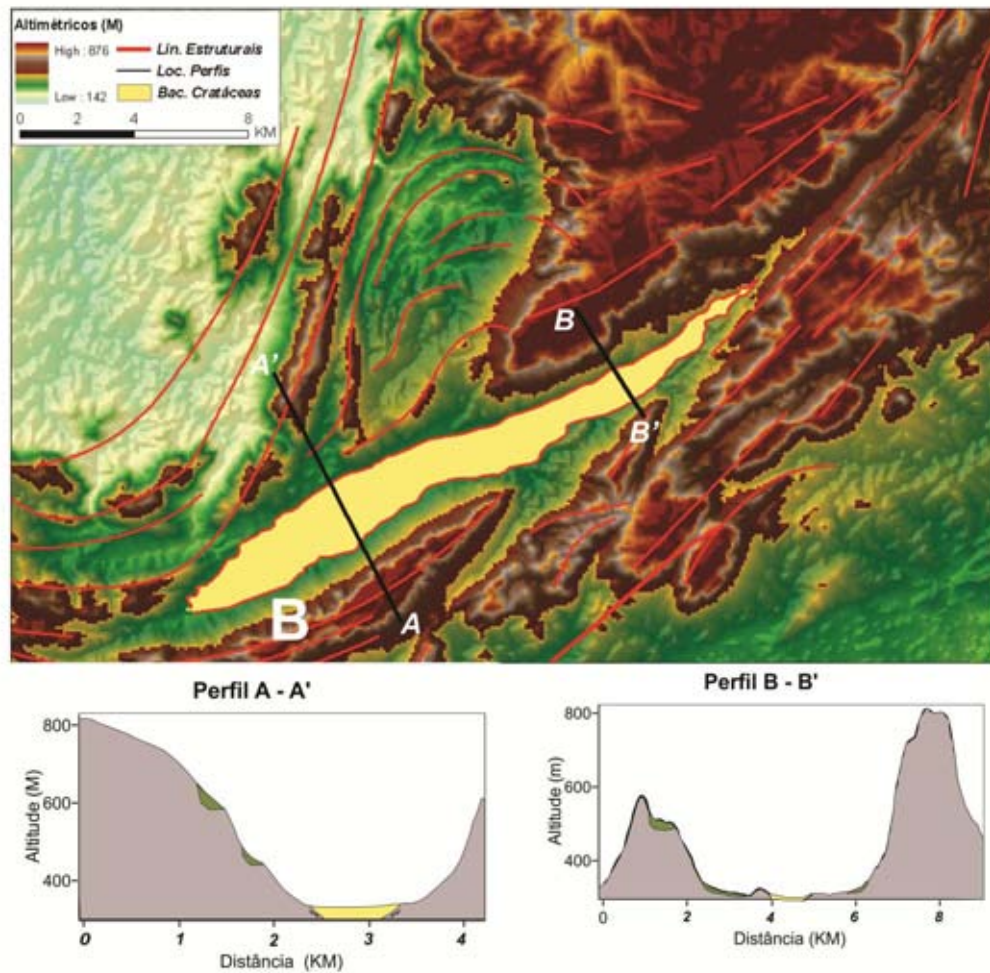


Figura 5.21 – Mapa da Bacia de Icozinho com dois perfis topográficos mostrando os contrastes morfológicos entre a bacia e as escarpas e o detalhe “B” mostrando a escarpa do Icozinho em forma de anfiteatro (inflexionada) pelo controle das ZCs.

5.3. Outros Resultados das datações dos depósitos coluvionares do Maciço Pereiro - MP

Este subitem revela alguns dos resultados importantes que não foram citados no Artigo 2 da presente tese, utilizamos os gráficos da Figura 10 do referido artigo para detalhar mais os resultados apresentados.

Os colúvios do MP foram datados por LOE/SAR, sendo o principal critério utilizado fazer as coletas levando em consideração as quebras de patamare os Alvéolos Suspensos - AS, obtendo-se resultados apresentados na **Figura 5.21**.

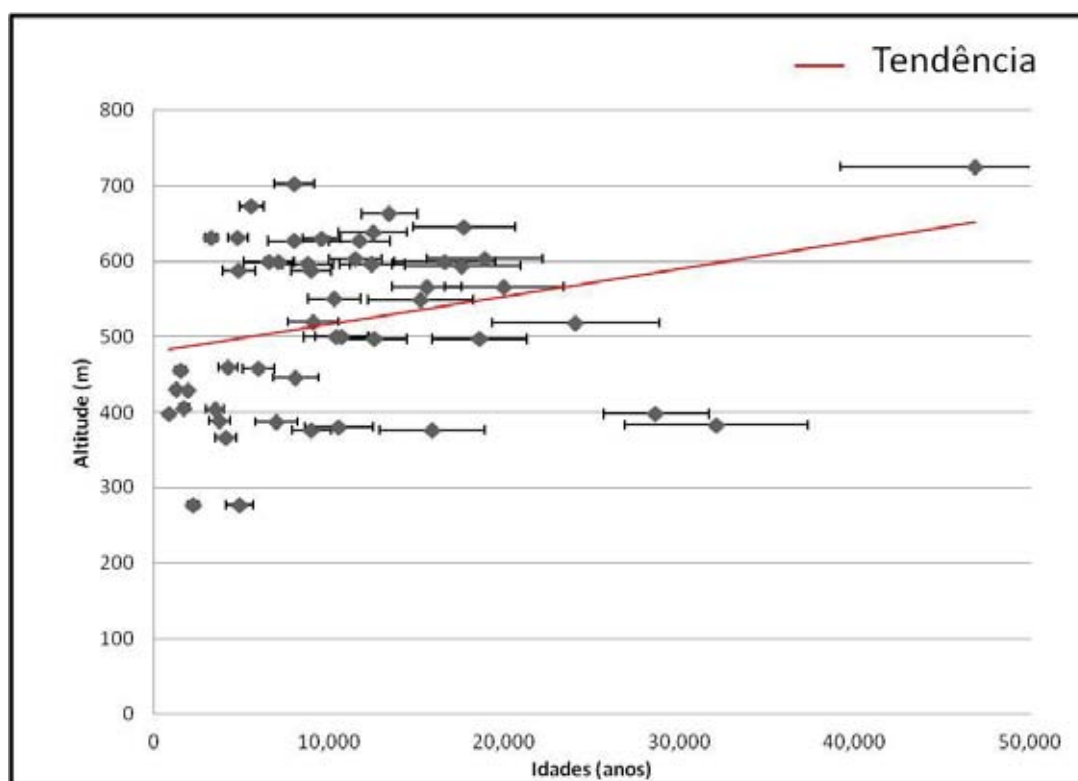


Figura 5.22 – Gráfico geral com os resultados das datações de colúvios por SAR, onde se fez a relação entre as idades absolutas com as altitudes em que foram coletadas.

O padrão demonstrado nesta figura tem um significado muito importante para análise da evolução morfológica neogênica do MP, ele mostra uma tendência geral (linha vermelha do gráfico), na qual as idades aumentam em relação à altitude, denotando a ocorrência de retrabalhamento erosivo dos colúvios ao longo das encostas do MP, o que interpretamos que ocorra por pulsos, que podem ser climáticos e/ou tectônicos.

Os resultados das datações dos colúvios do MP também mostram a existência de ciclos de retrabalhamento, ou seja, intervalos curtos de sobreposição de camadas de depósitos coluvionar. Isso só pôde ser identificado porque algumas coletas foram feitas com justaposição, quando se identificou duas gerações de colúvio. Para melhor identificar estes ciclos foram feitos agrupamentos (**Figura 5.22**) de amostras pelo critério de localização na encosta ou ambiente de deposição coluvionar, sejam eles a superfície de cimeira, a encosta e o graben ou sopé.

Em linhas gerais os resultados das datações dos depósitos de coluvionares podem ser cronologicamente organizados, em ordem decrescente, em 3 amostras para o Último Ciclo Interstadial - UCI (46 ka – 28 ka); 11 no Último Máximo Glacial - UMG (24 e 11ka); 18 amostras na transição Pleistoceno/Holoceno (17-12ka); 10 no Holoceno Médio (3ka-2ka) e 9 no Holoceno Superior (1ka em diante). Para a tabela internacional dos Estágios de Isótopos de Oxigênio Marinho– MIS, estas idades estão distribuídas entre o MIS1, 24 mil anos até os dias de hoje e no MIS2, de 24 a 60 mil anos.

As idades mais antigas datadas pelo presente trabalho, são respectivamente as amostras 12 (46 mil anos), 7 (32 mil anos) e 47 (28 mil anos), estando todas localizadas na superfície de cimeira. A primeira (**Figura 5.23**) é um tálus, interpretado como solo remobilizado, caracteriza-se por um horizonte câmbico com a presença de minerais primários e minerais intemperizados, é um material típico de encosta, mas não coluvial, possui estrutura em blocos subangulosos formado por materiais remobilizados que recobriam os horizontes lateríticos da cimeira do MP (**Figura 5.8**).

As amostras 7 e 47 são colúvios de granulometria areno-argilosa. A primeira está assentada acima de uma aloterita, gnaiss alterado com colapsos de estrutura apresentando por vezes a preservação de características da rocha-mãe, como veios de quartzo. O contexto morfológico da amostra é uma região de colo topográfico, um interflúvio entre as cristas Neoproterozóicas, mas está no sopé do host leste do Graben do Merejo. Como é uma área de relevo acidentado, provavelmente é um testemunho, um material remanescente mais antigo. A segunda, amostra 47, datada em 28 ka, possui um contexto semelhante.

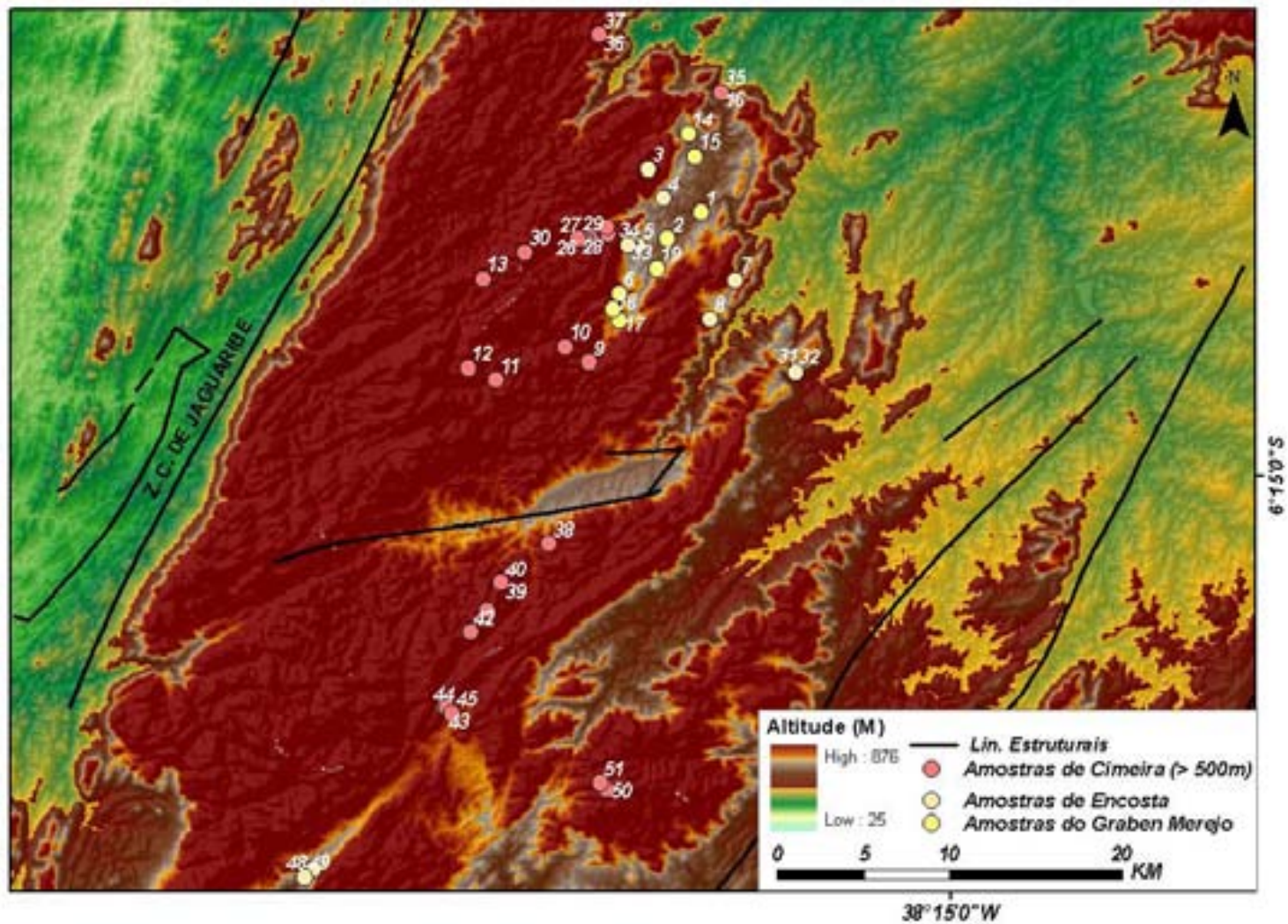


Figura 5.23 – Agrupamentos das amostras por ambiente deposicional do colúvio: Cimeira, Encosta e Graben Merejo.

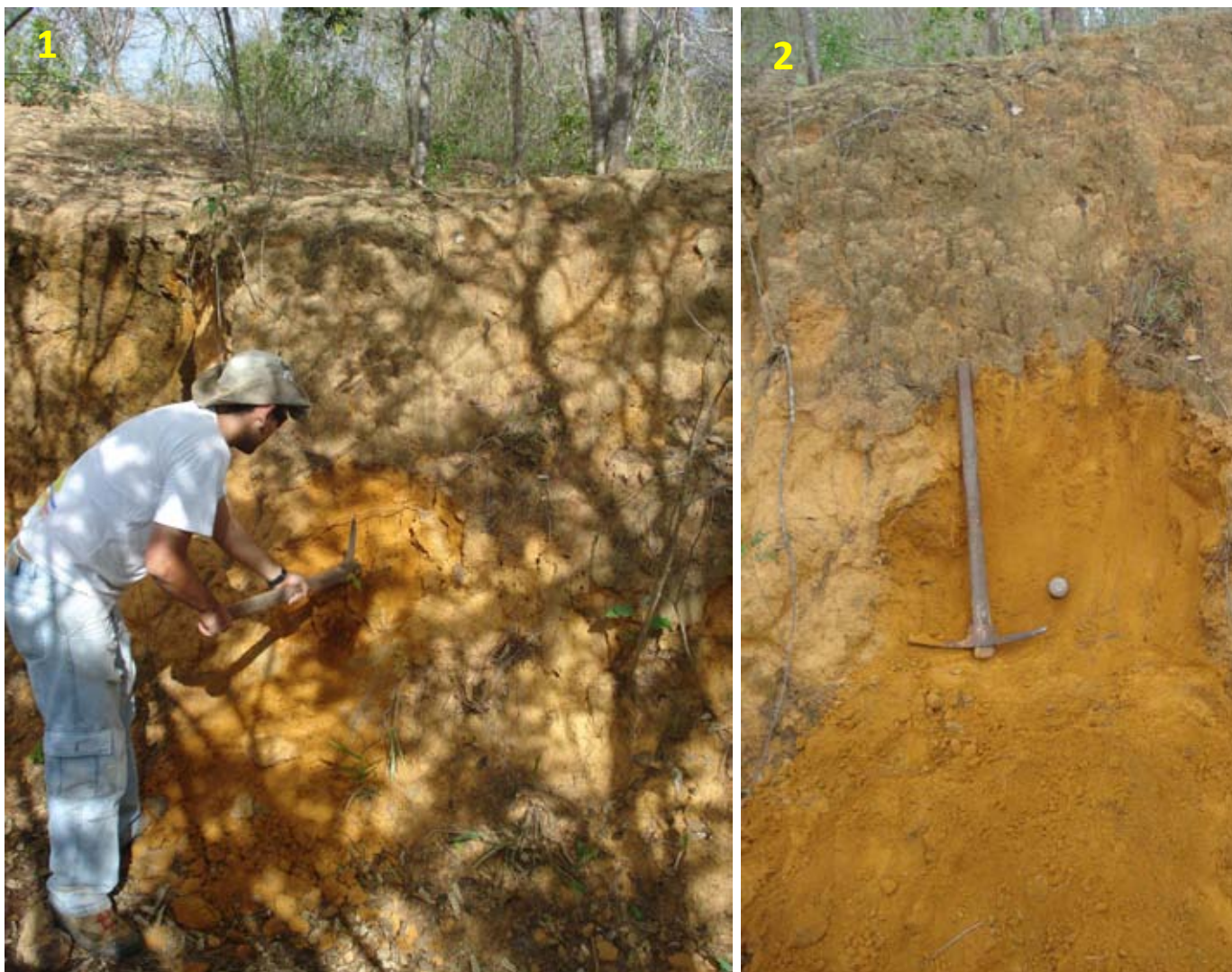


Figura 5.24– Amostra solo remobilizado na cimeira do Maciço Pereiro- MP. Esta amostra localiza-se no patamar abaixo do platô, na cota altimétrica 720m.

Percebe-se a classe modal cronológica de amostras concentraram-se na transição Pleistoceno/Holoceno, 18 amostras de idades entre 17-12 mil anos, sendo que estas amostras localizam-se na sua maioria na mesma cota (600 m), cimeira do MP. Inclusive duas assentam-se sobre paleo-pavimentos detríticos, são elas a amostra 36, localizada no Norte do MP e 51 na encosta Sudeste do MP, o que pode indicar que neste período houve uma deposição regional relativa a um período de maior umidade regional que foi precedido por um período mais seco, atestado pelo paleo-pavimento.

A amostra 9 (**Figura 5.25**) tipifica a maneira como a topografia e os processos atmosféricos exercem influencia na deposição dos colúvios bem como na estabilidade na encosta do MP. Encontra-se na cimeira do MP uma amostra caracterizada por um

lamito, colúvio típico de corrida de lama, conseqüentemente na evolução do relevo da área de estudos.

O contexto da amostra 9 é de topografia local de interflúvio, ou região de entremeio das cristas estruturadas em litologias neoproterozóicas. A morfologia é marcada por vales em “V”, sem ruptura de declive, ocorrendo o mesmo gradiente de declive até a base do interflúvio, com conexão de cabeceiras de 1ª ordem e o nível de base local (**Figura 5.25**).

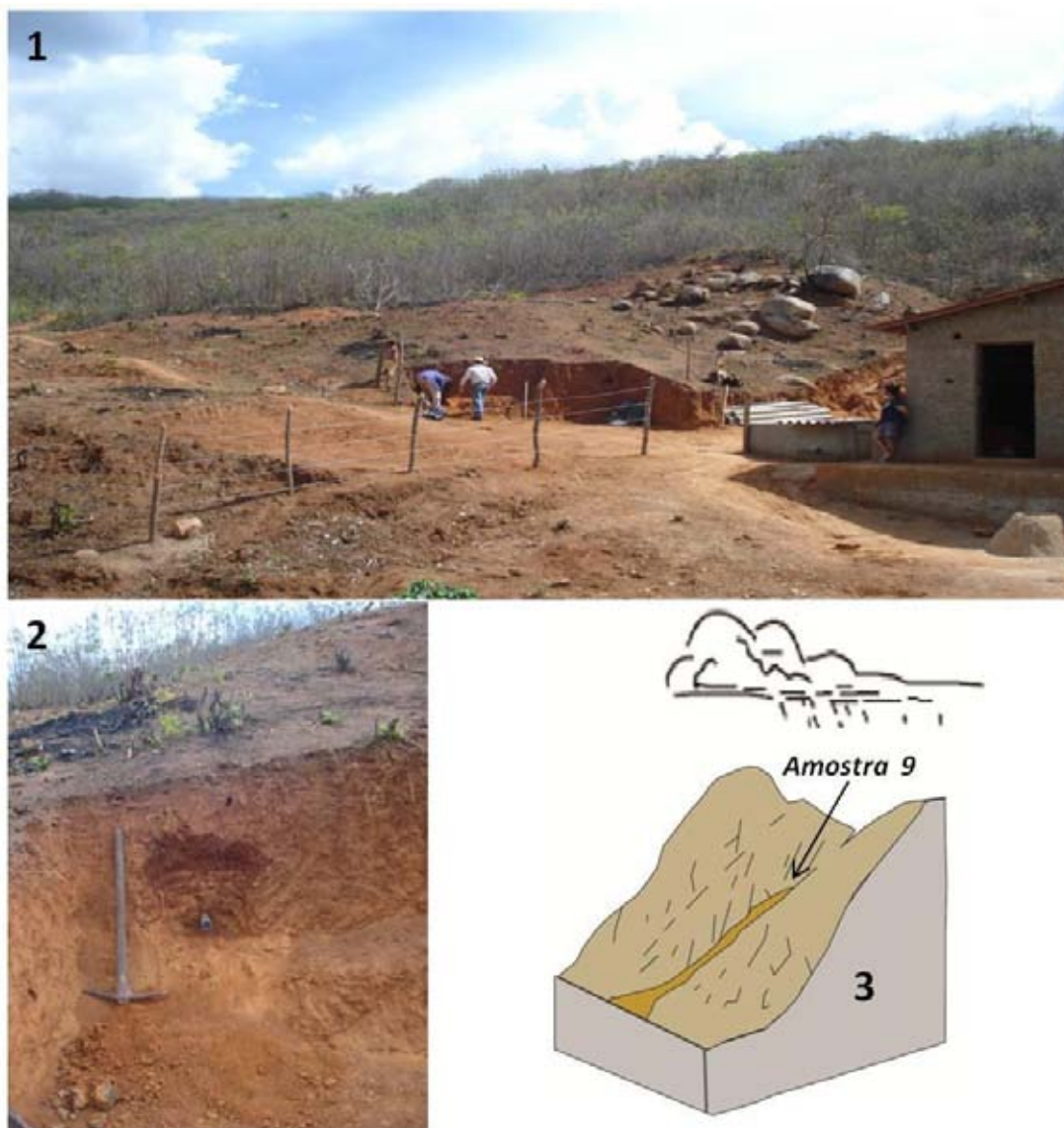


Figura 5.25 – Localização da amostra 9 e esquema teórico do depósito em interflúvio do MP, onde: 1- Visão panorâmica do contexto da amostragem; 2 . Zoom da amostra e 3 esquema teórico do material entrincheirado no interflúvio, seta indica a localização da amostra na encosta.

O processo de deposição ocorre em primeiro lugar pela remobilização superficial, que não tem capacidade de remover integralmente o manto de intemperismo. Assim a encosta acumula os colúvios que podem estar ou não conectados à drenagem atual, e acomoda estes sedimentos numa sequencia processual de deposição e entalhe. Quando datados estes sedimentos se convertem em um marcador regional de episodios de deposição, cuja idade coincide com a transição Pleistoceno/Holoceno.

A **Figura 5.26** mostra o contexto de coleta das datações feitas no vale encaixado em falha na Comunidade Jardim, da Bacia Merejo, ainda no ambiente deposicional de cimeira. As amostras retiradas nesta área são de números 21-30 (Tabela 1, Artigo 2), onde algumas amostras foram coletadas com sobreposição e os resultados mostram ciclos de retrabalhamento erosivo dos colúvios. Neste conjunto de amostras a diferença de idade entre as amostras 23 e 24 é de ~3000 anos, das amostras 26 e 27 é de ~2100; das amostras 28 e 29 ~3000 anos, sendo suas altitudes 632m, 588m e 627m respectivamente. Pela coincidência dos intervalos de deposição pode-se dizer que foram datados três ciclos de retrabalhamento, ocorrentes entre 11ka e 4,8 ka, do UMG para o Holoceno Médio.

O gráfico C da Figura 10 (Artigo 2) que foi reproduzido na Figura 5.26, mostra a tendência de deposição em cascata para a relação idade e altitude. Porém destacamos que as amostras 44 e 45, que foram coletadas em um mesmo corte de estrada, uma no terço superior e outra no terço inferior da encosta, resultaram na datação de provavelmente um mesmo evento, caracterizado como corrida de lama. O mesmo ocorreu para as amostras 50 e 51, nas quais também foi datado o mesmo evento, apesar do afloramento estar situado sobre contexto morfológico de knickpoints, sendo sua granulometria areno-argilosa. O intervalo de 2 mil anos entre estes 2 grupos de amostras, apesar de no gráfico (**Figura 5.27**) induzir a tendência de retrabalhamento local, mas para este fim esta interpretação é inválida.

1

700 m



2



3



Foto 5.26 - Cluster 2, Comunidade Jardim, Bacia merejo, onde: 1. Vale em V, encaixado em falha, colmatado por colúvio; 2. Colúvio de encosta na Comunidade Jardim, Dr. Severiano (RN) e 3. Sinais de mobilização, com seixos angulosos como parte do material coluvionar, sendo eles também lateritas, provavelmente advindo das crostas lateríticas das cimeiras.

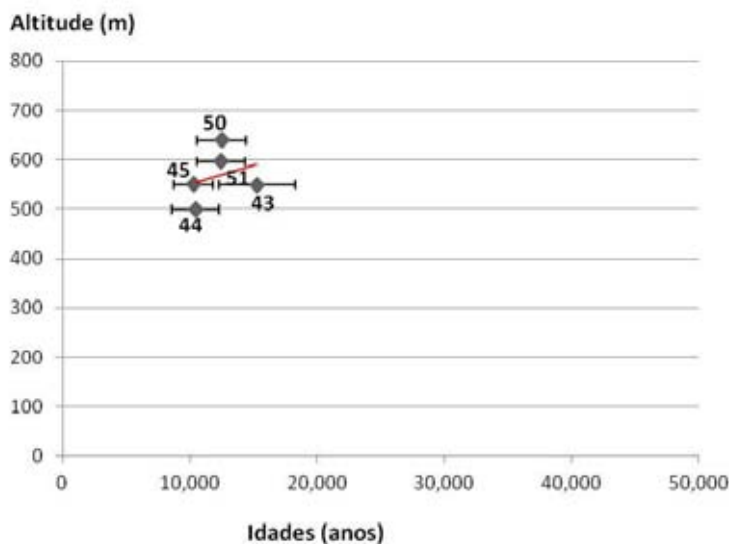


Figura 5.27 – Relação Idades x Altitudes nas encostas Sudeste do MP. Gráfico C, Figura 10, Artigo 2.

Para as regiões de encosta do MP os resultados das datações mostram mais claramente o retrabalhamento erosivo. Entretanto, no ocorre no MP, sobretudo no Graben Merejo, uma feição morfotectônica importante nesta dinâmica de encosta, o Alvéolo Suspenso - ASs, cujo preenchimento denota eventos deposicionais de curta duração, cuja energia de transporte não foi suficiente para transportar o material até o fundo do vale. A morfologia côncava do AS, que é estruturalmente controlada, retém o material impedindo-o de deslocar-se encosta abaixo. Há repetições deste cenário ao longo da encosta da escarpa do Merejo, como se observa nos perfis da **Figura 5.28**.

No grupo de amostras retiradas no AS, próximo a Falha Jardim, do Graben Merejo (**Figura 5.28**), a uma altitude de ~ 450 metros estão localizadas as amostras 33 e 34, caracterizadas por colúvio de fluxo de detritico, característico ambiente de grande energia deste movimento de massa. Neste depósito vê-se fenoclastos flutuantes na matriz areno-argilosa, os quais foram intemperizados na massa do colúvio originando auréolas de intemperismo.

Estas amostras foram coletadas sobrepostas e seus resultados mostram um intervalo cronológico de 6000 anos entre a primeira deposição e a segunda, entre 14 e 20 mil anos. Interpretou-se que este intervalo maior ocorreu devido à topografia em que está o colúvio, um knickpoint, local de aprisionamento de sedimentos, fazendo-os permanecerem “estacionados” na encosta por mais tempo.

Os anéis de intemperismo ou aureola de intemperismo (**Figura 5.29**) podem ser utilizadas para estimar a idade do processo, pois quanto mais espesso mais antigo, o

que permite inferir a idade relativa do depósito, pois o seu tamanho é diretamente proporcional à idade depósito.

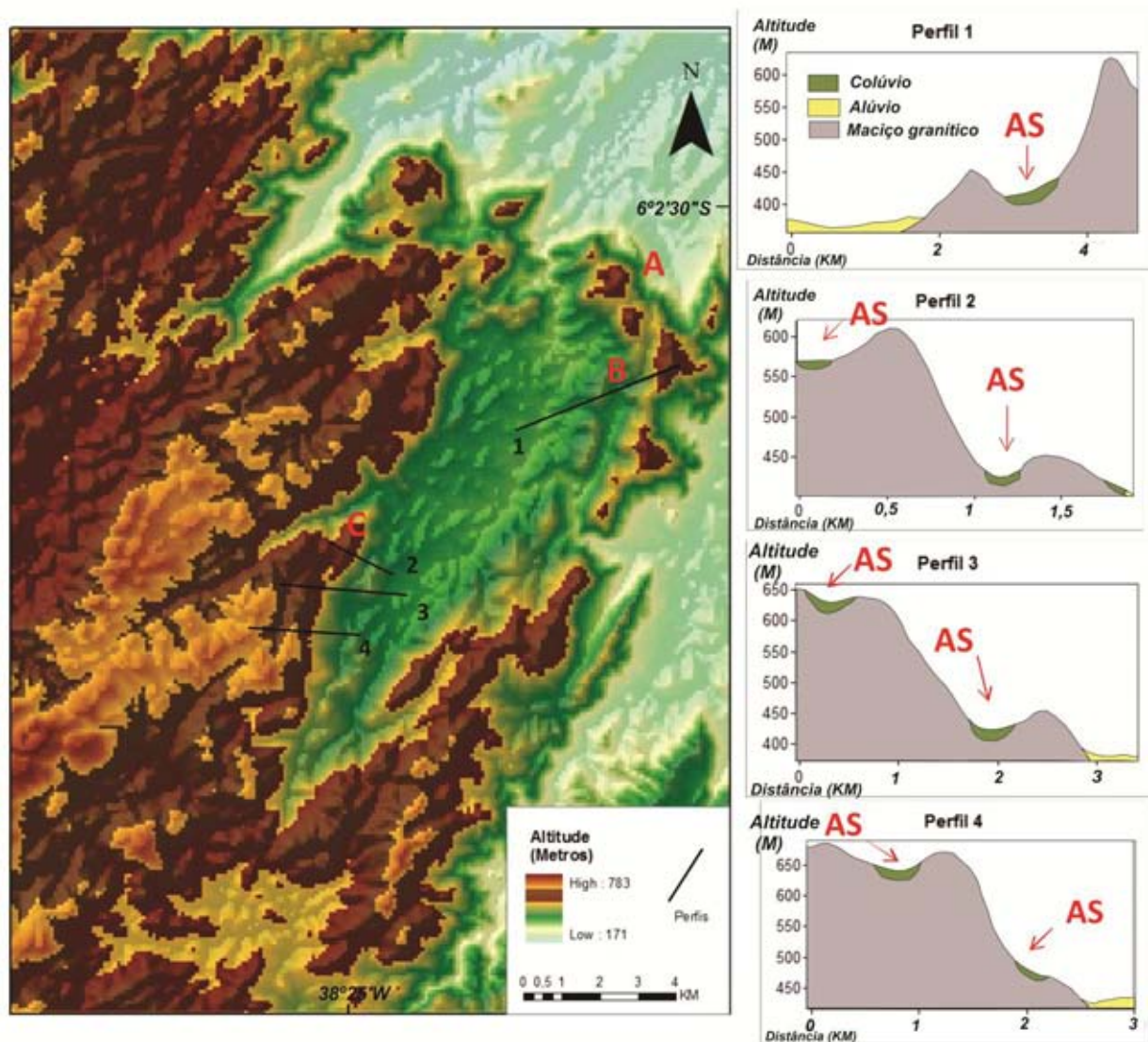


Figura 5.27- Exemplos dos Alvéolos Suspensos (AS) na Bacia do Merejo, revelados nos perfis topográficos, indicados com as setas. Sendo A, B e C, exemplificados nas fotografias da Figura 6.3.

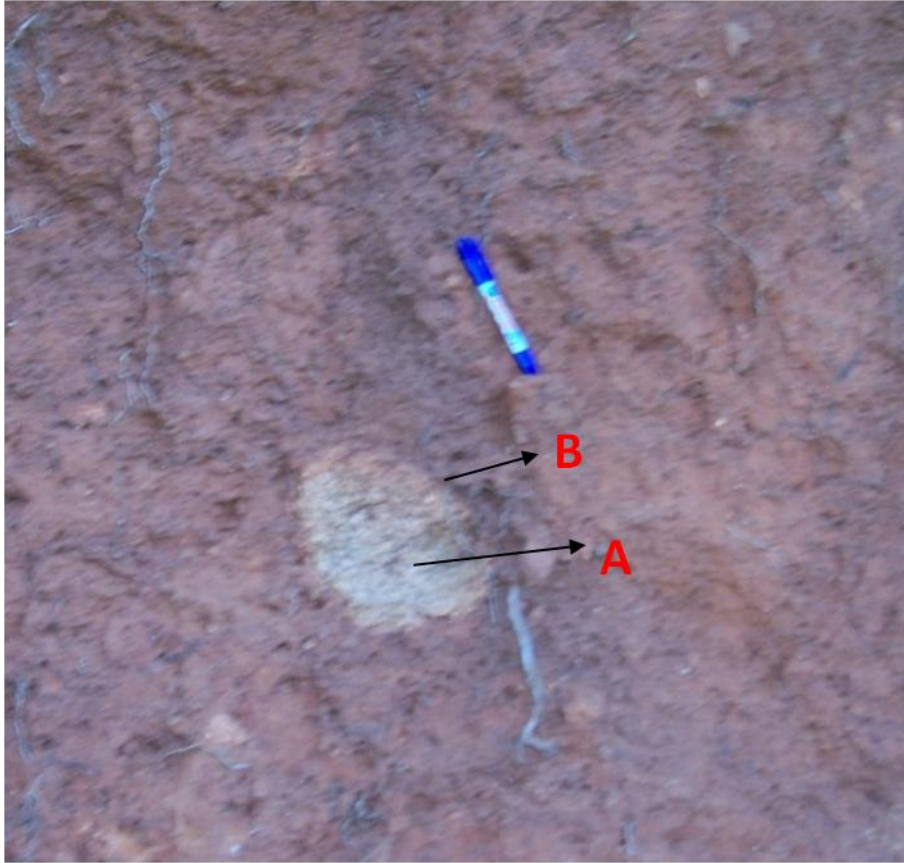


Figura 5.28 – Fenoclasto observado na matriz do colúvio do AS, ilustrado na Figura 36, detalhe C, na Comunidade Jardim (Dr. Severiano-RN), onde A- mostra o fenoclasto original e B - anel ou aureola de intemperismo.

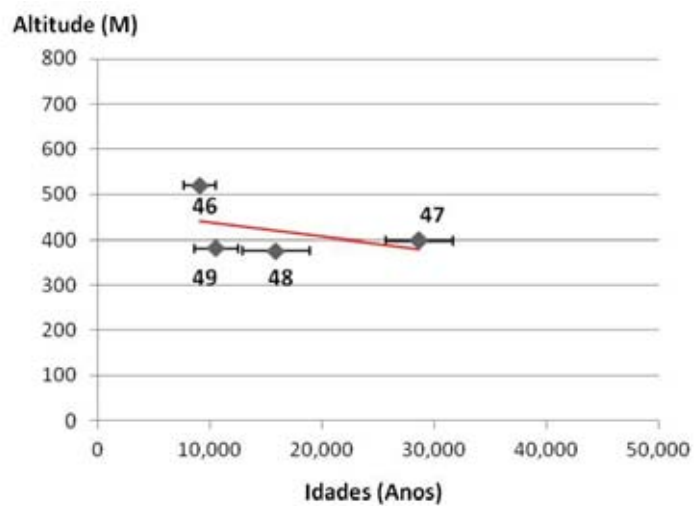


Figura 5.29 – Agrupamento de amostras, gráfico F, Figure 10, do artigo 2, retiradas no Alvéolo Suspenso do Graben Merejo (Figura 26 – detalhe C).

Os agrupamentos de amostras de encosta que são representados pelos gráficos F-I (Figura 10, Artigo 2), o que se percebe na relação idade e altitude é que não há um padrão bem definido. Em se tratando de encosta este comportamento é o esperado, pois a topografia íngreme provoca instabilidade da encosta e a conseqüente frequente remobilização destes depósitos de sedimentos coluvionares tornando muito mais complexo o entendimento da ordem cronológica de depósito, bem como a identificação dos processos que o provocam.

Nas áreas em que a topografia apresenta-se com um maior gradiente, conseqüentemente há um maior intercâmbio de material coluvionar entre as zonas mais altas e as suas encostas, assim as idades são mais recentes como é o caso das amostras 31 e 32, onde foram encontradas as idades mais recentes do MP.

O último agrupamento está concentrado no Graben Merejo, representado pelo Gráfico J (Figura 10, Artigo 2) que está localizado no sopé das escarpas do Graben Merejo, na bacia. Foram coletadas 3 amostras de aluvião, que duas delas possuem idades holocênicas recentes e uma de 9ka que foi coletada num local de escavação de um poço do tipo cacimbão.

As idades mais antigas estão localizadas nas áreas mais elevadas, trazendo à tona a discussão do retrabalhamento erosivo através da encosta dos materiais coluvionares. As idades estão entre 9 e 1 ka, sendo todas Holocênicas, na sua maioria Holoceno Superior.

Através da aplicação dos parâmetros de análise supracitados e da interpretação de seus resultados podemos concluir que o Maciço Pereiro, ao invés de um Maciço Residual, cuja evolução se deu pela preponderância da atuação dos fatores erosivos, é um Maciço em Host ou Maciço Estrutural, cujas escarpas são resultantes de soerguimentos sucessivos e o controle do seu recuo erosivo é estrutural, portanto preponderando na sua evolução a atuação dos fatores tectônicos com a atuação importante da erosão.



6.1. DISCUSSÕES

6.1.1 A questão do conceito de “Maciço residual”

Nos capítulos 2 e 3 da presente tese tratou-se da aplicabilidade do Modelo de Superfícies de Aplainamento na Geomorfologia frente aos métodos atuais das geociências como, por exemplo, a geocronologia do Quaternário. As descrições regionais das zonas ambientais e fisiográficas brasileiras que constam nos trabalhos de planejamento e ordenamento territorial como o RADAM Brasil do IBGE (Brasil, 1981), impulsionaram o desenvolvimento da geomorfologia brasileira, sobretudo pela introdução de uma sistemática própria de definição de classes morfológicas em diversas escalas espaciais. Entretanto passaram-se três décadas desde a sua concepção e não houve trabalhos de atualização, especialmente aqueles voltados para as questões de morfogênese.

Para o RADAM (Brasil, 1981) o Maciço Pereiro (MP) é classificado morfoestruturalmente no Domínio dos Planaltos Residuais Sertanejos, sendo este, em específico, definido como um Maciço Residual. A referida terminologia foi fortemente difundida no Brasil por meio do Dicionário Geológico-Geomorfológico de Guerra (1966) que refletia a influência predominante da literatura geomorfológica francesa no país. Ao longo das décadas de 1950 e 1960, com a consolidação da escola de Geomorfologia Climática francesa (Tricart; Cailleux, 1965), a interpretação da evolução dos modelados no Brasil esteve à mercê de uma perspectiva de longo prazo atrelada aos modelos denudacionais, além da forte ênfase à compartimentação de áreas.

Sabendo-se que a colocação dos maciços graníticos ou suítes magmáticas tem sua gênese relacionada com zonas de cisalhamentos, e que sua denudação ocorre em íntima relação com processos tectônicos, o uso da nomenclatura de Maciço Residual para o MP parece não ser coerente. Nesta perspectiva, faz-se necessário buscar a origem desta classificação e que bases teóricas a sustentam.

Comparando-se a definição clássica de relevo residuais, introduzida por Cailleux e Tricart (1956), com aquela do Dicionário Geológico-Geomorfológico brasileiro fica evidente que esta terminologia é genuinamente brasileira, resultante da adaptação da aplicação do conceito de "relevo tectônico residual". Este conceito foi simplificado pela noção de "maciço residual", que tem no seu escopo o que foi sintetizado por Guerra (1966) como resquícios de superfícies antigas, Peneplanícies ou Pediplanos, geralmente relacionados com rochas mais resistentes como o granito ou sienito, por exemplo. O autor também comparou maciços residuais a verdadeiros "monadnocks" ou "inselbergs", embora com áreas de afloramento significativamente maiores. Diante do exposto, percebe-se que este conceito necessita ser revisto e ajustado aos critérios morfogenéticos contemporâneos, sugerindo-se portanto a introdução, ou resgate, do termo Maciços Estruturais ou Tectônicos, fazendo-se dessa forma também um resgate da sua proposição original.

6.1.2. Tectônica andina e soerguimento no Maciço Pereiro

A tectônica andina é um componente de larga escala determinante do comportamento de toda crosta na América do Sul. As idades levantadas pelo trabalho de Saadi (1993) relacionadas aos pulsos tectônicos e neotectônicos, regidos pelo "Ridge-Push" andino para o Nordeste, têm um significado importante para o presente trabalho, pois permitem se tecer associações aos pulsos de soerguimento das escarpas do Maciço Pereiro e a própria formação da Bacia do Merejo no Quaternário.

Saadi (1993) relacionou as idades admitidas para os eventos sedimentares com os pulsos tectônicos da Plataforma Brasileira através dos eventos orogênicos andinos, baseado nos dados de Frutos (1981). Com base nesta correlação este autor inferiu alguns resultados para a Plataforma Brasileira, dos quais os mais significativos para o Nordeste são: 1. INCAIC II (Eoceno-Oligoceno) resultou, para o Nordeste, no início da Sedimentação Barreiras, com a Formação Serra dos Martins; 2. O segundo evento foi no Plioceno, o Quetchuan II, registrado em todo o planeta, deu origem à Formação Guararapes, formação intermediária da Formação Barreiras e 3. No terceiro evento, o Yarmouthian, do Pleistoceno Médio a Inferior houve um soerguimento generalizado da Plataforma continental.

Morais Neto et al. (2008) encontraram que no Cenomaniano (Cretáceo tardio) a Formação Açú sofreu aquecimento. Isto é interpretado como o efeito de paleo-

soterramento, após a sua deposição em ~ 95 M.a., e subsequente resfriamento a partir de paleotemperaturas de intervalos máximos de 100°- 80 ° C. Este último evento pode ser interpretado como um episódio de elevação e erosão durante o Cenozóico inferior, o que pode ser transposto para o Maciço Pereiro como uma das suas fases de soerguimento e consequente reativação frágil.

Corroborando com estes dados vê-se ainda na **Figura 6.1** o quanto a tectônica exerce influência na formação e evolução das bacias encontradas no MP e ao seu redor, podendo-se interpretar a sequencia de bacias Icozinho, Rio Nazaré, Pau dos Ferros e Gangorra, por exemplo, como uma sequencia de bacias pull-a-part de mesma idade formativa e todas elas dependentes de lineamentos estruturais que se comportam interdependentes e hierarquizados a partir das ZCPa que se ramifica e se comunica através falhas de transferência apontando para uma possível interdependência entre estas estruturas e consequente formação de blocos tectônicos, tema sugerido para trabalhos posteriores a esta tese.

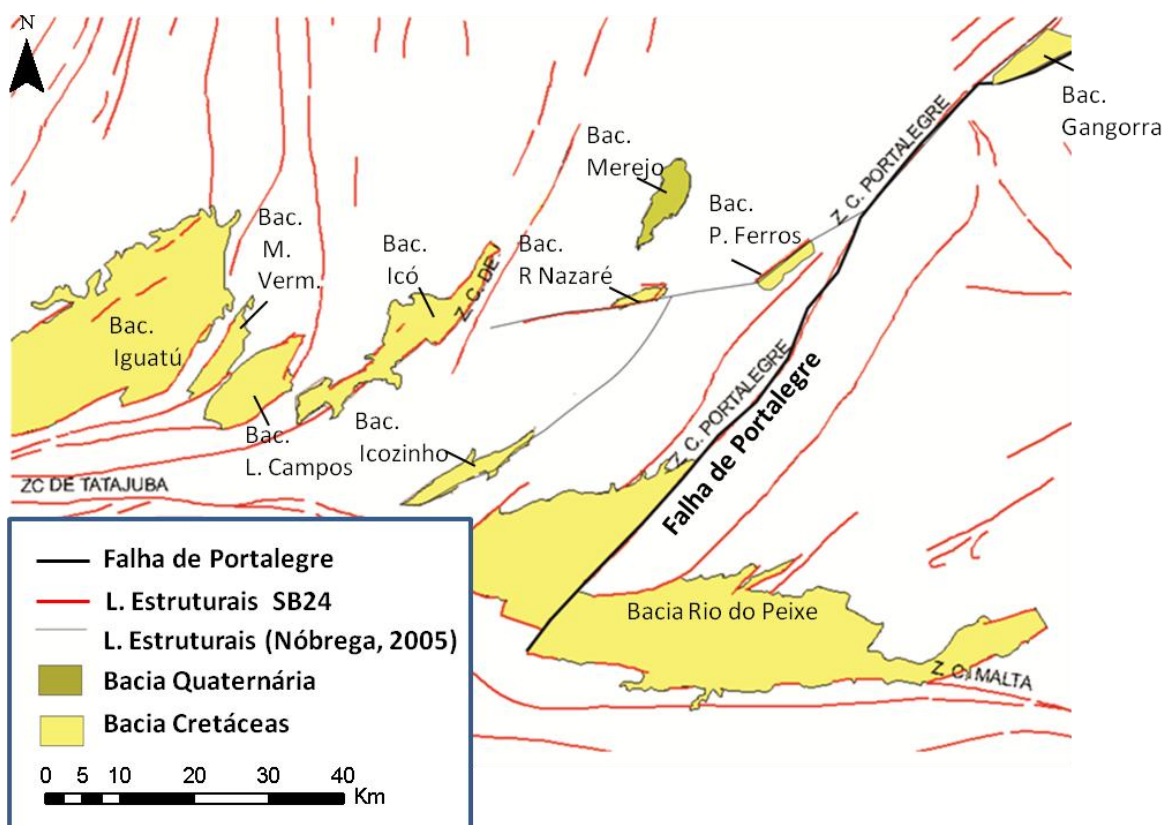


Figura 6.1 – Falha de Portalegre e sua influencia sobre as bacias interiores do Maciço Pereiro e entorno, com base no trabalho de Nóbrega (2005) e Argelim *et al.*(2004).

6.1.3. A questão paleoclimática regional e o Maciço Pereiro

Assentado na latitude 6° S e cerca de 400 km da costa Nordeste do Brasil, o MP está contido no núcleo semiárido que caracteriza a maior parte do interior do Nordeste do Brasil. Sob as atuais condições, a precipitação anual na área varia entre 600 a 800 mm, geralmente associada a chuvas de convecção trazidas pela migração para o sul da ZCIT (Zona de Convergência Intertropical), bem como a linhas de instabilidade e células de convecção de meso-escala que operam em níveis locais, mas quase sempre em subordinação direta aos pulsos da ZCIT, provenientes da costa norte do Brasil.

Entre os fenômenos meteorológicos indutores de eventos extremos de chuva contemporâneos na região, o vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) é o mais importante. Os VCANs são sistemas de escala sinótica caracterizados por baixa pressão e região de convergência em níveis mais elevados que ocorrem no Nordeste do Brasil a partir de novembro a março, quando o gradiente térmico equador-pólo é maior no Hemisfério Norte. Eles ocorrem com mais frequência em anos de La Niña, ou quando as temperaturas da superfície do mar do Pacífico tropical estão perto de sua média climática, e sistemas frontais atingem as latitudes baixas em ambos os hemisférios (Tenório et al., 2006).

Quando um forte VCAN está em operação ocorrem eventos extremos com precipitações locais até quatro vezes acima da média. No entanto, apesar dos padrões climáticos incomuns trazidos pelos VCAN para o semiárido nordestino, a resposta geomorfológica observada é restrita às inundações generalizadas nas terras baixas e aceleração da erosão das encostas, com ravinamentos e voçorocas.

Entretanto, apesar dos referidos mecanismos de condução climática, em grande parte controlados pelo ENSO (*La Niña* e *El Niño*), poderem determinar a intensidade dos processos de encosta e remobilização dos materiais desagregados pelo intemperismo e erosão na região, certamente os mesmos não estiveram em operação ao longo de todo o período de tempo coberto pelas 51 amostras de sedimento submetidas à datação por LOE/SAR no MP.

Assim, dentro de uma perspectiva de prazo mais ampla, outros importantes e bem estabelecidos mecanismos controladores climáticos globais também devem ser levados em consideração, conforme sugerido pelas evidências geomorfológico-sedimentológicas da área. Tais mecanismos foram o Último Interstadial, o Último Máximo Glacial e a transição Pleistoceno/Holoceno. De fato, as idades de cerca de 70%

dos depósitos coluviais estudados coincidem com a implantação do El Niño contemporâneo, de 47 a ~ 7Ka BP, como evidenciado pela literatura especializada em dados proxy de alta resolução do Noroeste Tropical da América do Sul e do Pacífico Sul (Tudhope et al., 2001; Moy et al, 2002). Além destes dados, a erosão ocorrente no Planalto da Borborema, datada por Lima (2008) e Morais Neto *et al.* (2008) e Morais Neto *et al.* (2009) é um forte componente indicador da importante atuação paleoclimática na região.

6.1.4. Colúvios: excelentes paleo-indicadores na paisagem

Através dos estudos de Penck (1924) iniciaram-se as inferências que permitiram a correlação entre as camadas sedimentares e uma escala de tempo. Seu trabalho objetivava delimitar cronologicamente as glaciações, utilizando um índice de intemperismo e intensidade de erosão no norte da região alpina para estimar a duração dos períodos interglaciais (Walker, 2005).

Os colúvios são sedimentos inconsolidados gerados por fluxos gravitacionais que podem ser utilizados para reconstruir a história geomórfica das paisagens (Corrêa; Silva, 2008). Além disso, Corrêa (2001) ressalta que em estudos de reconstrução/interpretação da evolução morfogenética é necessário a elucidação do fator clima, ou para dar-lhe uma participação ativa ou mesmo complementar nesta evolução.

A avaliação e identificação dos mecanismos responsáveis pela evolução geomorfológica, nos modelos morfotectônicos propostos para o Nordeste, é dificultada pela ausência de dados geocronológicos para correlacionar quantitativamente os ciclos de erosão propostos e as superfícies de aplainamento (Lima, 2008). Entende-se que a datação dos colúvios fornece os dados numéricos que auxiliarão na interpretação dos eventos que geraram estes depósitos inconsolidados e, conseqüentemente, darão mais precisão à reconstrução evolucionar da paisagem, por meio do entendimento da dinâmica dos processos de encosta e a sua correlação com os climas e/ou tectônica contemporânea e pretérita.

Contudo a estratigrafia coluvial é complexa, uma vez que os ciclos de erosão e deposição ocorrem de maneira intermitente, dependente de pulsos climáticos e/ou tectônicos, e a interpretação e reconstrução da paisagem através dos mantos coluviais é fragmentária. Para ilustrar esta premissa entre muitos trabalhos pesquisados foi

escolhido dois que tratam da interpretação da origem ou preponderância dos pulsos geradores dos mantos colúviais, sendo eles climáticos ou tectônicos em sua origem.

O primeiro trabalho, de Bardou e Jaboyedoff (2008), descreve eventos deposicionais colúviais em pequenas bacias de drenagem dos Alpes. Nele encontraram evidências de dois tipos de eventos: aqueles que são comumente produzidos por fontes de sedimentos proximais e/ou no interior do fluxo e que não alteram significativamente a morfologia do leito das margens do rio, ou aqueles que fazem grandes incisões no leito, mudando o curso da captação em longo prazo, o que poderia estar relacionado com raros, mas importante, eventos formativos.

Estes autores propuseram a classificação de dois tipos de sistemas de encosta: o estacionário e o não estacionário. O primeiro é definido como aquele em que a evolução do declive ocorre por erosão (no sentido amplo), sendo esta proporcional à intensidade dos agentes tectônicos e climáticos e, conseqüentemente, que podem ser correlacionados com eles (Schumm, 1977; Burbank & Anderson, 2001). O segundo se dá quando ocorrem eventos erosivos intermitentes, os quais podem não estar relacionados com erosão climática.

Por outro lado, o trabalho de Amit (1995) na parte sul do Rifte de Arava em Israel, sobre condições de extrema aridez, encontrou evidências da ação tectônica na formação de mantos colúviais nas encostas. Neste trabalho encontraram-se diferentes comportamentos no sistema encosta da escarpa de falha e no sopé destas encostas. Na escarpa os colúvios depositam-se em forma triangular. Nos sopés encontram-se de forma côncava, sobrepondo perfis de solo, sendo estes neossolos litólicos, os quais indicam uma taxa contínua e baixa da deposição durante a pedogênese.

No referido trabalho as estratigrafias colúviais desenvolvidas na escarpa de falha podem ser vistas como um registro de distintos eventos tectônicos e não como de deposição climaticamente controlada. Neste sentido o colúvio serviu como indicador para distinguir o comportamento diferente da deposição em um único evento tectônico e também nas diferentes fases de atividade tectônica, bem como na avaliação de intervalos de recorrência em uma escarpa de falha.

Com base nestes trabalhos e nos modelos estabelecidos pode-se afirmar que os colúvios são importantes indicadores paleo-climáticos e/ou tectônicos do desenvolvimento do sistema encosta na paisagem e a datação deles é uma importante ferramenta na confirmação das interpretações feitas com base na sua estratigrafia.

6.1.5. Colúvios no Maciço Pereiro (MP): pulsos climáticos, controle tectônico ou misto?

Para o entendimento das relações entre clima, tectônica e coluvionamento na reconstrução da paisagem a interpretação que melhor se adequa ao sistema morfoclimático semiárido é o modelo de Knox (1972), o qual expõe que as mudanças climáticas podem ser abruptas, resultando em um período curto de alta produção de sedimento seguido de um decréscimo. Isto ocorre com uma mudança no padrão de circulação regional, e assim este aumento abrupto e permanente da precipitação promove a erosão nas altas encostas, até que a vegetação possa se ajustar às novas condições climáticas (Corrêa & Silva, 2008).

Para Chorley e Haggett (1974) e Twidale (1983) o fator clima tem papel fundamental na modificação das paisagens desenvolvidas em maciços graníticos. Entretanto, mas o fator tempo é igualmente importante, pois há necessidade de longos períodos submetidos às mesmas condições climáticas para o surgimento dos perfis de espessos de regolito (Silva & Corrêa, 2009).

A tese de Corrêa (2001) foi um dos primeiros trabalhos de geomorfologia a utilizar a datação de colúvios por LOE. Ele retratou o Maciço da Serra da Baixa Verde, em Triunfo (PE), onde ocorrem rampas de colúvios em forma de avental, preenchendo os alvéolos elevados. Os colúvios foram datados tendo como resultado idades entre o Último Máximo Glacial - UMG, limiar Pleistoceno/Holoceno, e Último Máximo Pluvial-UMP, do Holoceno médio e período antrópico recente, mostrando a dinâmica geomorfológica das encostas na evolução recente desta área através das oscilações climáticas de ciclo curto, estando estes materiais recentes em altitudes médias de 900 m.

O balanço de sedimentos no semi-árido do Nordeste brasileiro é um caso a parte na Geomorfologia mundial, pois nem todos os modelos de processo-resposta para evolução da paisagem são aplicáveis a esta região. Isto ocorre pelas condições peculiares de interação entre clima, aporte de sedimentos, características da drenagem e sua interdependência com os fatores tectônicos.

Pulsos de transferência de sedimentos de uma bacia intra-montana através de um sistema aluvial para o oceano, têm uma difusividade efetiva, e uma escala de tempo característica, determinada pela capacidade da várzea para armazenar sedimentos durante longos períodos de tempo, conseqüentemente pode-se perceber na estratigrafia sinais de aumento de efluxo de sedimentos (Allen, 2008). Esta é uma situação que

ocorre no Maciço Pereiro, e que, como já explanado, é agravada por dois fatores principais: o controle tectônico da drenagem e as características climáticas que fazem os rios terem fluxos intermitentes e não conectados entre si, tornando assim as regiões intramontanas em verdadeiros celeiros de estocagem de sedimentos, sobretudo coluviais, já que a capacidade dos rios de carrear sedimentos é prejudicada pela sua baixa e infrequente vazão.

Allen (2008) também defende que o tempo de resiliência após uma etapa de mudança na taxa de erosão, ou por uma mudança climática ou aumento do aporte de material aluvial, é dado pela presença de um patamar de piemonte adjacente à escarpa do maciço sobre-elevado.

Em âmbito local observa-se uma feição importante para o entendimento da evolução morfotectônica da paisagem, qual sejam os alvéolos suspensos colmatados por colúvio. Estas feições são desenvolvidas entre as cristas como depressões semi-fechadas do terreno e neles ocorre a deposição de colúvio podendo posteriormente sobrevir a pedogênese, havendo condições, sobretudo climáticas e de estabilidade tectônica para isso (Thomas, 1985). Esses depósitos são indicativos de um regime pluviométrico cuja energia não foi suficiente para carrear o material coluvionar para o sopé da encosta, bem como pulsos intermitentes de grande energia de transporte para esta acumulação.

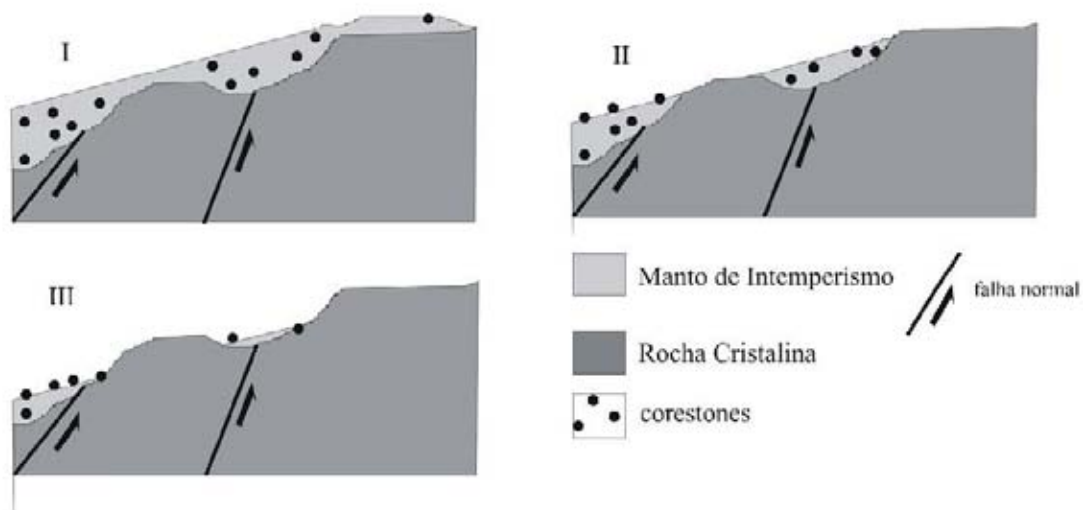


Figura 6.2- Desenvolvimento dos *Hollows* suspensos ou Alvéolos Suspensos - AS, pela remoção do manto de intemperismo consequência do soerguimento tectônico ou rebaixamento do nível de base (tirado de Corrêa, 2001 modificado de Twidale, 1982).

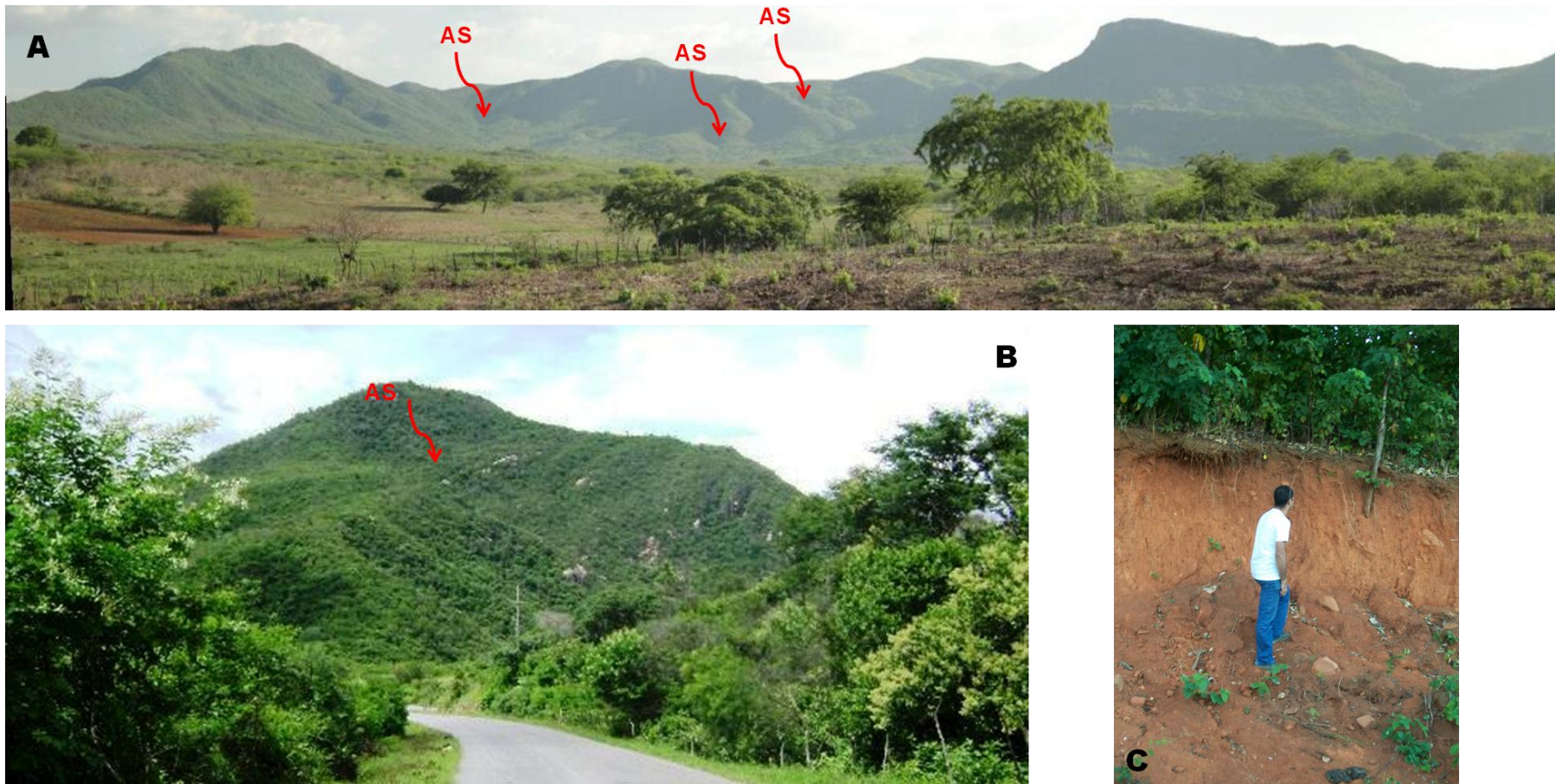


Figura 6.3– Fotografia A: Panorâmica da Serra do Cantinho (Ererê-CE) exemplificando a presença da feição de AS - Alvéolos Suspensos, colmatados por colúvio; Fotografia B: Serra de Dr. Severiano presença dos Alvéolos Suspensos colmatados; C – Colúvio colmatando um Alvéolo Suspenso - AS, Comunidade Jardim Dr. Severiano (RN).

Com o tempo e a repetição do processo de deposição por pulsos de movimentos de massa poderá haver, através do preenchimento total do *hollow* por colúvio, a formação de uma rampa de colúvio com a inversão do relevo (Moura, 1995), ilustrado na **Figura 6.4**.

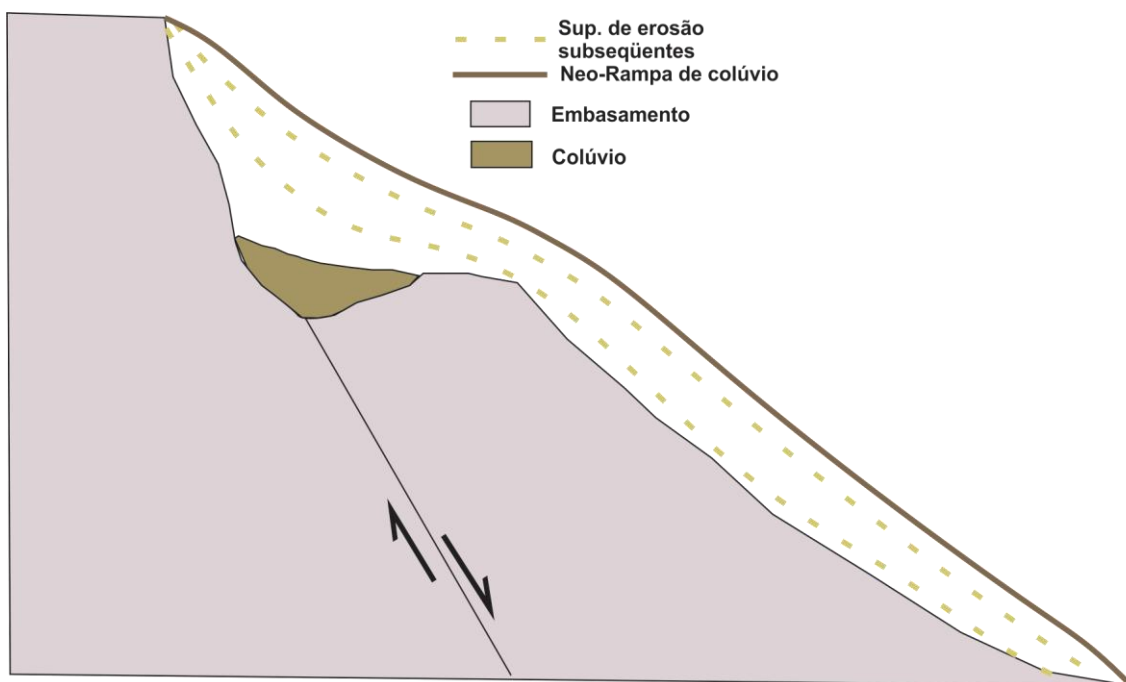


Figura 6.4 – Inversão de relevo por preenchimento do AS e formação de uma nova rampa de colúvio.

Na interpretação clássica essas formas topográficas foram descritas por Mabesoone e Coutinho (1970) para o Nordeste semiárido como pedimentos embutidos, formados por recuo paralelo das escarpas, sendo os patamares formados pelos ASs na encosta da escarpa, decorrentes de falhas.

Em linhas gerais os níveis de base suspensos podem ser interpretados com base em três hipóteses principais: climática, tectônica ou mista. Considerando que a hipótese climática seja verdadeira, houve períodos de maior deposição onde prevaleceram processos de encosta, de movimentos gravitacionais, onde os sedimentos foram aprisionados nas concavidades que provavelmente são relacionadas aos padrões de fraturamento. O fato de estes materiais estarem em posição elevada na paisagem, desconectadas da rede de drenagem contemporânea, demonstra que os eventos formativos foram rápidos, espasmódicos, e não foram capazes de evacuar as bacias de estocagem de sedimento.

Se considerarmos que a hipótese tectônica como verdadeira, a formação dos depósitos coluvionais foi condicionada pela existência de um nível de base comum, e portanto admite-se que a aparente desconectividade atual entre os alvéolos e o nível de base da Bacia do Merejo deve-se a uma deformação neotectônica capaz de, atuando ao longo da encosta, sobrelevar os alvéolos.

Entretanto na hipótese mista a sedimentação entre os alvéolos e nível de base atual da bacia do Merejo, é condicionada tanto pela incapacidade dos climas contemporâneos em evacuar os depósitos de encosta quanto pela gradual desconectividade derivada do rebaixamento tectônico do nível de base.

Uma característica marcante dos colúvios do Maciço Pereiro é que na sua maioria são formados por “debrisflows” e “rockfalls”. De maneira geral a produção de fluxos de detriticos pode estar relacionada a dois "tipos" de eventos: os que são freqüentes, produzidos por fontes de sedimentos proximais e/ou dentro do fluxo e que não alteram significativamente a morfologia do leito, quando se tratar de um rio; e aqueles que causam incisões profundas no leito, mudando a configuração morfológica e de fluxo da bacia de drenagem ou da própria rampa de colúvio em longo prazo, o que poderia estar relacionado com raros, mas importantes, eventos formativos (Bardou & Jaboyedoff, 2008).

Bardou e Jaboyedoff (2008) concluíram que a distribuição de tamanho de grãos de sedimentos que está disponível para o transporte através dos sistemas fluviais irá exercer uma forte influência sobre a taxa e o tempo de fluxo de sedimentos. Esta premissa corrobora com o cenário encontrado no Maciço Pereiro, sendo mais uma razão pela qual o material coluvial permanece nos “Hollows” da paisagem do Maciço.

Foram feitas datações dos colúvios no Maciço Pereiro, ilustrados nas figuras 5.21 e 5.22, listadas na Tabela 1 do Artigo 2, onde de maneira geral encontramos como resultados idades que variaram entre 46 e 900 mil anos. Foi datado um depósito de solo remobilizado ou tálus (idade de 46.000 anos), bem como depósitos de aluviões cujas idades variaram entre 3000 e 900 anos.

Os colúvios, encontrados em sua maioria colmatando os “hollows” na paisagem, possuem idades que vão até o ultimo máximo glacial 18.000 anos. Por exemplo a idade do colúvio do alvéolo no Merejo, amostra 21, Tabela 1, de 9.560 anos, é coerente com a transição tardia Pleistoceno-Holoceno, e compatível com os achados de Corrêa e Silva

(2008) e Silva e Corrêa (2009), atestando a ocorrência de pulsos climáticos, os quais são infreqüentes na situação climática contemporânea.

A distribuição das idades na paisagem, ilustrada nos gráficos da Figura 5.21, também reflete um modelo de variação da idade com a altitude. Tal distribuição espacial das idades consistente com um modelo de (re) distribuição em cascata incompleto, pois a sedimentação é comandada pela encosta, e não pela rede de drenagem. Este processo ocorre em pulsos que conseguem retrabalhar apenas parcialmente os depósitos, situados em posições mais elevadas, criando novos depósitos nas poucas áreas de estocagem situadas imediatamente encosta abaixo, com pouco material efetivamente atingindo o canal.

Nos sistemas em cascata completos, bem desenvolvidos, todos os eventos máximos têm energia suficiente para carrear os materiais ao nível de base e por fim geram uma seqüência empilhada com cunhas interdigitadas, encosta/ planície nos níveis de base locais. Tal modelo é mais freqüente sob as condições hiper úmidas das serras do Sudeste do Brasil.

Esta pulsação é provavelmente climática e dependente, sobretudo da oferta de material inconsolidado, previamente intemperizado, na cimeira (regolito), que é a área fonte primordial, embora bastante modesta como observado em campo, sem a ocorrência de latossolos amadurecidos. Os “buffers” (obstáculos) impedem a saída de sedimentos para os setores mais baixos e para o canal, e consistem de soleiras rochosas, patamares e “shoulders” (ombreiras) possivelmente de origem estrutural (lito-tectônica), fornecendo *loci* deposicionais para a estocagem dos sedimentos de encosta.

O input espasmódico de energia climática, conforme demonstrado pelo encadeamento das idades, não é suficientemente competente para liberar os sedimentos das áreas de estocagem nas encostas; pelo menos desde o último grande evento erosivo/deposicional, que na área coincide com o Último Máximo Glacial – UMG, da mesma forma que Corrêa (2001) encontrou no Maciço da Serra da Baixa Verde - PE. Tem-se então uma "provável" ciclicidade pedogênese-erosão-deposição, aparentemente desencadeada a partir do Último Interglacial (120 Ka), que não deixou marcas de nenhuma acumulação do Pleistoceno médio, indicando que os “stocks” de sedimento foram esvaziados desde então, e novamente preenchidos ao longo do novo ciclo.

6. 2. CONCLUSÕES

A análise da evolução do Maciço Pereiro teve por base quatro parâmetros principais, a saber: a morfologia, a drenagem, a história geotectônica pretérita e contemporânea, e a análise da erosão páleo e recente com a formação dos solos e das coberturas colúviais das encostas.

O Maciço Pereiro é parte de uma feição fractal do grande Anfiteatro da Borborema, ao qual denominamos de Anfiteatro Pereiro, demonstrado no capítulo 3 da presente tese, onde estão localizadas as Serras de Martins e Portalegre (RN) na sua porção leste e as Serras de Pereiro (CE) São Miguel e Doutor Severiano (RN), na sua porção oeste (Figura 1). Estas Serras têm a mesma altitude média, 700 a 800 m, configurando-se nas regiões mais altas da porção Norte do Planalto da Borborema, nas proximidades do Maciço Pereiro.

Os dados acima são significativos do ponto de vista da morfologia, pois se observa que as superfícies de cimeira são planas, o que não é comum para um maciço granítico. Isto ocorre porque nos platôs encontram-se coberturas ora de isalterita, ora de verdadeiras crostas lateríticas. Outro fator morfológico é a presença de bacias cretáceas alçadas a mais de 300 m de altitude em relação a outras de mesma idade que estão, na Superfície Sertaneja, localizadas entre 100 e 200 m de altitude.

O Maciço Pereiro possui três bacias em seu interior, sendo duas delas cretáceas, a Bacia Rio Nazaré e a Bacia de Icozinho, e uma quaternária, inédita até o presente trabalho, a Bacia do Merejo. As duas primeiras estão preenchidas por arenitos correlatos à Formação Pendências, base da Bacia Potiguar (Ponte, 1992). Todas elas são bacias-riftes, grábens, relativas à fase rifte da Bacia Potiguar, e a terceira está preenchida apenas por colúvio-alúvio.

No raio de 150 km ao redor do Maciço Pereiro ocorrem pelo menos cinco bacias cretáceas (Gangorra, Pau dos Ferros, Rio do Peixe, Icó, Lima Campos, Malhada Vermelha, Iguatú), todas de idade correspondente às bacias Rio Nazaré e Icozinho. As primeiras estão sobre a Superfície Sertaneja em média a 100 a 200 m de altitude. Entretanto, a Bacia do Rio Nazaré está a 460 m e Icozinho a 300 m de altitude sobre o Maciço Pereiro, alçadas em relação às demais bacias.

No interior destas bacias seus assoalhos se apresentam colinosos, um fator morfotectônico importante. Estas colinas são, na maioria dos casos, cristas em litologia ou estrutura neoproterozóica, que morfológico-geologicamente representam pequenos

horsts. Do ponto de vista geológico-estrutural tais colinas são zonas de cisalhamento reativadas em regime rúptil posterior. Os horsts são intercalados por grabens, dando origem a um sistema de horsts e grabens.

A presença de feições características de escarpas de falha como facetas triangulares é também um importante indicador morfológico. Observou-se que há uma diferenciação no estágio erosivo delas na porção norte do Maciço, onde se localiza a bacia do Merejo. Nesta área as facetas estão em um estágio evolucionar mais recente, apresentando também facetas trapezoidais.

O segundo parâmetro de análise, o padrão de drenagem, indica que há um forte controle estrutural na estruturação do MP. A drenagem apresenta-se em sua maioria concordante com as direções preferenciais das faixas de dobramentos Neoproterozóicos, ou seja, elas se estabeleceram encaixada entre as cristas subparalelas das serras, acompanhando os seus níveis mais erodíveis. Portanto, tais drenagens são predominantemente subsequentes, desenvolvidas quase que completamente nos seus interflúvios. A presença de drenagens obsequentes ou capturas são fatores que corroboram a interpretação do controle estrutural, pois além da frequente ausência de interconectividade entre os canais, elas dão origem a plainos aluviais.

Do ponto de vista da história geotectônica pretérita, a presença das zonas de cisalhamento limitando as escarpas do MP e entrecortando-o no interior das suas bacias foi o ponto de partida para a investigação. Em campo encontra-se a reativação frágil destas zonas de cisalhamento assim como o surgimento de novas falhas, seguindo a direção das escarpas.

O controle estrutural das escarpas ocorre em vários estágios: o primeiro estágio é o da foliação milonítica, com as zonas de cisalhamento; o segundo é em regime rúptil, com a reativação destas zonas de cisalhamento; o terceiro é o falhamento da crosta mais recente, até mesmo no Quaternário. O recuo das escarpas é marcadamente estrutural na medida em que as escarpas regridem paralelamente à foliação milonítica, e os falhamentos ocorrem paralelos a esta foliação. Estas quebras geram as zonas de fragilidade necessárias para a erosão atuar com a regressão lateral das escarpas.

Nos trabalhos de Morais Neto *et al.* (2008) e Morais Neto *et al.* (2009) foram encontradas evidências de soerguimento para o norte do Planalto da Borborema durante o Cenozóico inferior. Por analogia pode-se interpretar que o Maciço Pereiro foi submetido neste momento a uma de suas fases de soerguimento, conseqüente reativação frágil e erosão. Estes episódios, no Planalto da Borborema, foram datados por Lima

(2008) e Morais Neto *et al.* (2008) e Morais Neto *et al.* (2009) e servem como paleo-indicadores importantes da atuação tectônica e paleoclimática no MP.

Evidências destes soerguimentos sucessivos são observadas em campo, onde os arenitos cretáceos encontram-se alçados em relação ao seu assoalho, as rochas do embasamento cristalino, indicando soerguimentos sucessivos com estabelecimento de novos níveis de base.

Do ponto de vista do intemperismo e erosão, há no MP horizontes pedogenéticos incipientes de solos embrionários, neo-solos litólicos e eventualmente vertisolos em formação, o que evidencia que são solos relativos ao clima atual. Percebe-se que os topos das bacias estão truncados pela superfície de erosão, sobre a qual são preservados localmente quartzos rolados, de natureza residual, indicando paleopavimentos detríticos, que estão sendo cortados pela drenagem atual. O colúvio das encostas é proveniente do truncamento dos horizontes pedogenizados das cimeiras, subsistindo unicamente a isalteritas com capeamento laterítico.

Morais Neto *et al.* (2008) datou a Formação Serra de Martins, onde obteve idades do Paleoceno-oligoceno (65-25 m.a.), corroborando com a interpretação de Saadi (1993) para os dados de Frutos (1983). Para enriquecer ainda mais esta discussão Lima (2008) encontrou idades para o intemperismo no Planalto da Borborema variando de $31,4 \pm 1,0$ Ma e $0,8 \pm 0,4$ Ma e as idades da laterita de 20 M.a., fortalecendo a tese de que houve uma fase de intensa erosão, denotando páleo-climas mais úmidos.

No enteanto, mesmo sobre condições mais úmidas, nas superfícies de cimeira encontram-se unicamente perfis de alteração no estágio de isalterita, o que permite aventarem-se duas hipóteses, a saber:

1. Em um primeiro cenário desde a denudação que resultou no preenchimento das bacias cretáceas o ritmo da alteração não teria sido capaz de desenvolver mantos de intemperismo com maturidade pedogenética, o que atestaria a prevalência de climas áridos e semiáridos.
2. Por outro lado, num segundo cenário, a presença de coluvionamento nas encostas de idades pleistocênicas final e holocênicas aponta para um possível truncamento dos horizontes pedogenizados das cimeiras tendo subsistido unicamente a isalterita (Millot, 1983). De qualquer modo, considerando a dimensão reduzida dos mantos coluviais de encosta, e a baixa taxa de transferências destes para o nível de base da Bacia Merejo, pode-se sugerir que estas coberturas pedogenizadas jamais foram espessas na escala temporal, o que

demonstra a evidência empírica da área, elaborada com base na reconstrução cronológica da sedimentação morfológicamente controlada.

Portanto, as condições vigentes das últimas dezenas de milhares de anos, no sentido da elaboração dos mantos de intemperismo e remoção dos mesmos para os diversos níveis de base locais, foram climaticamente limitadas, permitindo unicamente a redistribuição dos delgados mantos de alteração, com o preenchimento coluvial das concavidades das encostas. A continuação da formação de espaços de acomodação no Neógeno, não foi acompanhada pela capacidade da paisagem produzir solos residuais e liberá-los como sedimentos terrígenos nas facies de encosta e de canal e planície fluvial.

Nesta região a erosão é um componente importante na evolução do relevo, no sentido que há feições de escarpas de falha, como facetas trapezoidais e triangulares, na Serra do Cantinho (Ererê-CE), e escarpas de falha herdadas, como facetas triangulares já erodidas em Icozinho (CE), ao contrário.

Isto significa que em uma escala de tempo mais ampla, o ritmo da evolução do modelado do MP têm se dado através do controle tectônico. Este controle têm renovado as escarpas fazendo com que áreas que comportam bacias cretáceas ainda possuam escarpas de desníveis elevados em relação ao entorno, Superfície Sertaneja, completamente erodida ou aplainada.

Os colúvios encontrados nas encostas do Maciço Pereiro são na sua maioria “debrisflows” e “rockfalls.. Além disso, as 51 datações estão num intervalo cronológico de 46 a 900 mil anos, ou seja, do Último Interstadial - UI, Último Máximo Glacial e a transição Pleistoceno/Holoceno. Neste último evento estão concentradas 18 destas idades, um universo bastante significativo, ao que atribuímos a implantação do El Niño contemporâneo.

Portanto, conclui-se que a evolução da paisagem no MP ocorre com o equilíbrio das forças tectônicas e atmosféricas em diferentes escalas de tempo de atuação. A primeira se mostra na reativação frágil das zonas de cisalhamento, que numa escala regional deu origem no Neocomiano as bacias-rifte do Rio Nazaré e Icozinho, e no Quaternário a bacia do Merejo, e em escala de detalhe criam as zonas de fragilidade onde a erosão atua com maior força, e origina os “knickpoints”.

Em escala de tempos mais curtos, as forças atmosféricas atuam na evolução das encostas quando a drenagem se implanta nos “knickpoints”, que evoluem para Alvéolos Suspensos - AS, e por consequência da topografia e drenagem incipientes, estes se

tornam locais de aprisionamento dos colúvios, sedimentos gerados, em última análise, pelos pulsos climáticos.

Tricart (1965) afirma que a identificação da natureza geomorfológica dos elementos da paisagem tem caráter genético. Por isso percebe-se que o fator tectônico não é considerado quando o Maciço Pereiro é posto como parte da Unidade dos Planaltos Residuais Sertanejos no RADAM Brasil (1981). Tal classificação têm como pressuposto teórico que os tipos de unidades e/ou formas de acordo com sua natureza genética são de dois tipos: formas agradacionais, ou de “**acumulação**” (**grifos nossos**) e formas denudacionais ou de erosão (Brasil, 1981). Entretanto, através da aplicação dos parâmetros de análise supracitados e da interpretação de seus resultados podemos concluir que o Maciço Pereiro, ao invés de um Maciço Residual, cuja evolução se deu pela preponderância da atuação dos fatores erosivos, é um Maciço Tectônico ou Maciço Estrutural, cujas escarpas delimitantes e internas são resultantes de soerguimentos sucessivos, e cujo controle do seu recuo erosivo é também de ordem estrutural, portanto preponderando na sua evolução a atuação dos fatores tectônicos.



- Ab'Saber, A.N. 1960. Contribuição à Geomorfologia do Estado do Maranhão. *Notícia Geomorfológica*. Departamento de Geografia da UNICAMP. Campinas. São Paulo.
- Ab'Saber, A.N., 1969. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do nordeste brasileiro. São Paulo, Institute de Geografia - USP, 38p, (Geomorfologia 19).
- Ab'Saber, A.N., 1969a. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. São Paulo: Inst. Geogr. USP, *Geomorfologia*, n. 15, 15pp.
- Ab'Saber, A.N., 1979. Os mecanismos da desintegração das paisagens tropicais no Pleistoceno: efeitos paleoclimáticos do período Würm-Wisconsin no Brasil. *Inter-Facies escritos e documentos* 4, 1-11.
- Ab'Saber, A.N., 2003. Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas. São Paulo: Ateliê Editorial. 159pp.
- Allen, P. A. Time scales of tectonic landscapes and their sediment routing systems. In: Gallagher, K., Jones, S. J., Wainwright, J., 2008. *Landscape Evolution: Denudation, Climate and Tectonics over Different Time and Space Scales*. UK: Geological Society Special Publication 296, p.7- 28.
- Amit, R., Harrison, J. B. J., and Enzel, Y., 1995. Use of soils and coluvial deposits in analyzing tectonic events—The southern Arava Rift, Israel. *Geomorphology* 12, 91–107.
- Andrade, G.O, Lins, R., 1965. Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil. *Arquivos do Instituto de Ciências da Terra, Recife* 3, 11-28.
- Angelim, L. A. A., Vasconcelos, A. M., Gomes, J. R. C., Wanderley, A. A., Forgiarini, L. L., Medeiros, M. de F., 2004. Folha SB.24-Jaguaribe. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J. H., Santos, J. O. S., Abram, M. B., Leão Neto, R., Matos, G. M. M., Vidotti, R. M. E., Ramos, M. A . B., Jesus, J. D. A. de (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Programa Geologia do Brasil, CPRM (Sistema de Informações Geográficas – SIG, CD-ROM)*.

- Araújo, M. N. C., Vasconcelos, P. M., Silva, F. C. A. da, Sá, E. F. J. de, Sá, J. M., 2005. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of gold mineralizations in Brasiliano strike-slip shear zones in the Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 445–460.
- Arthaud, M.H., Caby, R., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Parente, C.V., 2008. Geology of the Northern Borborema Province NE Brazil and its Correlation with Nigeria, NW Africa, Geological Society, London, Special Publications 294, 49–67.
- Azevedo, T. S., Marques, M. L., 2004. As propriedades fractais da representação cartográfica de linhas: um estudo de caso para o litoral do Estado de São Paulo Brasil. *GEOUSP* 15, 51-61.
- Bardou, E., Jaboyedoff, M., 2008. Debris flows as a factor of hillslope evolution controlled by a continuous or a pulse process? In: Gallagher, K., Jones, S.J., Wainwright, J. (Eds.), *Landscape Evolution: Denudation, Climate and Tectonics over Different Time and Space Scales*. Geological Society, London, Special Publications 296, 117–127.
- Barreto, A. M. F., Pessenda, L. C., Suguio, K. 1996. Probable drier Holocene climate evidenced by charcoal bearing middle São Francisco river paleodunes, state of Bahia, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 68, 1. 43-48.
- Bezerra, F. H. R., Amaro, V. E., Vita-Finzi, C., Saadi, A., 2001. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 61–75.
- Bezerra, F. H. R., Neves, B. B. B., Corrêa, A. C. B., Barreto, A. M. F., Suguio, K., 2008. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - the Cariatá trough, northeastern Brazil. *Geomorphology* 97, 555–582.
- Bezerra, F. H. R., Vita-Finzi, C., 2000. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology* 28, 591–594.
- Bezerra, F.H.R., do Nascimento, A. F., Ferreira, J. M., Nogueira, F. C., Fuck, R. A., Neves, B. B. B., Sousa, M.O.L., 2011. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America Integration of seismological and paleoseismological data. *Tectonophysics* 510, 269–290.
- Bigarella, J. J., Andrade, G. O. 1965. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. The Geological Society of America, INC. Special Paper 84, 433–451.

- Bigarella, J. J., Becker, R. D., Santos, G. F. 2007. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Editora da UFSC 2, 877–1436.
- Bigarella, J. J., Becker, R. D., Santos, G. F., 1994. Domínios de Paisagens Brasileiras. Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais. UFSC 1, 94-107.
- Brasil. Ministério das Minas e Energia-MME. 1981. Projeto RADAMBRASIL: Folha SB24/25 Jaguaribe/Natal, geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Levantamento integrado dos recursos naturais 23, pp.708-142.
- Brasil. RADAMBRASIL, 1981. Levantamento integrado dos recursos naturais do Brasil. Folha Fortaleza. Ministério das Minas e Energia-MME, Brasília. 1981b.
- Brierley, G.J., Fryirs, K.A., 2005. Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework. Blackwell Publications, Oxford, UK, 398pp.,
- Brito Neves B.B. 1983. O Mapa Geológico do Nordeste Oriental do Brasil, Escala 1:111 000 000. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências da Universidade de S. Paulo, 171p
- Brito Neves, B. B., 1975. Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino. PhD Thessis. São Paulo. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 198pp.
- Brito Neves, B.B.B., Riccomini, C., Fernandes, T. M. G., Santana, L. G., 2004. O sistema tafrogênico terciário do saliente oriental nordestino: um legado proterozóico. Revista Brasileira de Geociências 34, 127–134.
- Brito Neves, B.B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: Cordani, U., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). Tectonic Evolution of South America, Proceedings of the 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 151–182.
- Brown, K.S., Ab'Saber, A.N. 1979. Ice-age refuges and evolution in the Neotropics: correlation of paleoclimatological, geomorphological and pedological data with modern biological endemism. Paleoclimas 5, 1–29.
- Brown, R.W., Gallagher, K., Gleadow, A.J.W., Summerfield, M.A., 2000. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South

- America. In: Summerfield, M.A (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. Wiley, Chichester, 255–281.
- Büdel, J., 1982. *Climatic Geomorphology*. Princetn University Press, XXpp.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackweel Science, Massachusetts, IBSN-10: 0632043865.
- Calleux, A, Tricart, J., 1956. Le problem de la classification des faits geomorphologiques. *Annales de Géographie* 65, 162–186.
- Casas-Sainz, A.M., Cortés-Garcia, A.L., 2002. Cenozoic landscape development in the central Iberian Chain (Spain). *Geomorphology* 44, 19–46.
- Casseti, V., 2005. Introdução a Geomorfologia. Disponível em: <http://www.funape.org.br/geomorfologia/index.php>. Acessado em: janeiro de 2012.
- Castelo Branco, R. M., de Castro, D.L., Bezerra, F. H. R, 2008. Geophysical evidence of crustal-heterogeneity control of fault growth in the Neocomian Iguatu basin, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 26, 271–285.
- Castro, A., Fernadez, C., El-Hmidi, H., El – Biad, M., de la Rosa, J., Stuart, F., 1999. Age constrains to the relationship between magmatism, metamorphism and tectonism in the Aracena metamorphic belt, Southern Spain: *International Journal of Earth Sciences* 88, 26-37.
- Castro, C., 1979. Morfogênese e sedimentação: evolução do relevo do Nordeste e seus depósitos correlativos. *Notas Geomorfológicas*, 19, 37/38, 3 –27.
- Castro, C., Mabesoone, J. M., 1983. Relevo do Nordeste: feições principais. In: *Nono livro das secas*. ESAM CCLXXXV, mp. 247-259.
- Cavalcante, J. C., 1999. Limites e evolução geodinâmica do Sistema Jaguaribeano, Nordeste do Brasil. Master's degree. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal (RN), Brasil, UFRN, 298 pp.
- Chauvel, A., 1979. Iniciação à análise microscópica dos solos. ESALQ, USP, Piracicaba, São Paulo, 16p.
- Chavez-Kus, L., Salamuni, E., 2008. Evidência de tensão N-S intraplaca no neógeno, Complexo Atuba - região de Curitiba (PR). *Revista Brasileira de Geociências* 38, 439-454.
- Chorley, R. J., Haggett, P., 1974. *Modelos integrados em geografia; trad. Arnaldo Viriato de Medeiros*, Rio de Janeiro, Livros Técnicos e Científicos Editora, São Paulo EDUSP. 221p. (Modelos em Geografia).

- Claudino-Sales, V., Peulvast, J., 2007. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. *Caminhos de Geografia* 7, 20, 1-21. (Revista on-line: <http://www.ig.ufu.br/revista/caminhos.html> ISSN 1678-6343)
- Cobbold, P.R., Meisling, K.E., Mount, V.S., 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, Southeastern Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85, 1925–1944.
- Corrêa, A. C. B. 2001. Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil. Ph.D. Tese, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 386pp.
- Corrêa, A. C. B., 2011. Material didático da disciplina de solos e paisagem. Disciplina ministrada no Programa de Pós-graduação e Pesquisa em Geografia, Departamento de Geografia, UFPE. Material não publicado.
- Corrêa, A. C. de B., Silva, D. G. da, Melo, J. S., 2008. Utilização dos depósitos de encostas dos brejos pernambucanos como marcadores paleoclimáticos do Quaternário tardio no Semi-árido noredstino. *Mercator - Revista de Geografia da UFC* 14, 100-126.
- Crandall, R. 1910. *Geografia, Geologia, Suprimento d'água, transportes e açudagens*. Rio de Janeiro: I.F.O.S., Série 1BD (Publicação, 10).
- Czajka, W. 1958. Estudos geomorfológicos no Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geografia*, 20(2): 135-180.
- Daly, M.C., Chorowicz, J., Fairhead, J.D., 1989. Rift basin evolution in Africa: the influence of reactivated steep basement shear zones: In: Cooper, M.A., Williams, G.D. (Eds.). *Inversion Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications 44, 309–334.
- de Castro, D. L., Bezerra, F. H. R., Sousa, M.O.L., Fuck, R. A., 2012. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. *Journal of Geodynamics* 54, 29–42.
- de Castro, D. L., Bezerra, F. H. R., Castelo-Branco, R., 2008. Geophysical evidence of crustal-heterogeneity control of fault growth in the Neocomian Iguatu Basin, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 26, 271–285.

- de Castro, D. L., Castelo Branco, R. M. G., 1999. Caracterização da arquitetura interna das bacias do Vale do Cariri (NE do Brasil) com base em modelagem gravimétrica 3-D. São Paulo: Revista Brasileira de Geofísica 17, 2-3, 129-144.
- de Castro, D.L., Oliveira, D. C., Castelo Branco, R. M., 2007. On the tectonics of the Neocomian Rio do Peixe Rift Basin, NE Brazil: Lessons from gravity, magnetics, and radiometric data. Journal of South American Earth Sciences 24, 184–202.
- Demageot, J., 1960. Essair sur le relief du Nord-est Brésilien. Ann. de Géographie, Paris: v. 69, n. 372, p. 157-176.
- Dresch, J., 1957. L'évolution morphologique des bordures orientales des continents em zone tropicale, au Plio-Quaternaire. Observations compares au Brésil et a Madagascar. Quaternária 8, 205-209.
- Drumond, M.A., Barros, N.F. de, Silva, A.F. da, Meira Neto, J.A.A., 1996. Alterações fitossociológicas e edáficas da mata atlântica em função das modificações da cobertura vegetal. Revista Árvore, Viçosa-MG 20, 451-466.
- Duller, G. A. T., Bitter-Jensen, L., Murray, A. S., 2003. Combining infrared- and green-laser stimulation sources in single-grain luminescence measurements of feldspar and quartz. Radiation Measurements 37, 543–550
- Ferreira, J. M., Assunção, M., 1983. Sismicidade do nordeste do Brasil. Revista Brasileira de Geofísica 1, 67–87.
- Ferreira, J. M., França, G., Vilar, C., do Nascimento, A., Bezerra, F., Assunção, M., 2008. Induced seismicity in the Castanhão reservoir, NE Brazil Preliminary results. Tectonophysics 456, 103–110.
- Ferreira, J. M., Oliveira, R. T., Takeya, M. K. , Assunção, M., 1998. Superposition of local and regional stresses in Northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the potiguar marginal basin. Geophysical Journal International 134, 341–355.
- Françolin, J. B. L., Cobbold, P. R., 1994. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for opening of the Atlantic. Journal of Structural Geology 16, 647–661.
- Frutos, J., 1981. Andean tectonics as a consequence of sea-floor spreading. Tectonophysics 72, T21-T32.
- Gontijo-Pascutti, A., Bezerra, F. H. R., Terra, E. La, Almeida, J. C. H., 2010. Brittle reactivation of mylonitic fabric and the origin of the Cenozoic Rio Santana

- Graben, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 522–536.
- Guerra, A. J. T. (Org), 1999. *Novo Dicionário geologic-geomorfológico*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 680pp.
- Guerra, A.T. 1966. *Dicionário Geológico – Geomorfológico*. Bertrand Brasil, 600 pp.
- Hasui, Y. , Faciani, E. M. , Santos, M. , Jimenez Rueda, J. R., 1995. Aspectos estruturais e neotectônicos na formação de boçorocas na região de São Pedro, SP. *Revista Brasileira de Geociências* 14, 2, 59-76.
- Haylock, M. R., Peterson, T. C., Alves, L. M., Ambrizzi, T., Anunciação, Y. M. T., Baez, J., Barros, V. R., Merlato, M. A., Bidegain, M., Coronel, G., Corradi, V., Garcia, V. J., Grimm, A. M., Karoly, D., Marengo, J. A., Marino, M. B., Moncunill, D. F., Nechet, D., Quintana, J., Rebello, E., Rusticucci, M., Santos, J. L., Trebejo, I., Vicent, L. A., 2006. Trends in total and extreme South American rainfall in 1960-2000 and links with Sea Surface Temperature. *Journal of Climate* 19, 1490–1512.
- Hirst, k. K., 2012. *Marine Isotope Stages (MIS): Building A Paleoclimatic History of the World*. Disponível em: <http://archaeology.about.com/od/mameterms/a/Marine-Isotope-Stages.htm>, Acessado em 12 de abril de 2012.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística- IBGE. 2009. *Manual técnico de geomorfologia*. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 2 ed., 5, 182 pp.
- Ivanochkoa T. S., Ganeshrama, R. S., Brummer, G.A., Ganssenc, G., Jungc, S. J.A., Moretond, S. G., Kroonc, D., 2005. Variations in tropical convection as an amplifier of global climate change at the millennial scale. *Earth and Planetary Science Letters* 235, 302– 314.
- Japsen, P., Bonow, J. M., Green P. F., Cobbold, P. R., Chiossi, D., Lilletveit, R., Magnavita, L., Pedreira, A., 2012. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. *Geological Society of America Bulletin* 124, 800–816.
- Japsen, P., Bonow, J.M., Green, P.F., Chalmers, J.A., Lidmar-Bergström, K. 2009. Formation, uplift and dissection of planation surfaces at passive continental margins. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 683–699.

- Japsen, P., Bonow, M.B., Green, P.F., Chalmers, J.A., Lidmar-Bergström, K., 2006. Elevated, passive continental margins: Long-term highs or Neogene uplifts? New evidence from West Greenland: *Earth and Planetary Science Letters* 248, 330–339.
- Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.E., Fuck R., Kawashita K. 1992. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 22:472-480.
- Jardim de Sá, E. F., Legrand, J.M., Senade Sá, C.A., Lira, C.P., Medeiros Neto, F.A., Rego, J.M., Souza L.C., 1981. Esboço da geologia pré-cambriana do extremo oeste do Rio Grande do Norte. In: SBG/Nordeste, X Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife: Atas, p. 315-328.
- King, L. C., 1953. Canons of landscape evolution. *Geological Society America Bulletin* 64, 721–752.
- King, L.C., 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia* 18, 147–263.
- King, L.C., 1962. *Morphology of the Earth*. London: Oliver and Boyd, Edinburgh, 699 pp.
- Knox, J. C., 1972. Valley alluviation in south-western Wisconsin. *Annals of the American Association of Geographers* 62, 401-410.
- Kohler, H. C., 2002. A Escala na Análise Geomorfológica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 3, 1, 21-31.
- Köppen, W. 1936. *Das geographische System der Klimate*. Gebr, Borntraeger, 1-44.
- LABER OSL. 2009. What is OSL? Disponível em: <http://laberosl.com/What.html>, Acessado em: julho de 2009 (USA Laber OSL website).
- Leroy, S., Gente, P., Fournier, M., d'Acremont, E., Patriat, P., Beslier, M.O., ellahsen, N., Maia, M., Blais, A., Perrot, J., Al-Kathiri, A., Merkuriev, S., Fleury, J.-M., Ruellan, P.-Y., Lepvrier, C., Huchon, P., 2004. From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden: A geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin: *Terra Nova* 16, 185–192.
- Lidmar-Bergström, K., Ollier, C. D. & Sulebak, J.R., 2000. Landforms and uplift history of southern Norway. *Global and Planetary Change* 24, 211 – 231.

- Lima, M. da G. 2008. A história do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e tectônicas. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, PPGG, PhD Thesis, 461pp.
- Mabesoone, J.M., Coutinho, P.N., 1970. Litoral and shallow marine geology of Northeastern Brazil. *Trabalhos do Instituto Oceanográfico Universidade Federal de Pernambuco, Recife*, 12. 1-214.
- Mabesoone, J.M., Lobo, H.R.C., 1980. Paleosols as stratigraphic indicators for the Cenozoic history of northeastern Brazil. *Catena* 7, 67–68.
- Mabessone, J. M., Castro, C. de., 1975. Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste brasileiro. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geociências* 3, 5-36.
- Magini, C., 2001. Evolução Pré-Cambriana da Província Borborema: O Extremo Oeste Potiguar.. IGCE/Unesp: Rio Claro, Tese de Doutorado.
- Magini, C., Hackspacher, P. C., 2008. Geoquímica e ambiência tectônica do arco magmático de Pereiro, região NE da Província Borborema. São Paulo: *Revista Brasileira de Geociências* 38, 336-355.
- Mata, J. D. V., 2007. Apostila de classificação de solos. Maringá-PR: Universidade Estadual de Maringá.
- Matos, R. M. D. de, 1992. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics*: v. 11, n. 4, p. 766-791.
- Matos, R. M. D., 2000. Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic. *Geophysical Monography* 115 AGU, Washington DC, 115, 331–354.
- Medeiros, V.C., Amaral, C.A., Rocha, D.E.G.A., Santos,R.B. (coord.), 2008. Programa Geologia do Brasil – PGB. Sousa, Folha SB.24-Z-A, Escala 1:250.000, CPRM, Sistema de Informação Geográfica-SIG, mídia DVD.
- Millot, G. L., 1980. Grands Aplanissements des Soches Continentaux dans les Pays Subtropicaux, Tropicaux et Desertique. *Mém. ORSTOM, Soc. Geol. France*, 10, 295-305.
- Millot, G. L., 1983. Planation of Continents by Intertropical Weathering and Pedogenetic Processes. In: MELFI, J. A., CARVALHO, A. (eds.) *Laterisation Processes*. São Paulo: IG-USP, p. 53-63.
- Miranda, E. E. de, (coord.). *Brasil em Relevo*. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 25 jan. 2012.

- Moraes, L.J. 1924. Serras e montanhas do Nordeste. Rio de Janeiro: I.F.O.S. Série 1D (Publicação, 58).
- Morais Neto, J. M., Green, P. F., Karner, G. D., Alkmim, F. F. de, 2008. Age of the Serra do Martins Formation, Borborema Plateau, northeastern Brazil: constraints from apatite and zircon fission track analysis. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro 16, 23-52.
- Morais Neto, J.M., Hegarty, K.A., Karner, G.D., Alkmim, F.F., 2009. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 26, 1070–1086.
- Moss, R. P., 1965. Slope development and soil morphology in a part of south-west Nigeria. *Journal of Soil Science* 16, 192–209.
- Moura, J.R.S. Geomorfologia do Quaternário. 1995 In: Guerra, A.T., Cunha, S.B.C. (org.) 2 ed. Geomorfologia – uma atualização de bases e conceitos. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, capítulo 8, 335-364.
- Moura-Lima, E.N., Bezerra, F. H. R., Lima-Filho, F. P., de Castro, D. L., Sousa, M. O.L., Fonseca, V. P., Aquino, M. R., 2011. 3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology* 235, 160–171.
- Moy, C. M., Seltzer, G. O., Rodbell, D. T., Anderson, D. M. 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch *Nature* 420, 162 – 165.
- Murray, A. S., Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57-73.
- Murray, A.S., Olley, J.M., 2002. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria* 21, 1–15.
- Nóbrega, M. A., Sá, J. M., Bezerra, F. H. R., Hadler Neto, J. C., Iunes, P. J., Oliveira, S. G., Saenz, C. A. T., Lima Filho, F. P., 2005. The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. *Radiation Measurements* 39, 627–633.

- Nogueira, F.C., Bezerra, F. H. R., Fuck, R. A., 2010. Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil. *Journal of Geodynamics* 49, 79–91.
- Oliveira, P. E. de, Barreto, A M. F., Suguio, K., 1999. Late Pleistocene=Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 152, 319–337.
- Ollier, C.D., 1991. Laterite profiles, ferricrete and landscape evolution. *Zeitschrift für Geomorphologie* 35, p. 2.
- Penck, W., 1924. *Die Morphologische Analyse (Morphological Analysis of Landforms)*: J. Engelhorn's Nachfolger, Stuttgart, 283 p. English translation by Czech, H. & Boswell, K.C., London, 1953, St. Martin's Press, New York, 429 pp.
- Pessoa Neto, O. C. 2003. Estratigrafia de sequencias da Plataforma mista neogenica na bacia potiguar, margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociencias* 33, 263-278.
- Peulvast, J. P., Claudino-Sales, V., 2003. Stepped surfaces and Paleolandforms in the Northern Brazilian Nordeste: Constraints on models of morfotectonic evolution. *Geomorphology* 3, 89-122.
- Peulvast, J. P., Claudino-Sales, V., Bezerra, F. H. R., Bétard, F., 2006. Landforms and neotectonics in the Equatorial passive margin of Brazil. *Geodinamica Acta (Paris)* 19, 51–71.
- Peulvast, J.P., Claudino-Sales, V, Betard, F, Gunnel, Y., 2008. Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for differentiated long-term landscape evolution in a transform margin. *Global and Planetary Change* 62, 39–60.
- Peulvast, J.P., Claudino-Sales, V., 2002. Aplainamentos e Geodinâmica: revisitando conceitos clássicos em Geomorfologia. *Revista. Mercator - Revista da Geografia da UFC* 1, 62-92.
- Peulvast, J.P., Claudino-Sales, V., 2003. Mapa morfoetrutural do Estado do Ceará e regiões adjacentes do Rio Grande do Norte e Paraíba: A morphostructural map of the Ceará State and adjacent areas of Rio Grande do Norte and Paraíba (northern Brazilian “Nordeste”). In: *Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais – CPRM. Atlas Digital de Geologia e Recursos Minerais do Estado do*

- Ceará. Fortaleza- CE, CPRM Mapa impresso, Arquivo Digital - Escala do Mapa 1:500.000.
- Ponte, F. C., Ponte Filho, F. C., 1996. Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe. Recife: DNPM, 68pp.
- Ponte, F.C., Hashimoto, A.T., Dino, R., 1992. Geologia das bacias mesozóicas do interior do Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro: Petrobrás/CENPES/DIVEX/SEBIPE (Relatório Interno).
- Prado, H. 2012. Solo-paisagem. Disponível em: <http://www.pedologiafacil.com.br/solopaisagem.php>. Acessado em: junho de 2012.
- Ribeiro, L. F. B., Hackspacher, P. C., Ribeiro, M. C. S., Hadler Neto, J.C., Tello, S. C. A., Iunes, P. J., Franco, A.O.B., Godoy, D. F., 2005. Thermotectonic and fault dynamic analysis of Precambrian basement and tectonic constraints within Parana basin. *Radiation Measurements* 39, 669–673.
- Rodbell, D., Seltzer, G., Anderson, D., Abbott, M., Enfield, D., Newman, J., 1999. An 15,000 year record of El Niño – driven alleviation in southwestern Ecuador, *Science* 283, 516-520.
- Rossetti, D. F., 2004. Paleosurfaces from Northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology* 169, 151–174.
- Rossetti, D. F., Bezerra, F. H. R., Betard, F., Góes, A.M., Valeriano, M.M., Andrades-Filho, C.O., Mittani, J.C.R., Tatumi, S. H., Neves, B. B. B., 2011. Late Quaternary sedimentation in the Paraíba Basin, Northeastern Brazil: Landform, sea level and tectonics in Eastern South America passive margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 300, 191–204.
- Sá, J. M., McCreath, I, Leterrier, J. 1995. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of the Orós fold belt (Borborema Province, Northeast Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 8, 299–314.
- Saadi, A, Bezerra, F.H.R, Costa, F.D, Igreja, H.L.S, Franzinelli, E. , 2005. Neotectônica da plataforma Brasileira. In: *Quaternário do Brasil*. Holos Editora: São Paulo, p. 211-230.
- Saadi, A., 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretações preliminares. *Geonomos, Belo Horizonte-MG*, 1(1), 1-15.

- Saadi, A., 1998. Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. Belo Horizonte: GEONOMOS 6, 55-63.
- Saia, S.E.M.G., Pessenda, L.C.R., Gouveia, S.E.M., Aravena, R., Bendassolli, J.A.B., 2008. Late glacial vegetation changes in the Atlantic Forest, southeastern Brazil. *Quaternary International* 184, 195–201.
- Salamuni, E., Ebert, H. D., Borges, M. S., Hasui, Y., Costa, J. B. S., Salamuni, R., 2003. Tectonics and sedimentation of the Curitiba Basin. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 901-910.
- Santos, E. J., Brito Neves, B. B., 1984. Província Borborema. In: Almeida, F. F. M.; Hasui, Y. (Coord.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgar Blucher, 123-186.
- Schobbenhaus, C., Brito Neves, B.B., 2003. A Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: CPRM/SGB, 5-25.
- Schumm, S. A., 1977, *The fluvial system*: John Wiley and Sons, New York, 338.
- Sénant, J., Popoff, M., 1991. Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening. *Amsterdam: Tectonophysics* 198, 35-46.
- Silva, A. J. P. da, Lopes, R. da C., Vasconcelos, A. M., Bahia, R. B. C., 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C. R., Vidotti, M., Gonçalves, J. H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM: Brasília.
- Silva, D. G. da, Corrêa, A. C. de B., 2009. Aplicação da microgeomorfologia de solos aos estudos de sedimentos quaternários: uma ferramenta para a reconstrução paleoambiental. *Mercator - Revista de Geografia da UFC* 15, 11-137.
- Suguio, K., Bezerra, F. H.R., Barreto, A.M.F., 2011. Luminescence dated Late Pleistocene wave-built terraces in northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 83, 907–920.
- Summerfield, M. A., 1991. Long-term landscape development. In: _____. *Global Geomorphology: An Introduction to the Study of Landforms*. New York: John Wiley, 537 pp.
- Tardy, Y., 1993. *Pédrologie des latérites et des sols tropicaux*. Masson, Paris, 459 pp.

- Tatumi, S. H., Silva, L. P. da, Pires, E. L., Rossetti, D. F., Góes, A. M., Munita, C. S., 2008. Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no Norte do Brasil: implicações paleogeográficas. *Revista Brasileira de Geociências* 38, 514-524.
- Techmer, K. S., Heinrichs, T., Kuhs, W. F., 2005. Cryo-eletron microscopic studies of structures and composition of Mallik gas-hydrate-bearing samples. In: *Scientific Results from the Mallik 2002 gas Hydrate Production Research Well Program, Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada*, (Ed.) Dallimore, S.R. T., Collett, S. Geological Survey of Canada, Bulletin 585.
- Tello S., C. A., Hadler, J. C., Iunes, P. J., Guedes, S. , Hackspacher, P. C., Ribeiro, L. F. B., Paulo, S. R., Osório, A. M. A., 2005. Thermochronology of the South American Platform in the state of São Paulo, Brazil, trough apatite fission track. *Radiation Measurements* 39, 635–640.
- Tenório, M.C., Pinto, D.C., 2008. Identidade cultural, contato e sistemas de trocas percebidos através do estudo de pontas ósseas provenientes de sambaquis brasileiros. *Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro*, 66, p.311-321.
- Thomas, M. F., 1974. *Tropical Geomorphology: a study of weathering on landforms development in warm climates*. New York: John Wiley & Sons, 313 pp.
- Thomas, M.F., Thorpe, M.. 1985. Environmental change and episodic etchplanation in the humid tropics of Sierra Leone: the Koidu etchplain. In: Douglas, I., Spencer T. Eds., *Environmental Change and Tropical Geomorphology*, Chap. 12, George Allen, London 239–267.
- Toledo, M.C., Oliveira, S.M.B., Melfi, A.J. 2000. Intemperismo e formação do solo. In: W. Teixeira; M.C.M. Toledo; T.R. Fairchild; F. Taioli (Orgs.) *Decifrando a Terra*. São Paulo, Oficina de Textos, 139-166.
- Tricart J., Cailleux, A., 1965. *Traitede geomorphologie. Le modeledes regions chaudes, forets et savanes*. Paris, SEDES
- Tricart, J., 1965. *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Paris, Masson, 201pp.
- Trompette, R. 1994. *Geology of Western Gondwana 2.000-500 Ma.The Pan-African Brasiliano Amalgamation of South America and Adjacent África*. Rotterdam, Balkema. 366 p.
- Tudhope, A. W., Chilcott, C. P., McCulloch, M. T., Cook, E. R., Chappell, J., Ellam, R. M., Lea, D. W., Lough, J. M., Shimmield, G. B., 2001. Variability in

- the El Niño-Southern Oscillation Through a Glacial-Interglacial Cycle. *Science Magazine* 291, 1511-1517.
- Turner J.P., Green, P.F., Holford, S. P., Lawrence, S.R., 2008. Thermal history of the Rio Muni (West Africa) – Brazil margins during continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters* c, 270, 354–367.
- Twidale, C. R., 2003. “Canons” revisited and reviewed: Lester King’s views of landscape evolution considered 50 years later. *Geological Society America Bulletin*, 115, 10, 1155-1172.
- Twidale, C. R., Campbell, E. M., Bourne, J.A., 1983. Granite forms, karst and lunettes. In: Tyler, M.J., Twidale, C. R., . Ling, J. K., Holmes, J. W. (Eds) *Natural history of the South East*. Royal Society of South Australia, Adelaide, 25-37.
- United States Geological Survey (USGS). Sismo de Pereiro. Disponível em: http://www.usgs.gov/natural_hazards/, Acesso em: jan. 2008.
- Vasconcelos, P. M. P., 1995. Mechanism and kinetics of atmospheric, radiogenic, and nucleogenic argon release from cryptomelane during $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Geochemical- Cosmochemical Acta* 59, 2057–2070.
- Vaucher A., Neves S.P., Caby R., Corsini M., Egydio-Silva M., Arthaud M., Amaro V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *J. South. Amer. Earth Sci.* 8, 247-266.
- Vitte, A. C., 2011. A construção da geomorfologia no Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 12 (numero especial), 3, 91-108.
- Walker, M. J. C., 2005. *Quaternary dating methods*. Wiley, 286 pp.
- Wallinga, J., Murray, A., Wintle, A., 2000. The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grained feldspar. *Radiation Measurements* 32, 529–533.
- Wintle, A.G, Murray, A.S., 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41, 369–391.
- Zuquette, L. V., Colares, J. Q., Pejon, O. J., 2002. Environmental degradation related to human activities developed in Fortaleza Metropolitan Region, state of Ceara, Brazil. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 61, 241–251.