UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO – UFPE
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS – CFCH
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – PPGEO
MESTRADO EM GEOGRAFIA

FITÓLITOS EM DEPÓSITOS DE COLÚVIO DO QUATERNÁRIO SUPERIOR NA FACE NORDESTE DA BACIA SEDIMENTAR DO ARARIPE/CE: SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL

Rodrigo Ranulpho

Recife
2016

Rodrigo Ranulpho

FITÓLITOS EM DEPÓSITOS DE COLÚVIO DO QUATERNÁRIO SUPERIOR NA FACE NORDESTE DA BACIA SEDIMENTAR DO ARARIPE/CE: SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL

Dissertação de Mestrado elaborado junto ao Programa de Pós-graduação em Geografia – Área de concentração em Dinâmica das Paisagens Naturais e Ecossistemas, Linha de pesquisa em Dinâmica Superficial e Climática das Paisagens Naturais Tropicais Úmidas e Semiáridas - como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa

Coorientador: Prof. Dr. Júlio César Paisani

Recife
2016

Catalogação na fonte
Bibliotecária Maria Janeide Pereira da Silva, CRB4-1262

R213m Ranulpho, Rodrigo.
Fitólitos em depósitos de colúvio do quaternário superior na face nordeste da Bacia Sedimentar do Araripe/CE : significado paleoambiental / Rodrigo Ranulpho. – 2016.
101 f. : il. ; 30 cm.

Orientador: Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa.
Coorientador: Prof. Dr. Júlio César Paisani.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco, CFCH. Programa de Pós-graduação em Geografia, 2016.
Inclui Referências.

1. Geografia. 2. Geomorfologia. 3. Solos – Análise. 4. Bacias sedimentares. 5. Geologia estratigráfica – Quaternário. 6. Paleontologia – Quaternário. I. Corrêa, Antônio Carlos de Barros (Orientador). II. Paisani, Júlio César (Coorientador). Título.

918 CDD (22. ed.) UFPE (BCFCH2017-016)

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO - UFPE
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS - CFCH
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS - DCG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA - PPGEO

RODRIGO RANULPHO DA SILVA

FITÓLITOS EM DEPÓSITOS DE COLÚVIO NO QUATERNÁRIO SUPERIOR NA FACE NORDESTE DA BACIA SEDIMENTAR DO ARARIPE/CE: SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL

Dissertação aprovada, em 26/08/2016, pela comissão examinadora:

_____

Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa
(1º examinador – orientador – PPGEO/DCG/UFPE)

_____

Profa. Dra. Heloisa Helena Gomes Coe
(2ª examinadora – Geografia/UERJ)

_____

Prof. Dr. Demétrio da Silva Mutzenberg
(3º examinador – Arqueologia/UFPE)

RECIFE – PE
2016

“Aí eu falei, rapai você tem razão...

Nem que sim nem que não ele me respondeu:

pense no que tu sempre quis, tá longe?

Longe num tá, mas perto também não.

Então sempre que você chegar, mais longe você vai querer ir.

E onde você estiver, este é o lugar.

Apoi continue brilhando daí que daqui eu sigo...”

Sivirinu Braquiára

AGRADECIMENTOS

À Mãe Terra, Mãe Natureza, minha essência, meu guia. Sinto-me privilegiado em me tornar cada dia mais um estudioso de parte do seu grande seu ciclo. Agradeço por esta conquista, sua benção, Mãe.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes), pela concessão de bolsa de estudos a qual custeou os trabalhos desta dissertação.

Ao meu orientador professor Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa que, mesmo decorridos seis meses do início do mestrado, aceitou me orientar e me deu a oportunidade de trabalhar com a ciência da Geografia Física, de estudar e pesquisar as particularidades da Geomorfologia tão marcante no relevo Nordestino, de poder fazer parte de um grupo de pesquisa consolidado – Grupo de Estudos do Quaternário no Nordeste Brasileiro - GEQUA, por toda a orientação e direcionamento na realização desta pesquisa, e por me propor trabalhar com os fitólitos, novidade para mim e que me abriu novos horizontes.

Ao meu coorientador professor Dr. Júlio César Paisani, da Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE, pela imensa contribuição à realização desta pesquisa, pela oportunidade de utilizar as estruturas do Laboratório de Microscopia Óptica, pelo aprendizado nos trabalhos de campo e por poder conhecer novas técnicas e mais uma parte do Sul do Brasil, por todo o apoio durante minha temporada em Francisco Beltrão/PR, pelas grandes conversas tanto como norte desta pesquisa quanto às “ciências” da vida. Pelo grande apoio do Grupo de Pesquisa Gênese e Evolução de Superfícies Geomórficas e Formações Superficiais - GESGFS, sob sua coordenação.

À professora Dra. Marga Eliz Pontelli, também da UNIOESTE, do GESGFS, pela disponibilidade e utilização do Laboratório de Análise e Formações Superficiais, fundamental na extração dos fitólitos e consolidação desta pesquisa, pelos bons conselhos e a boa conversa. À Msc. Sani Lopes Paisani, do GESGFS, por me apresentar as técnicas laboratoriais de extração dos fitólitos, pela paciência em me ajudar no passo a passo do processo de extração, por toda a ajuda e atenção quando de minha estada em sua cidade, pelas boas conversas e risadas mesmo quando quase explodi o laboratório!! (rsrsrs). A todos os colegas do grupo que me receberam muito bem e sempre me ajudaram quando preciso. A todos os funcionários da UNIOESTE que de alguma forma me ajudaram, sempre muito cordeais e atenciosos.

Ao professor Dr. Marcelo Reis, do Departamento de Geologia da UFPE, pela prestatividade e disponibilidade na utilização do Laboratório de Microscopia de

Opacos; à professora Dra. Alcina Barreto pela disponibilidade e possibilidade de utilização do microscópio petrográfico do Laboratório de Paleontologia, do Departamento de Geologia da UFPE.

Ao professor Dr. Ranyére Silva Nóbrega, do Departamento de Geografia da UFPE, pela prestatividade mesmo antes da seleção do mestrado, sempre muito cordial.

Ao professor Dr. Marcos Nascimento do Departamento de Geologia da UFRN, sempre pela disponibilidade e prestatividade, pela boa conversa e bons conselhos, pelo encaminhamento aos coordenadores do Departamento para que eu pudesse utilizar o laboratório de microscopia. Ao professor Dr. Ricardo Amaral, pela utilização do Laboratório de Geologia Sedimentar da UFRN, à Fátima de Morais, pela ajuda nos processos sedimentológicos neste laboratório. Ao professor Dr. Heitor Neves Maia, coordenador do curso de Geologia da UFRN, pela disponibilidade na utilização do Laboratório de Microscopia Petrográfica, fundamental na identificação dos fitólitos nesta pesquisa.

Aos professores Dr. Marcelo Chaves e Dra. Zuleide Lima, do Departamento de Geografia da UFRN, pela utilização do Laboratório de Geografia Física deste departamento, ao professor Dr. Luiz Antônio Cestaro pelas boas conversas e direcionamentos neste departamento.

À professora Dra. Margarita Osterrieth por me apresentar ao mundo dos biominerais, aos fitólitos especificamente, por compartilhar de sua vasta experiência, pela cordialidade de sempre, pela atenção e paciência em me atender e ajudar no que precisei, sempre muito simpática e prestativa, agradeço todo o ensinamento e atenção.

À professora Dra. Heloisa Gomes Coe por, mesmo sem me conhecer, me aceitar em seu trabalho de campo quando de sua vinda ao Rio Grande do Norte, por me ensinar na prática os métodos de coleta dos fitólitos, pela ajuda com meus dados e por compartilhar de todo seu conhecimento e experiência. E no final, poder contar com sua presença como membro de minha banca de defesa, muito obrigado!

Ao professor Dr. Demétrio Mutzemberg pela revisão deste trabalho e pela grande contribuição como membro de minha banca de defesa, aos professores Dr. Bruno Tavares e Dra. Danielle Gomes da Silva, pelo aceite em compor a banca como membros suplentes.

Ao gestor da Floresta Nacional do Araripe/ICMBio, Willian Brito e toda sua equipe pelo apoio logístico fundamental na realização dos trabalhos de campo na chapada do Araripe.

À amiga Dra. Flávia Jorge de Lima, pela disponibilidade dos dados de sua tese, fundamentais para a conclusão desta pesquisa, pela ajuda em campo, pelo abrigo quando da ida a Francisco Beltrão/PR, e as inúmeras conversas e gargalhadas dessa vida acadêmica e da vida!

Aos colegas do GEQUA que receberam este forasteiro de maneira cordial, sempre prestativos, quando precisei sempre me ajudaram, a todos o meu muito obrigado!

A Eduardo Veras, secretário da Pós-Graduação em Geografia, grande conhecedor do sistema burocrático desta Pós, sempre muito prestativo e eficiente, me auxiliou bastante nessa fase do mestrado, muito grato pela sua ajuda.

Aos meus pais, pela simples existência, e por poderem me dar o dom de ser feliz e carregar esse “gene” que me guia como ser humano, na simplicidade e humildade a qual herdei. Mesmo longe, mas sempre presentes, minha mãe Sílvia e meu pai Nardival, eternamente grato por todo o apoio e carinho de vocês!

À família Farias Rosas Ribeiro, por todo apoio em Recife de todas as formas para que eu pudesse estudar e concluir esse ciclo do mestrado, apoio fundamental para que agora eu pudesse estar agradecendo (também) aqui nesta página. Dr. Mateus Rosas-Ribeiro (*encantado),* que me inspirou muito pelo exemplo de pesquisador na ciência dos solos do Nordeste, Dona Gerusa, Nevinha, Sandra, Mateus Filho, o meu muito obrigado de coração. E a pessoa fundamental desta família, minha companheira Patrícia Farias Rosas-Ribeiro, ser iluminado que me guiou e me apoiou durante toda essa jornada, com sua serenidade me ensinou a ter a paciência e saber esperar para começar a colher os frutos de todo o plantio, durante esses últimos cinco anos. A você, todo meu carinho e amor! Além de tudo uma ótima “ajudante” de campo, em todas as coletas esteve comigo firme e forte!

Ao grande mestre professor de Geografia do Centro Universitário de Brasília – Uniceub, Francisco Chagas Barradas, “quem mal lê, mal houve mal sabe, mal vê...”

Ao meu grande amigo Jorge Luiz do Nascimento, grande Julião!! Um camarada de grande importância no meu ingresso na vida acadêmica, sempre me fez acreditar que o melhor era possível, e que os sonhos imagináveis de poder “ganhar a vida” em meio aos lugares mais encantadores da natureza era possível, as oportunidades sempre estavam “ali naquela sala ao lado”.....valeu meu velho, eu consegui!!

A todos os meus amigos e irmãos de Brasília/DF, minha terra natal, fundamentais na existência de um “calango do cerrado”.

RESUMO

As evidências dos ciclos paleoclimáticos no período Quaternário podem ser descritas nas camadas sedimentares que se expressam como processos erosivos formadores de rampas de colúvio e depósitos aluviais. Estas são constituídas de sedimentos da área fonte e microfósseis de espécies vegetais inumados nos estratos sedimentares. Os minerais constituintes destes sedimentos guardam registros pedogeoquímicos, que possibilitam a datação e identificação de microfósseis biomineralizados, possibilitando a reconstrução paleoambiental no Quaternário. Silicofitólitos são biomineralizações de sílica formados nos vegetais, depositados no solo pela senescência da planta e preservados durante milhares de anos. O objetivo deste trabalho foi identificar concentrações de fitólitos em sedimentos quaternários datados, aplicando índices climáticos e de fitofisionomias, correlacionando com períodos datados e inferindo paleoambientes. Os fitólitos foram extraídos em laboratório por processos geoquímicos e identificados por microscopia. O planalto do Araripe é uma morfoestrutura com escarpas abruptas, capeadas por extensas rampas coluviais com sedimentos arenosos, datados do Pleistoceno Médio ao Último Máximo Glacial (UMG). A correlação dos períodos datados com índices climáticos e de fitofisionomias indicou o aporte e deposição de fitólitos de uma vegetação arbórea/arbustiva, substituída em superfície por vegetação de gramíneas. Períodos de climas mais secos foram correlacionados às datas do UMG, com vegetação mais aberta composta por gramíneas, com ocorrência de eventos geomorfológicos menos intensos. A correlação dos índices climáticos utilizados a partir da interpretação de morfotipos e a composição de uma assembleia fóssil dos silicofitólitos corroboraram a dinâmica ambiental e geomorfológica dos períodos datados nas seções estratigráficas. O significado paleoambiental dos silicofitólitos em depósitos de colúvio demonstrou a dinâmica da vegetação correlacionada aos processos de deposição de sedimentos, desde o Pleistoceno superior até o período atual.

Palavras chave: Quaternário. colúvio. fitólitos.

ABSTRACT

The evidence of paleoclimatic cycles in the Quaternary may be recovered from sedimentary layers that reflect the operation of erosive processes such as those involved in the deposition of colluvial hillslopes and alluvial plains. Those depositional features are made up of sediments containing buried micro-fossils from several plant species. Constituent minerals of these sediments record evidences of pedo-geochemical processes, that enable the dating and identification of bio-mineralized micro-fossils, thus permitting paleo-environmental reconstruction. Silico-phytoliths are bio-mineralizations of silica formed in plants, and later deposited in the soil by the senescence of the plant and preserved for thousands of years. The aim of this work was to identify the concentration of phytoliths in Quaternary sediments, applying climatic and phyto-physiognomic indexes and correlating them to stratigraphic layers of known ages. The phytoliths were extracted in laboratory and subjected to microscopic analysis. The Araripe Highlands is a physiographic province marked by abrupt escarpments mantled by extensive of sandy colluvial ramps dated from the Upper Pleistocene to the Last Glacial Maximum (LGM). The correlation of dated stratigraphic levels to climatic and phyto-phisiognomic indexes indicates the input and deposition of phytoliths derived from an arboreal/shrubby vegetation, replaced in the surface by herbaceous assemblages. Drier climate periods were tentatively correlated to LGM stratigraphic levels, with open vegetation dominated by grasses, and less intense geomorphic processes.

Keywords: Quaternary. colluvium. phytoliths.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização do Planalto Sedimentar do Araripe..... 19

Figura 2 – Mapa Geológico da Bacia do Araripe (Assine, 2007). 22

Figura 3 – Mapa Geomorfológico da área de estudo (Adaptado de Lima, 2015)..... 25

Figura 4 - Cimeira estrutural do Araripe modelada no arenito Exu/Cretáceo..... 26

Figura 5 – Escarpas rochosas 26

Figura 6 - Encosta conservada com cobertura elúvio-coluvial..... 27

Figura 7 – Cobertura coluvial em forma de leque..... 28

Figura 8 – Encosta dissecada com superfície colinosa..... 28

Figura 9 – Planície Aluvial do rio Salamanca, Barbalha/CE. (Fonte: Lima, 2015) 29

Figura 10 – Maciço estrutural a leste da área de estudo (A); Maciço adjacente ao planalto sedimentar (B). 29

Figura 11 – Glacis dissecados com superfície colinosa à esquerda..... 30

Figura 12 – Superfície colinosa ao fundo com material coluvial em primeiro plano..... 30

Figura 13 – Pedimento dissecado em primeiro plano com vista da Serra da Mãozinha e chapada do Araripe à direita. 31

Figura 14 – Mapa de solos da face nordeste da chapada do Araripe (Adaptado de Lima, 2014)..... 34

Figura 15 – (A) Mata Úmida ou Floresta Subperenifólia Tropical Pluvio-Nebular; (B) Floresta Subcaducifólia Tropical Pluvial ou Matas Secas 35

Figura 16 – (C) Floresta Subcaducifólia Tropical Xeromorfa – Cerradão; (D) Cerrado. 36

Figura 17 – (E) Vegteação de Carrasco; (F) vegetação de Caatinga arbustiva-arbórea 37

Figura 18 – Domínios tectônicos da Provícia Borborema (Adaptado de Oliveira, 2008). 39

Figura 19 - Bacias sedimentares Fanerozóicas do Nordeste, identificadas as bacias intracratônicas (Frambini et *al.* 2013). Em destaque a bacia sedimentar do Araripe. .. 42

Figura 20 – Bloco diagrama exemplificando os modelos de pediplanação e escalonamento de superfícies (Maia & Bezerra, 2010). 44

Figura 21 – Superfícies erosivas de King (1956) aplicadas ao relevo da região Nordeste (Tavares, 2015). 46

Figura 22 – Unidades morfoestruturais no planalto da Borborema (Corrêa et al. 2001). 47

Figura 23 - Estrutura vegetal com partículas de fitólitos *Saddle* entre estruturas de células longas e estômatos na espécie *Guadua amplexifoliade* da subfamília bambusoideae (Poacae) (Piperno & Pearsall, 1998)..... 58

Figura 24 – Representação da função dos fitólitos na estruturação e defesa das plantas (Stromberg, Di Stilio, Song 2016). 59

Figura 25 – Morfotipos de silicofitólitos com significado taxonômico e significado ambiental. 63

Figura 26 - Morfotipos produzidos por dicotiledôneas. (A) *globular smooth*; (B) *globular granulate*. (Bremond et al. 2005) 64

Figura 27 – Seção Litoestratigráfica Colúvio Santo André – Barbalha (CSA-B). 76

Figura 28 - Concentrações (%) de minerais e fitólitos na seção estratigráfica CSA-B. 77

Figura 29 - Porcentagem de morfotipos identificados na seção estratigráfica CSA-B . 78

Figura 30 - Distribuição dos morfotipos identificados nos perfis amostrados na seção CSA-B 79

Figura 31 – Morfotipos de silicofitólitos identificados na seção CSA-B..... 79

Figura 32 - Valores calculados para o índice D/P na seção CSA-B 80

Figura 33 – Seção litoestratigráfica Colúvio Estrada Ponta da Serra – Crato (CEPS-C) 81

Figura 34 – Concentrações (%) de minerais e fitólitos na seção estratigráfica CEPS-C 82

Figura 35 - Distribuição dos morfotipos identificados nos perfis amostrados na seção CEPS-C 83

Figura 36 – Morfotipos de silicofitólitos identificados na seção CEPS-C. 84

Figura 37 - Porcentagem de morfotipos identificados na seção CEPS-C 84

Figura 38 – Valores calculados para o índice D/P na seção CEPS-C 86

Figura 39 – Valores calculados para o índice Bi na seção CEPS-C 86

Figura 40 – Interpretação dos processos de fluxos de sedimentação e da vegetação inferidos a partir das datações e análise de fitólitos para a seção CSA-B. 89

Figura 41 - Interpretação dos processos de sedimentação e da vegetação inferidos a partir das datações e análise de fitólitos para a seção CEPS-C. 90

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 16

2 CARACTERIZAÇÃO FISIOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO 19

2.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA 19
2.2 CONSIDERAÇÕES CLIMÁTICAS 20
2.3 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA 21
2.4 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA 24
2.5 CLASSIFICAÇÃO DOS SOLOS 31
2.6 CARACTERIZAÇÃO DAS FITOFISIONOMIAS 34

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 38

3.1 DA GEOLOGIA ESTRUTURAL ÀS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS NA FORMAÇÃO DO RELEVO NORDESTINO A PARTIR DA MORFOESTRATIGRAFIA E DA GEOCRONOLOGIA 38

3.1.1 Província da Borborema 38

3.1.2 Bacias Sedimentares Intracratônicas: formações no interior do Nordeste brasileiro 40

3.1.3 Das superfícies de erosão aos ciclos de aplainamento: geomorfologia estrutural 43

3.1.4 Morfoestratigrafia: a superposição de camadas sedimentares e os sedimentos de encosta como indicadores da dinâmica geomorfológica 48

3.2 O PERÍODO QUATERNÁRIO CONTINENTAL NO NORDESTE DO BRASIL: DINÂMICA PALEOAMBIENTAL 50

3.2.1 O período Quaternário no Nordeste: reconstituição paleoambiental a partir da datação de sedimentos 51

3.3 DO CICLO GEOQUÍMICO AO CICLO FOTOSSINTÉTICO: A DISPONIBILIDADE DA SÍLICA NO SOLO E A FORMAÇÃO DOS FITÓLITOS NAS PLANTAS 55

3.3.1 Processos pedogeoquímicos: a disponibilidade da sílica no meio edáfico 55

3.3.2 Taxonomia vegetal e a produção de silicofitólitos 57

3.3.3 A relação entre clima e cobertura vegetal: índices fitolíticos 64

3.3.4 Utilização dos fitólitos na reconstrução paleoambiental do período Quaternário no Brasil 67

4 MÉTODOS E TÉCNICAS 72

4.1 COLETA, EXTRAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DE SILICOFITÓLITOS 72

5 RESULTADOS 75

5.1 SEÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA COLÚVIO SANTO ANDRÉ - BARBALHA (CSA-B). 75

5.1.1 Interpretação das concentrações entre minerais e silicofitólitos..... 75

5.1.2 Interpretação dos morfotipos e composição da assembleia fóssil dos silicofitólitos..... 77

5.1.3 Assembleia fitolítica fóssil e a aplicação dos índices de vegetação e climáticos..... 79

5.2 SEÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA COLÚVIO ESTRADA PONTA DA SERRA – CRATO (CEPS-C) 80

5.2.1 Interpretação das concentrações entre minerais e silicofitólitos..... 82

5.2.2 Interpretação dos morfotipos e composição da assembleia fóssil dos silicofitólitos..... 83

5.2.3 Assembléia fitolítica fóssil e a aplicação dos índices de vegetação e climáticos..... 85

6 DISCUSSÃO 87

7 CONCLUSÕES 91

8 REFERÊNCIAS 93

1 INTRODUÇÃO

O relevo do Nordeste está inserido, em um contexto geral, sobre o embasamento cristalino e bacias sedimentares e, assim as formações geológicas e províncias estruturais, controlam a distribuição dos principais conjuntos geomorfológicos. A origem desse conjunto regional de formas remonta ao rifteamento entre as placas Sulamericana e Africana e à ruptura do grande continente Gondwana, rejuvenescendo as antéclises e bacias sedimentares, dando origem a sequências morfoestruturais de *horsts* e *grabens* no interior do Nordeste. A partir do período Cretáceo, a ação dos processos tectônicos reativou falhas e zonas de cisalhamento, reafeiçoando as morfoestruturas que caracterizam a região. A morfogênese quaternária do relevo atual foi definida também pela ação em consórcio entre os ciclos glaciais e as mudanças paleoclimáticas associadas a esses nas latitudes tropicais, que desencadearam processos erosivos e de intemperismo, dando forma aos modelados até o presente.

A reconstrução paleoambiental do período quaternário é essencial para a compreensão dos ciclos paleoclimáticos e sua influência na geomorfologia, compreendendo assim a ciclicidade dos processos geomorfológicos atuantes em resposta aos inputs climáticos, os quais podem influenciar taxas de intemperismo e processos erosivos. As bacias sedimentares do interior do Nordeste, como o Araripe, área foco desse trabalho, guardam um registro estratigráfico dos materiais resultantes de processos denudacionais, morfotectônicos e pedogenéticos das áreas fontes circundantes, guardando assim vestígios que remontam ao Paleozóico, sob a forma de fósseis inumados pelos processos de sedimentação. Igualmente, sedimentos mais recentes, quaternários, guardam vestígios das formas de vida que ocuparam as superfícies geomorfológicas e que podem indicar importantes variações ambientais em relação às condições hodiernas. É a partir destes vestígios paleoambientais que o presente trabalho se fundamenta, identificando biomineralizações precipitadas em plantas e depositados no solo, deixando assim microfósseis como registro do período em que o sedimento foi inumado. A recuperação desta informação permite, portanto, a reconstituição de aspectos importantes da paisagem pretérita.

Sobre as encostas das bacias sedimentares soerguidas, assim como no planalto da Borborema, depositam-se unidades estratigráficas de origem coluvial de diversas dimensões e magnitude espacial. Sua origem conquanto material parental está intrinsecamente ligada aos regolitos – mantos eluviais – formados à montante das nas rampas de colúvio. Essas, por sua vez, devem sua gênese aos processos de

dissecação das encostas, sendo os sedimentos resultantes carreados até o domínio das planícies aluviais.

A morfoestrutura do Planalto do Araripe é sustentada pelos arenitos da Formação Exu, predominantemente quartzosos. A sílica é o segundo elemento mais abundante na crosta terrestre depois do oxigênio, sendo encontrada em solo na forma solúvel ($HSiO_4$) resultante do intemperismo químico da rochas, principalmente do quartzo. A sílica solúvel quando disponível no solo é absorvida pelas plantas por suas raízes e se polimerizam dentre e entre as células vegetais, estruturando-se no formato do local onde foi precipitado. Após a senescência do vegetal esta biomineralização pode tornar-se um microfóssil, quando da sua deposição nas sequencias estratigráficas.

Dentro dessa temática de microfósseis de silicofitólitos, para a região de estudo não se tem até o momento assembleias fósseis e nem modernas (de plantas) com morfotipos de fitólitos como referência. Esta pesquisa é pioneira na investigação da ocorrência e morfotipos de silicofitólitos na região do planalto sedimentar do Araripe, bem como na constituição de uma assembleia fóssil. A partir da descrição e interpretação de seções estratigráficas, esse trabalho tem como objetivo geral utilizar os fitólitos como indicadores paleoambientais em rampas de colúvio no setor nordeste do planalto sedimentar do Araripe, cumprindo para tanto com os seguintes objetivos específicos:

- identificar as concentrações de minerais e fitólitos em sedimentos coluviais nos diferentes níveis estratigráficos datados;
- identificar os morfotipos; constituir uma assembleia fitolítica fóssil, aplicar os índices climáticos e de fitofisionomias,
- correlacionar os resultados dos índices e assembleias com os períodos datados e inferir paleoambientes.

No contexto geral, o propósito dessa abordagem sobre silicofitólitos em sedimentos coluviais é revelar se nos níveis estratigráficos datados existe uma correlação qualitativa entre a assembleia fóssil descrita e os processos ambientais vigentes quando da erosão/deposição de cada camada. Desta forma, essa abordagem passa a utilizar os fitólitos como mais um significativo *proxy* com significado paleoambiental, a despeito da ausência de uma coleção de referência da vegetação moderna, visto que a proposta ora enunciada não trata exclusivamente de entender a composição e relação entre a florística atual e pretérita, mas sim a alternância climática refletida nos movimentos de massa que originaram os processos de

sedimentação de colúvios, analisados a partir das suas seções estratigráficas. A premissa norteadora desta abordagem é de que o empilhamento vertical das unidades coluviais, revelado em seções estratigráficas tipo, possa revelar a ocorrência de paleosuperfícies inumadas que indiquem intervalos nos processos de sedimentação. Estas pausas deveriam também estar representadas nas concentrações e morfotipos de silicofitólitos ao longo de um perfil, cujo significado paleoambiental seria ainda corroborado por meio da aplicação de índices fitofisiográficos e climáticos, correlacionando os resultados com os períodos identificados pelas datações do material.

2 CARACTERIZAÇÃO FISIOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

O Planalto Sedimentar do Araripe está localizado na região Nordeste do Brasil, inserido na tríplice divisa no sul do estado Ceará, noroeste do estado de Pernambuco e sudeste do estado do Piauí. A chapada do Araripe representa a morfoestrutura que caracteriza este planalto estendendo-se no sentido W-E, constituindo-se no divisor de águas das bacias hidrográficas dos rios Jaguaribe (CE) ao norte, São Francisco (PE) ao sul e Parnaíba (PI) a oeste. A área de trabalho se localiza dentro da macrorregião do Cariri, nos municípios de Crato e Barbalha, no estado do Cerará (Figura 1). A principal bacia hidrográfica deste setor é a bacia do rio Salgado, com suas nascentes na encosta N-NE da chapada do Araripe, que desaguam sentido norte na bacia do rio Jaguaribe, principal bacia de drenagem no estado do Ceará.

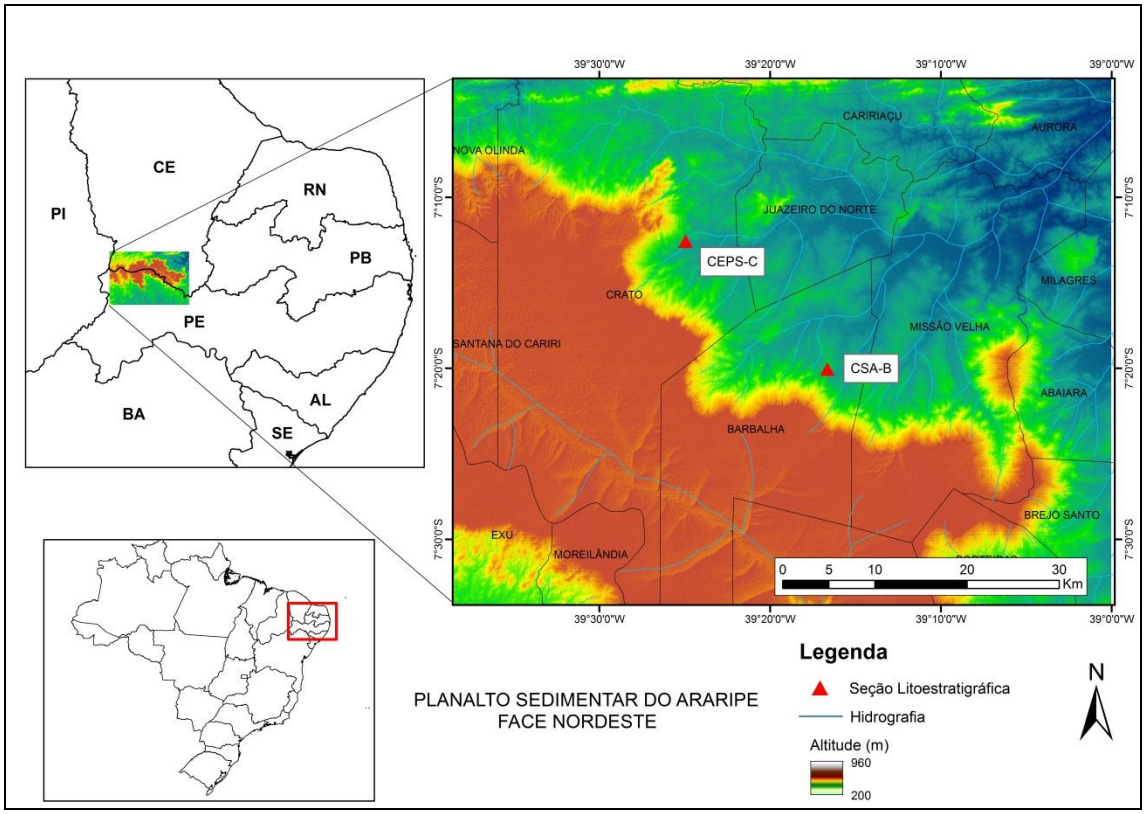


Figura 1 - Localização do Planalto Sedimentar do Araripe

2.2 CONSIDERAÇÕES CLIMÁTICAS

A configuração do clima na região Nordeste é regida pelos mecanismos dos elementos climáticos e variação sazonal e os mecanismos estáticos, como altitude, posição geográfica, relevo e a natureza da superfície. Entre os principais fatores que determinam a distribuição dos elementos climáticos no Nordeste brasileiro (NEB) e sua variação sazonal, estão os sistemas de pressão dos Anticiclones Subtropicais do Atlântico Sul e do Atlântico Norte, cujas variações sazonais de intensidade e posicionamento determinam o clima da região (NIMER, 1989; KAYANO E ANDREOLI, 2009).

Os sistemas atmosféricos de Norte são os principais causadores de precipitação na região, representados pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que representa a junção dos ventos alísios de nordeste, oriundos do sistema anticiclone subtropical Hemisfério Norte e dos ventos alísios de Sudeste provenientes do anticliclone subtropical do Atlântico sul. Outro sistema importante para a compreensão do clima regional são os Vórtices Ciclônicos de Ar Superiores (VCAS) (NIMER, 1989; MELO *et al*., 2009) associados a precipitações intensas no Nordeste a partir do final da primavera. Os VCAS referem-se a um conjunto de nuvens que se originam no Atlântico no segundo semestre, e alcançam o continente em um movimento de leste para oeste, formando nuvens causadoras de chuvas na zona periférica de sua ocorrência (FUNCEME, 1990; XAVIER *et al.,* 2000; RIBEIRO, 2012;).

A migração da ZCIT para o sul da Linha do Equador promove uma maior precipitação na região de estudo ao longo do primeiro semestre do ano, sendo neste período que ocorrem as chuvas mais volumosas. A antecipação do período concentrado de precipitação em relação ao norte do estado do Ceará reflete a atuação de outros sistemas de produção de chuva atuantes na região, como as Frentes Polares do Atlântico Sul (FPAS) e os Vórtices Ciclônicos de Ar Superiores (VCAS).

Na face nordeste do planalto sedimentar do Araripe incluindo o Vale do Cariri, as massas de ar influenciadas pela ZCIT, vindas do norte, adentram o continente pela depressão sertaneja em direção sul, indo de encontro à encosta do Planalto do Araripe. Esta, atuando como barreira física, intensifica as chuvas orográficas. Este efeito orográfico caracteriza o clima com temperaturas mais baixas e aumento da precipitação em relação ao semiárido ao redor, podendo o clima ser classificado de acordo com Koppen como tropical chuvoso, quente subúmido, com chuvas de verão

prolongadas para o outono clima tropical (Aw') e clima semiárido com curta estação chuvosa no verão (BShw') (ANDRADE & LINS, 1971).

2.3 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA

Planalto Sedimentar do Araripe

Repousada sobre o embasamento Pré-cambriano da Província Borborema, a Bacia do Araripe se estende em uma área com extensão superior a 9.000Km², situada ao sul do lineamento Patos e ao norte do Lineamento Pernambuco, representado pela presença de uma feição geomorfológica alongada em direção Oeste-Leste, constituída por uma subsuperíficie tabular elevada com valores altimétricos entre 800 e 1000m de altitude limitada por escarpas erosivas íngremes, de topo plano mergulhante suavemente para oeste, denominada Chapada do Araripe (Figura 2). Na porção oeste, a chapada é formada por unidades das sequências pós-rifte, com inclinação para oeste que repousam diretamente sobre o embasamento cristalino. Na parte leste da bacia, em uma área caracterizada, superfícies colinosas e depressões com variações altimétricas entre 400 e 500 metros afloram as unidades das sequências paleozoica, pré-rifte e rifte, ocupando a depressão do Vale do Cariri (ASSINE, 2007).

O empilhamento estratigráfico da bacia é controlado pelo rifteamento do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul, registrado nos sedimentos continentais depositados em sequências limitadas por discordâncias, ligados a processos fluviais e lacustres, com exceção dos sedimentos marinhos da Formação Santana. Como resposta às variações nas taxas de subsidência ocasionadas pela atividade tectônica atuante durante os diferentes estágios da evolução da bacia, o empilhamento sedimentar representa o registro fragmentário de diferentes embaciamentos histórica e geneticamente distintos, separados no tempo e parcialmente superpostos no espaço. (ASSINE, 2007).

Durante o estágio evolutivo pré-rifte, formou-se uma longa e estreita calha de estiramento, limitada pelo Lineamento Patos. Durante o estágio sin-rifte, o sistema de riftes sul-atlântico progrediu continuamente até a Zona Transversal de Dobramentos do Nordeste, que opôs forte resistência ao seu progresso. Como consequência, o Lineamento Pernambuco, no limite sul do referido obstáculo, atuou com uma zona de transferência, acomodando os esforços diferenciais, causando a reativação de antigos falhamentos pré-cambrianos nas regiões interiores da Província Borborema. Esse

processo foi responsável pela formação das pequenas bacias tipo rifte, do interior do Nordeste. Após esse evento seguiu-se um período de soerguimento crustal que propiciou uma fase de severa erosão, quando foi esculpida a superfície paleotopográfica sobre a qual foram depositados os estratos da Tectonosequência Pós-Rifte. (PONTE & PONTE FILHO, 1996).

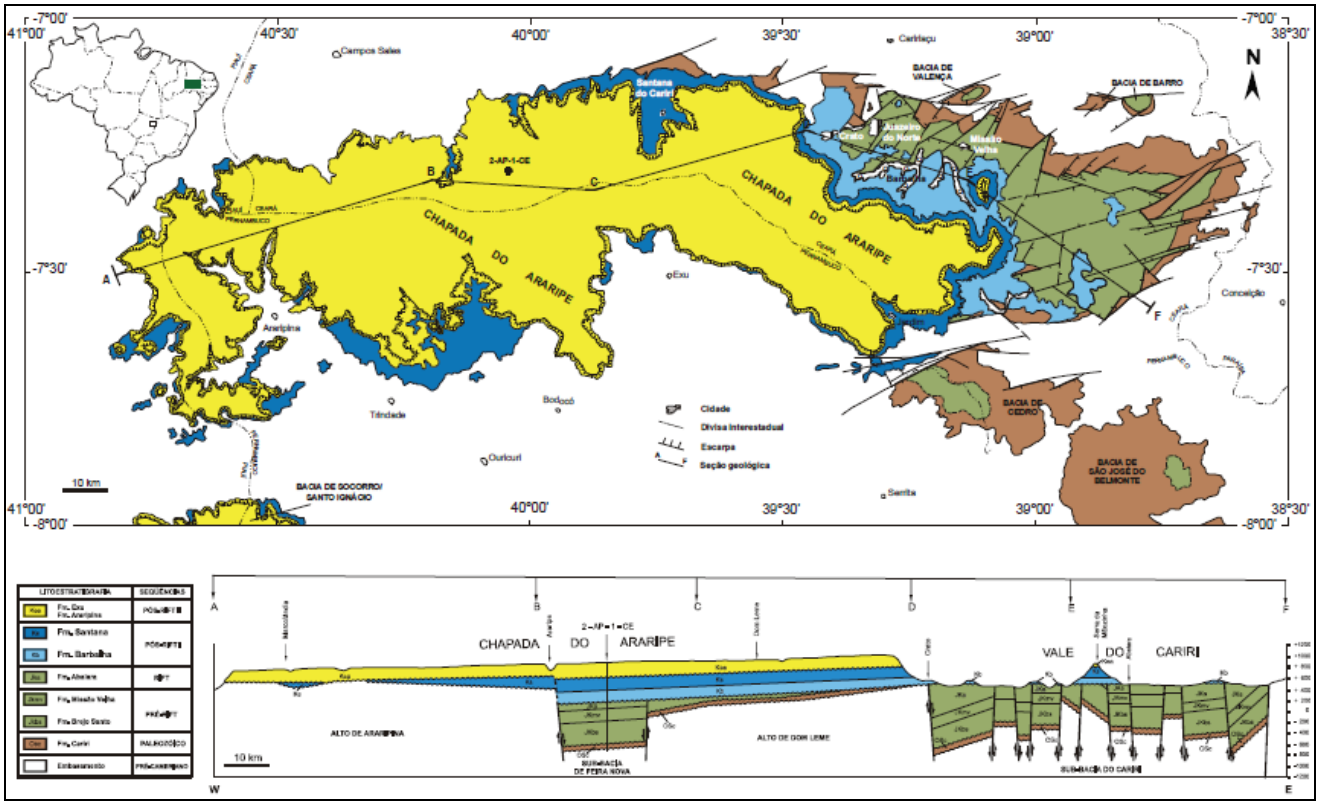


Figura 2 – Mapa Geológico da Bacia do Araripe (Assine, 2007).

Tectonosequências e as formações estratigráficas

As unidades litoestratigráficas constituintes da bacia do Araripe, podem ser divididas dentro das sequências paleozóica (Formação Cariri), pré-rifte (Formação Missão Velha e Formação Brejo Santo), rifte (Formação Abaiara) e pós-rifte , dividida em pós-rifte I (Formação Barbalha, Formação Santana) e pós rifte II. (Formação Araripina e Formação Exu) (ASSINE, 2007).

A sequência paleozoica aflora na porção leste da bacia, definindo os limites e a depressão do Vale do Cariri. É constituída por uma única unidade litoestratigráfica denominada Formação Cariri. É constituída por arenitos imaturos, de granulação média a muito grossa, com grãos angulares a subangulares, interpretados como fácies de sistemas fluviais entrelaçados. Níveis de ortoconglomerados ocorrem, sendo mais

comuns na base, onde incluem fragmentos líticos do embasamento e clastos de feldspatos róseos bem preservados. A Supersequência Pré-Rifte é formada no período de subsidência mecânica produzida por estiramento litosférico visco-elástico, compreendendo as formações Brejo Santo e Missão Velha. Com espessura máxima com cerca de 450 m, a Formação Brejo Santo é composta essencialmente por folhelhos e lamitos vermelhos. Sobreposta à formação Brejo Santo, a formação Missão Velha tem espessura máxima de aproximadamente 200m, constituída por arenitos quartzosos, por vezes feldspáticos e/ou caolínicos, localmente conglomeráticos, portadores de abundantes troncos e fragmentos de madeira silicificada. A associação faciológica é de planícies fluviais de sistemas entrelaçados caracterizados por canais rasos e de alta energia. As formações Brejo Santo e Missão Velha constituem unidades lito e cronocorrelatas às formações Aliança e Sergi da Bacia do Recôncavo-Tucano e às formações Bananeiras e Serraria da Bacia de Sergipe-Alagoas (ASSINE, 2007; PONTE & PONTE FILHO, 1996).

A Supesequência Rifte teve início no Neocomiano, com a deposição na Bacia do Araripe da sequência correspondente à Formação Abaiara, unidade que apresenta significativa variação faciológica lateral e vertical, distinguindo-se claramente do registro estratigráfico do estágio pré-rifte. Predominam na base da seção folhelhos sílticos e siltitos vermelhos, com intercalações lateralmente descontínuas de camadas decimétricas de arenitos finos, ao passo que arenitos finos predominam na parte superior. Lentes decamétricas de arenitos quartzosos finos a muito grossos, com níveis conglomeráticos, portadores de fragmentos de madeira silicificada, ocorrem intercaladas na seção. Evidências de tectonismo contemporâneo podem ser vistos em estratos com estratificação cruzada recumbente e dobras convolutas (ASSINE, 2007; PONTE & PONTE FILHO, 1996).

A Sequência Pós-Rifte I repousa em discordância diretamente sobre o embasamento cristalino pré-cambriano na porção oeste, devido à ausência das formações mais antigas. Ocorre nas bases das escarpas contornando o morro-testemunho Serra da Mãozinha e Chapada do Araripe, constituída pelas formações Santana e Barbalha. A unidade inferior Formação Barbalha ocorre descontinuamente na forma de terraços fluviais no Vale do Cariri, predominando arenitos com intercalações de folhelhos de colorações avermelhadas e de níveis delgados de conglomerados. Os arenitos são finos a médios, subarredondados a subangulares, argilosos, às vezes com seixos dispersos. O perfil estratigráfico vertical desta unidade compreende dois ciclos fluviais. A seção superior da Formação Santana é caracterizada por intercalações de arenitos finos com lâminas e clastos de argila. A

formação pós-rifte II é constituída pela Formação Araripina e Formação Exu. A Formação Araripina se encontra restrita à porção oeste da bacia e é constituída por associação de fácies heterolíticas, caracterizada por grande diversidade de litotipos, recorrentes e geneticamente relacionados. Sua mineralogia é constituída por ritmitos compostos por arenitos finos e lamitos, intercalados por corpos lenticulares de arenitos médios a grossos. A Formação Exu é composta por arenitos fluviais que recobrem em discordância erosiva a Formação Araripina em alguns locais em com pequena angularidade, representando um novo evento tectono-sedimentar (ASSINE, 2007).

2.4 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Os compartimentos geomorfológicos apresentados estão de acordo com o mapeamento e caracterização realizados por Lima (2015) (Figura 3). Duas unidades morfoestruturais foram identificadas: o Planalto Sedimentar do Araripe e a Depressão Periférica. As morfoestruturas mapeadas para o Planalto Sedimentar foram descritas como Cimeira estrutural do Araripe modelada no arenito da Formação Exu do Cretáceo, Escarpa rochosa, Encosta conservada com cobertura elúvio-coluvial e Encosta dissecada com cobertura coluvial. Na Depressão Sertaneja foram descritas as unidades Glacis dissecados com cobertura elúvio-coluvial, Planície aluvial, Encosta rochosa dissecada sobre o embasamento, Maciço estrutural dissecado com capeamento sedimentar, Pedimento dissecado com cobertura eluvial e Superfície colinosa com cobertura elúvio-coluvial.

A unidade **Cimeira estrutural do Araripe modelada no arenito Exu/Cretáceo** (Figura 4), com aproximadamente 960m de altitude, é uma superfície estrutural com morfologia tabuliforme desenvolvida em uma estrutura concordante horizontal a sub-horizontal, com topo conservado mergulhando suavemente para oeste. Os limites desta unidade encontram-se controlados pela escarpa erosiva abrupta. A alta porosidade da estrutura do arenito permite um grande fluxo de percolação para o interior das camadas sedimentares, não favorecendo a formação de drenagem superficial efetiva nem a incisão fluvial e consequentes processos erosivos. A evolução do relevo se dá por erosão regressiva, fonte contínua de sedimentos para as encostas e a formação das rampas de colúvio.

.

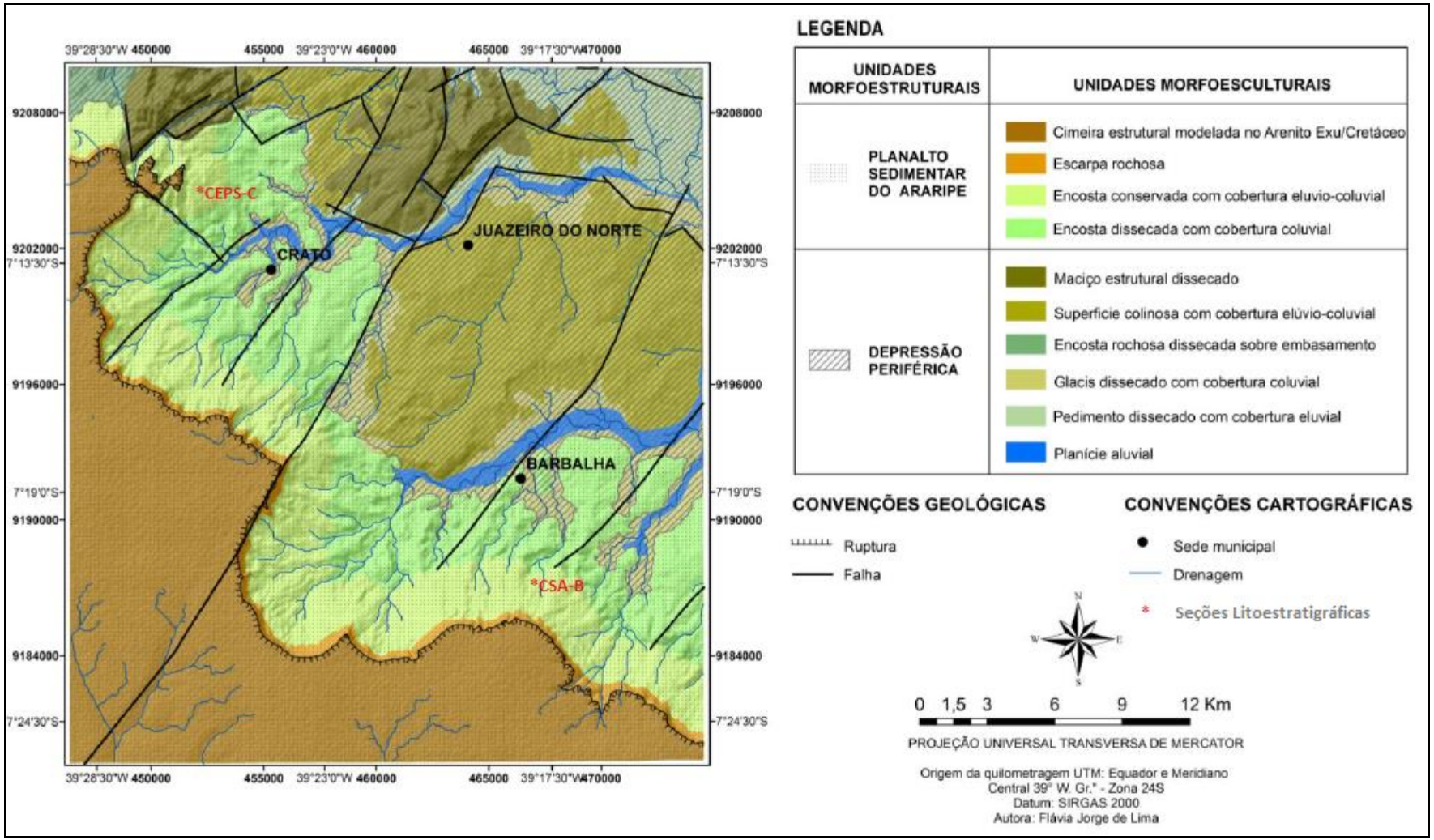


Figura 3 – Mapa Geomorfológico da área de estudo (Adaptado de Lima, 2015).

.

Figura 4 - Cimeira estrutural do Araripe modelada no arenito Exu/Cretáceo. Foto: Ranulpho (2015).

A unidade **Escarpa rochosa** (Figura 5), situa-se entre 800-960m aproximadamente, com perfil vertical acentuado constituindo o setor entre a cimeira estrutural e a encosta composta por material coluvial. De composição arenítica, é marcada por movimentos de massa com queda de blocos, formando um pavimento de tálus na base da escarpa, retrabalhados ao longo da encosta formando as rampas elúvio-coluviais.

Figura 5 – Escarpas rochosas. Foto: Ranulpho (2015).

A unidade **Encosta conservada com cobertura elúvio-coluvial** (Figura 6) está situada entre as cotas de 560-800m, com cobertura vegetal bastante densa em grande parte de sua área, pouco dissecada. Apresentam anfiteatros e leques coluviais intercalados lateralmente, sotopostos a escarpa rochosa e sobre a encosta dissecada, formadas pela erosão remontante atribuída às cabeceiras de drenagem que afloram nesta superfície, no contato entre as Formação Exu e Formação Santana. É constituída por material elúvio-coluvial grosso oriundo da queda de blocos das

escarpas e retrabalhados superficialmente, podendo ser possível encontrar material regolítico nas cotas de menor declividade e mais aplainadas.

Figura 6 - Encosta conservada com cobertura elúvio-coluvial. Foto: Ranulpho (2015).

A unidade **Encosta dissecada com cobertura coluvial** corresponde à unidade inferior da encosta, situada entre as cotas 450-560m, alongando-se em alguns pontos até os vales. São controladas por dois fatores estruturantes, uma extensa cobertura coluvial inconsolidada sob forma de avental e leques (Figura 7) e controle do nível de base regional exercido pela drenagem que atua na redistribuição dos sedimentos ativamente erodidos na encosta. A quebra de gradiente entre a base da unidade e os níveis de pedimentos da depressão apresentam morfologia de colinas transicionais convexo-côncavas (Figura 8), indicando contínuo retrabalhamento lateral dos sedimentos coluviais em direção aos principais eixos de drenagem.

Figura 7 – Cobertura coluvial em forma de leque. Foto: Ranulpho (2015).

Figura 8 – Encosta dissecada com superfície colinosa. Foto: Ranulpho (2015).

A unidade **Planície aluvial** (Figura 9) encontra-se topograficamente entre o nível de base (350m) até a cota de 450m em contato com a encosta dissecada. Em resposta ao escoamento superficial de grande quantidade de sedimentos oriundos das encostas, principalmente nos períodos chuvosos, esta unidade apresenta em alguns pontos uma extensão lateral considerável, devido à grande descarga destes sedimentos. Os processos formativos desta planície são influenciados pela litologia e efeitos orográficos atuantes no microclima subúmido, além dos canais naturais que correm das encostas, contrastando com o semiárido adjacente.

Figura 9 – Planície Aluvial do rio Salamanca, Barbalha/CE. Foto: Lima (2015).

A unidade **Maciço estrutural dissecado** trata de feições geológicas constituídas por rochas pré-mesozóicas do tipo granitóide cinzento, que ocorrem na borda da Bacia Sedimentar do Araripe, possivelmente exumadas pela erosão regressiva, separadas em duas estruturas. Esta unidade é controlada por falhas de direção predominante SO-NE, orientadas em direção ao lineamento Patos, controlando o limite norte da bacia. Apresentam uma morfologia pouco dissecada condicionada pelo arranjo de falhas que os cortam, capeados por depósito de tálus descontínuos em suas bases. A primeira estrutura mais a leste da área de estudo apresenta uma altimetria aproximada de 600m, sem a presença de capeamento sedimentar no topo. O maciço adjacente ao planalto sedimentar apresenta uma altimetria máxima de 750m conectando-se à cimeira da chapada, capeado por sedimentos do Grupo Araripe (Figura 10).

Figura 10 – Maciço estrutural a leste da área de estudo (A); Maciço adjacente ao planalto sedimentar (B). Foto: Ranulpho (2015).

A unidade **Glacis dissecados com cobertura coluvial** (Figura 11), denominação esta se referindo à caracterização de formas suaves sobre material inconsolidado, descreve as feições suavemente planas, estruturada sobre um material inconsolidado espesso. Delimitada pelas cotas altimétricas entre 350 a 450m, ocorre em contato com a encosta dissecada - planície aluvial e com a superfície colinosa com cobertura elúvio-coluvial.

Figura 11 – Glacis dissecados com superfície colinosa à esquerda. Foto: Ranulpho (2015).

A unidade **Superfície colinosa com cobertura elúvio-coluvial** (Figura 12) distribui-se espacialmente formando um conjunto de colinas individualizadas das encostas do planalto sedimentar, com coberturas elúvio-coluviais. Apresentam um conjunto de formas com topos aplainados circundados por encostas de declividade suave, com diferença altimétrica em relação ao fundo dos vales de aproximadamente 40m, formando pequenos divisores de águas cuja dinâmica é condicionada pela ação do escoamento superficial que modela a superfície.

Figura 12 – Superfície colinosa ao fundo com material coluvial em primeiro plano. Foto: Ranulpho (2015).

A unidade **Pedimento dissecado com cobertura eluvial** (Figura 13) ocorre entre as cotas 360 a 400 m, na porção mais a norte-nordeste da área, formando áreas

moderamente planas que balizam as superfícies mais elevadas e os vales, funcionando como área de transporte de material para a rede de drenagem. Os pedimentos transitam para as superfícies mais elevadas formando um perfil côncavo-planar.

Figura 13 – Pedimento dissecado em primeiro plano com vista da Serra da Mãozinha e chapada do Araripe à direita. Foto: Ranulpho (2015).

A unidade **Encosta rochosa dissecada sobre embasamento cristalino** ocorre entre as cotas de 500 a 590m, junto à encosta conservada e ao maciço estrutural, delimitando a borda N-NO da bacia sedimentar. Atua como superfície de transporte dos sedimentos do planalto sedimentar, os quais encontram-se alojados em alvéolos contidos em sua base. Micaxistos, metarritmitos e metavulcânicas são rochas que a estruturam.

2.5 CLASSIFICAÇÃO DOS SOLOS

Nas áreas planas da bacia sedimentar os solos são mais desenvolvidos, enquanto os terrenos cristalinos e sedimentares escarpados apresentam solos mais rasos. Estas características e a composição do material sedimentar têm forte influência na formação de solos pedogeneticamente bem desenvolvidos, como o Latossolo e Argissolo, a solos pouco desenvolvidos como os Neossolos. A descrição apresentada foi baseada nos dados de solos da Funceme (2012) e na caracterização topográfica de Lima (2014) (Figura 14).

Os latossolos são solos constituídos por material mineral, com horizonte B latossólico abaixo do horizonte A e morfologicamente apresentam perfis profundos a muito profundos, porosidade elevada, bem drenados e pequena diferenciação entre os horizontes que possuem apenas o horizonte A de fácil identificação, em decorrência do escurecimento proveniente do acúmulo de matéria orgânica (LEPSCH, 2002;

EMBRAPA, 2006). Na superfície de cimeira da chapada a 960 metros de altitude, encontram-se o Latossolo Amarelo distrófico típico e úmbrico, apresentando horizonte A moderado e proeminente e textura argilosa; apresenta ainda inclusões de Argissolo Amarelo distrófico típico e Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico típico (LA4). Em pontos isolados ainda na cimeira da chapada próximo às escarpas, encontra-se Latossolo Amarelo Distrófico típico, com horizonte A moderado, textura média e argilosa, com inclusões de Argissolo Amarelo distrófico típico, Neossolo Quartzarênico Órtico típico e afloramentos de arenito (LA1), característicos das escarpas rochosas da formação Exu.

Os neossolos litólicos são solos não hidromórficos, pouco desenvolvidos, rasos a muito rasos e, muitas vezes, cascalhentos/pedregosos. Minerais primários se mantém no perfil devido à baixa evolução pedogenéticas, podendo ser classificados como eutróficos ou distróficos dependendo do material de origem (PRADO, 2008). Na porção mais escarpada, a 860 metros de altitude, além do afloramento rochoso, encontram-se uma associação de Neossolo Litólico distrófico típico (RL1), com textura média, e Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico típico com textura argilosa e média/ argilosa, ambos com horizonte A moderado. Esta associação apresenta inclusões de Neossolo Litólico Eutrófico fragmentário e Argissolo Vermelho-Amarelo eutrófico típico (RL2).

Os argissolos**,** solos não hidromórficos e mediamente profundos a profundos, apresentam perfis bem diferenciados com uma sequência de horizonte A, Bt e C ou A, E Bt e C (JACOMINE *et al*., 1973). São definidos pela existência do horizonte Bt resultante do acúmulo de argila em profundidade, proveniente da mobilização e perda de argila do horizonte superficial. Nas porções baixas da encosta, entre 560 e 450 metros de altitude, sobre relevo com características de declividade moderada, fase pedregosa e rochosa, encontra-se uma associação complexa de grupos indiferenciados de Neossolos Litólicos de textura arenosa, média e argilosa, mais grupo indiferenciado de Argissolo Vermelho e Argissolo Vermelho- Amarelo, ambos de textura argilosa/ média sobre relevo suave ondulado a fortemente ondulado; mais grupo indiferenciado de Latossolo Vermelho-Amarelo eutrófico típico e Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico típico, ambos de textura argilosa e média, sobre relevo suave ondulado a fortemente ondulado. Todos com horizonte A moderado, com inclusões de Neossolo Flúvico Eutrófico típico e afloramentos de rocha (RL1).

A 450 metros de altitude, encontra-se uma associação indiferenciada de Argissolo Vermelho / Argissolo Vermelho- Amarelo, ambos textura arenosa-média mais Latossolo Vermelho - Amarelo distrófico típico, de textura média mais Neossolo

Quartzarênico Órtico típico, todos com horizonte A moderado. Apresentam inclusões de Argissolo Vermelho- Amarelo e Cambissolo Háplico (PV1).

Os neossolos flúvicos, são solos resultantes de sedimentos aluviais recentes transportados e depositados em camadas estratificadas, cujos estratos não apresentam relações pedogenéticas e não refletem a característica da rocha local. São de baixa evolução pedogenética, moderadamente a muito profundos, com drenagem comumente imperfeita ou moderada. Raramente observa-se a formação de um B incipiente. Ainda podem ser eutróficos e distróficos, dependendo das características do material depositado (JACOMINE *et al*., 1973; EMBRAPA, 2006).

Nas planícies aluviais ao longo das principais drenagens, com altitude que varia entre 450 e 350 metros e direção predominantemente SW-NW, encontra-se uma associação entre os solos Neossolo Flúvico e Vertissolo Háplico órtico típico, com horizonte A fraco e moderado, textura argilosa. Apresentam inclusões de Planossolo Háplico eutrófico solódico e Cambissolo Flúvico Eutrófico típico (RY3). Na porção noroeste da bacia, sobre relevo suavemente ondulado, a 400 metros de altitude, encontra-se uma associação de Neossolo Quartzarênico mais o grupo indiferenciado de Argissolo Vermelho e Argissolo Vermelho-Amarelo, ambos com textura arenosa/média e todos com horizonte A fraco. Apresentam inclusões de Latossolo Amarelo Eutrófico típico e Neossolo Flúvico Psamítico típico (RQ1).

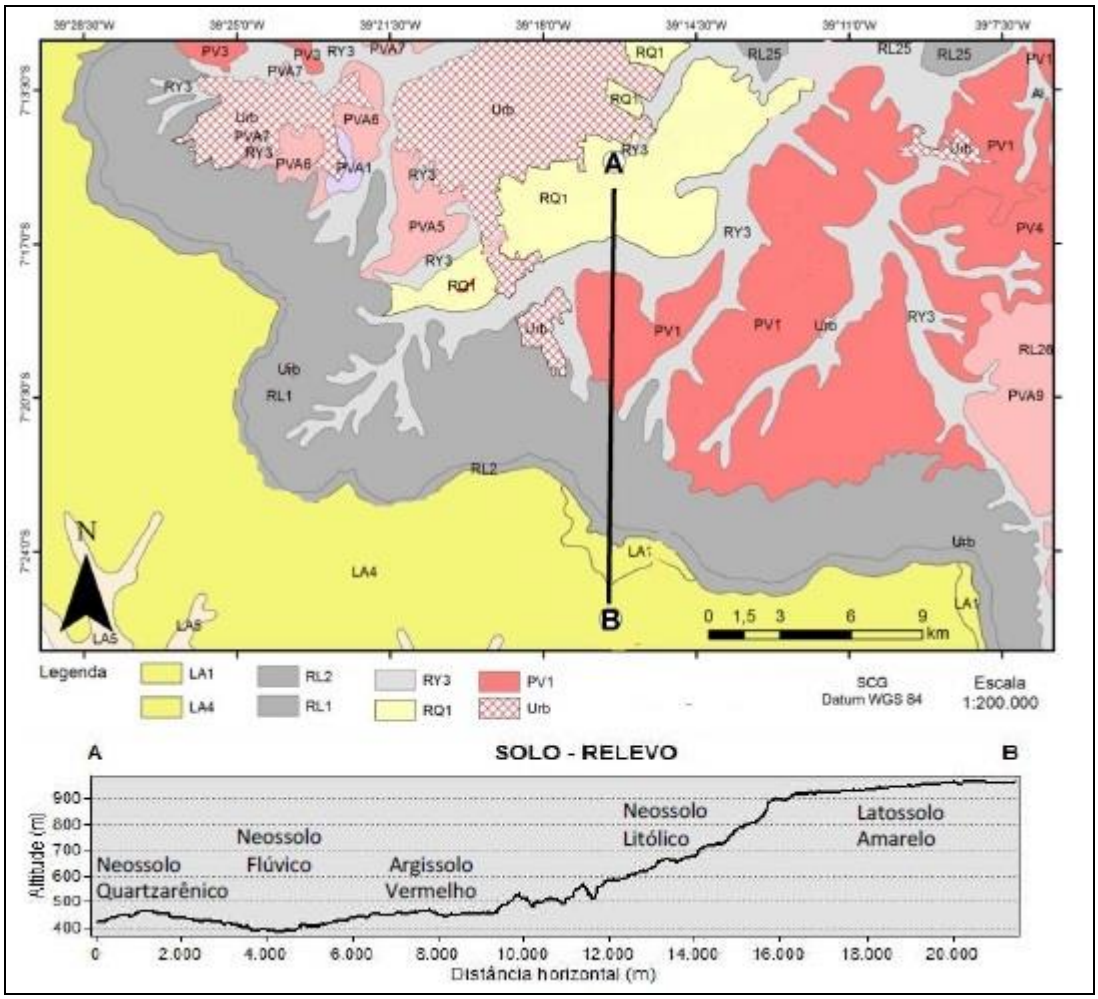


Figura 14 – Mapa de solos da face nordeste da chapada do Araripe (Adaptado de Lima, 2014).

2.6 CARACTERIZAÇÃO DAS FITOFISIONOMIAS

A vegetação xerófila da caatinga é predominante no semiárido nordestino principalmente nos espaços intermontanos aplainados durante o Quaternário. A vegetação presente no Planalto Sedimentar do Araripe apresenta particularidades dentro do contexto semiárido no entorno desta morfoestrutura, com uma distribuição remontante a questões fitogeográficas para a região. As chuvas orográficas a barlavento deram condições de ambiente mais úmido para o desenvolvimento de uma mata úmida na superfície de cimeira e na sua encosta conservada. A particularidade na fitofisionomia da chapada do Araripe está na presença de fitofisionomias como o Carrasco, Cerrado e Cerradão.

Nos patamares superiores e parte da encosta conservada está desenvolvida a Floresta Úmida Semi-perenifólia (LIMA *et al*., 1983) ou Floresta Subperenifólia Tropical Pluvio-Nebular (MMA, 1999), constituída por vegetação lenhosa de médio porte, com árvores de 11 a 15 metros de altura, troncos alongados e ramificações altas, apresentando um sub-bosque de vegetação densa, composto pela regeneração natural. É influenciada pelos ventos úmidos a barlavento e a ressurgência das águas subterrâneas que garante a permanência da vegetação florestal (Figura 15).

As Matas Secas ou Floresta Subcaducifólia Tropical Pluvial (MMA, 2009) localizam-se nos patamares inferiores da chapada, sobre áreas mais aplainadas. Originalmente predominava o estrato arbóreo-arbustivo, diferenciando-se da caatinga pela composição florística com árvores de grande porte, entremeando as formações vegetais da mata úmida e caatinga arbórea (Figura 15).

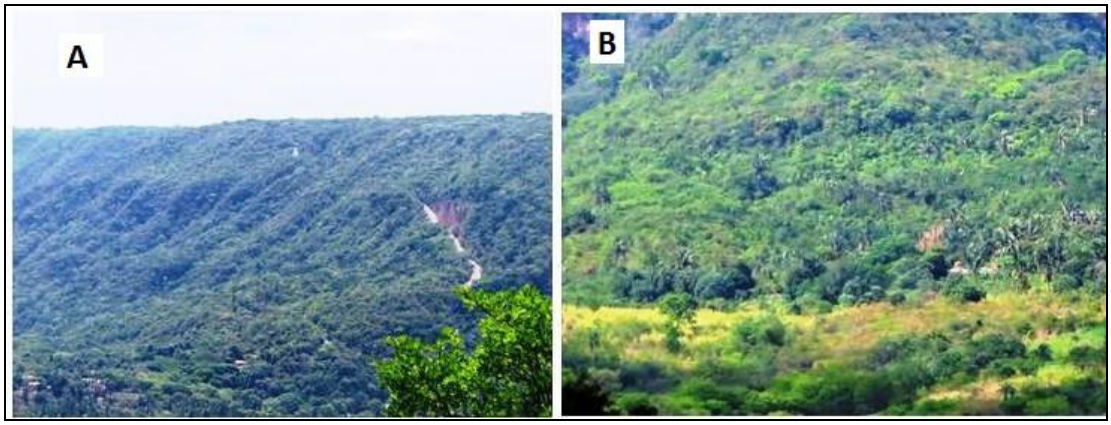


Figura 15 – (A) Mata Úmida ou Floresta Subperenifólia Tropical Pluvio-Nebular; (B) Floresta Subcaducifólia Tropical Pluvial ou Matas Secas. Foto: (Ranulpho 2015).

A Floresta Subcaducifólia Tropical Xeromorfa - Cerradão (Figura 16) está localizada no topo da Chapada, entre 800 e 100 metros de altitude. É uma formação de transição entre Floresta Úmida e Cerrado, com uma vegetação lenhosa mais esparsa, de médio porte com altura máxima de 11 m, composta por elementos com fustes retilíneos e/ou tortuosos, bastante ramificados, sub-bosque com pequena incidência de regeneração natural com solos recobertos por gramíneas. Como características estruturais externas das espécies vegetais mais arbóreas, nota-se caules retilíneos, copas que se superpõem, folhas largas, brilhantes e persistentes (LIMA *et al*., 1983; MMA, 1999).

O Cerrado (Figura 16) apresenta estrutura arbóreo-arbustiva aberta, caules tortuosos, altura média de 4m, caráter semicaducifólio e estrato herbáceo denso (MMA, 1999). Esta unidade distribui-se de forma esparsa e contígua ao cerradão e carrasco, apresentando uma vegetação formada por maciços intercalados por grandes clareiras, com solo descoberto ou sob uma cobertura rala de gramíneas. Estes maciços apresentam árvores tortuosas de médio e pequeno portes, com cascas rugosas e um sub-bosque arbustivo denso (LIMA *et al*., 1983).

Figura 16 – (A) Floresta Subcaducifólia Tropical Xeromorfa – Cerradão; (B) Cerrado. Foto: Ranulpho (2015).

O Carrasco é formado por uma vegetação arbóreo-arbustiva de pequeno porte, densa, apresentando um xeromorfismo acentuado, com espécies caducifólias que alcançam uma altura máxima de 5 metros (Figura 17). Ocorre em pequenas extensões no topo da chapada, na porção sudoeste, com formação vegetal caducifólia densa com copas distribuídas cerradamente e entrelaçadas por trepadeiras em toda a estrutura aérea da vegetação lenhosa. O carrasco desenvolve-se associado ao reverso de unidades de relevo desenvolvido em rochas sedimentares e em solos arenosos com certo teor de umidade. No carrasco, predominam arbustos microfanerofotíticos e trepadeiras lenhosas. Sua fitofisionomia distingue-o da caatinga, que não tem trepadeiras lenhosas, e do cerradão, onde predominam árvores mesofanerofíticas. O carrasco caracteriza-se como um tipo próprio de vegetação, diferente da caatinga, do cerradão e da floresta. (ARAÚJO, 1998).

A Floresta Caducifólia Espinhosa (caatinga) ocorre na área semiárida, principalmente em baixas altitudes, com vegetação xerófila dominante, apresentando variações fisionômicas e florísticas (Figura 17). Conforme as variações fisiográficas e climáticas, a fisionomia da caatinga pode variar quanto ao porte e à densidade, tendo como condicionante principal a precipitação pluviométrica. (ARAÚJO, 1998). Pode ser

classificada em três tipos de acordo com seu porte e densidade: Caatinga Arbustiva com porte de até 3 metros, Caatinga Arbustiva-arbórea, mais densa e com espécies de maior porte que a arbustiva, e Caatinga Arbórea com o porte mais elevado, acima de 5 metros, localizada nos patamares inferiores no contato com as áreas mais baixas do relevo. Neste tipo de caatinga, as espécies apresentam uma espessura de caule maior e a densidade dos indivíduos é menor que nas caatingas arbustivas e semi-arbustivas (MMA, 1999).

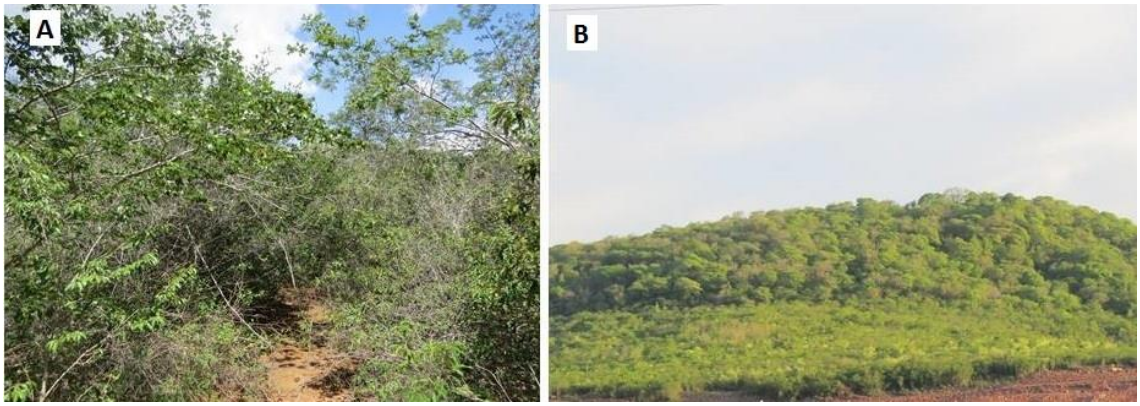


Figura 17 – (A) Vegetação de Carrasco; (B) Vegetação de Caatinga arbustiva-arbórea. Foto: Ranulpho(2015).

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 DA GEOLOGIA ESTRUTURAL ÀS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS NA FORMAÇÃO DO RELEVO NORDESTINO A PARTIR DA MORFOESTRATIGRAFIA E DA GEOCRONOLOGIA

As unidades geomorfológicas que integram o relevo continental do Nordeste, apresentam estruturas pré-gondwânicas e principalmente pós-gondwânicas, período em que movimentos tectônicos interiores – intraplaca - atuaram na reativação de falhas e lineamentos os quais regem a distribuição das morfoestruturas presentes no relevo Nordestino. Este contexto geológico está embasado no domínio geológico-estrutural denominado Província Borborema.

3.1.1 Província da Borborema

A Província Borborema é um domínio geológico-estrutural localizado no Nordeste Oriental do Brasil, limitado a sul pelo Cráton do São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a norte e leste pelas bacias sedimentares da margem costeira (ALMEIDA, 1977). É caracterizada por terrenos de litologias diferentes separadas por falhas e lineamentos, de direção predominante nordeste-sudoeste e leste-oeste, tendo sua evolução geológica desde o éon Arqueano ao Fanerozóico. Composta por vários terrenos arqueanos, a província Borborema agrupa litologias metamórficas e ígneas, tendo sobre o substrato pré-cambriano diversas bacias sedimentares paleozoicas e cretáceas. (MAIA & BEZERRA, 2014).

Estruturados durante a Orogênese Brasiliana, seu arcabouço tectônico foi inicialmente descrito como um conjunto de maciços e sistemas de dobramentos, descritos posteriormente como resultado da ocorrência e superposição de vários processos orogenéticos. Os processos tectônicos são atribuídos à aglutinação de terrenos alóctones de origens diferentes separados por grandes zonas de cisalhamento. Durante a evolução da província no período pré-cambriano, ocorreram rifteamentos e formação de grábens e deposição de sedimentos, surgimento de zonas de cisalhamento relacionadas com a intrusão de rochas granitoides, marcando assim a Orogênese Brasiliana, relacionados com a amalgamação do Supercontinente Gondwana (OLIVEIRA, 2008) (Figura 18).

Diferentes blocos crustais foram soerguidos ao longo dos lineamentos principais como resultados de reativações das zonas de cisalhamento, associados a reajustes isostáticos pós-tectonismo no final da Orogênese. A reativação destas zonas de cisalhamento entre o Jurássico superior ao Cretáceo Inferior formaram riftes os quais resultaram nas bacias sedimentares interiores (Bacia do Recôncavo, Tucano, Jatobá, Araripe, Rio do Peixe e Igatu) e as bacias costeiras da margem Atlântica (Ceará, Potiguar, Pernambuco, Paraíba e Sergipe-Alagoas) (MAIA & BEZERRA, 2014).

Com a fragmentação da Pangea e a formação do Oceano Atlântico, o interior continental foi submetido a soerguimento e erosão durante a fase de reestabilização pós-cretácea, resultando sucessivos eventos tectônicos influenciados pelas falhas do embasamento subjacente, formando os depósitos sedimentares. As estruturas desenvolvidas durante o tectonismo atuante no final do Ciclo Brasiliano até o Cretáceo originaram falhas pré, sin e pós deposicionais na área das bacias sedimentares (MAIA & BEZERRA, 2014).

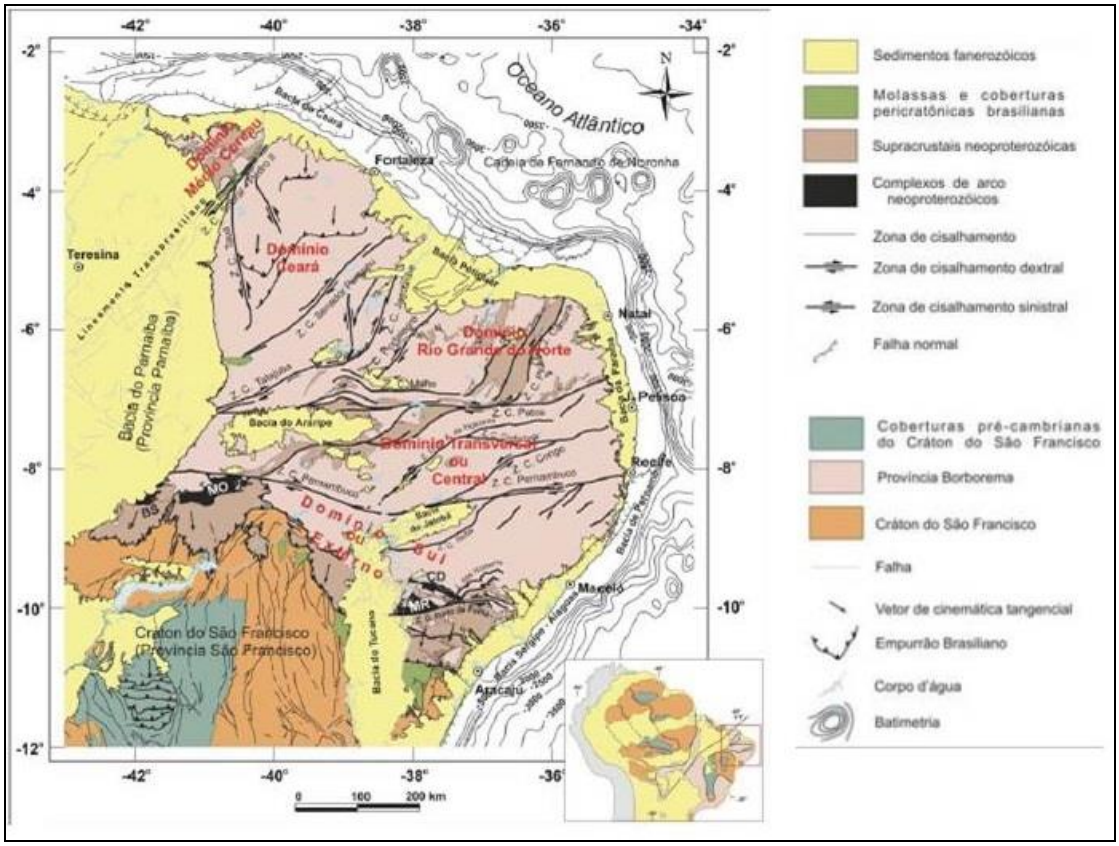


Figura 18 – Domínios tectônicos da Província Borborema (Adaptado de Oliveira, 2008).

As principais formações topográficas resultantes dos eventos de epirogênese ocorridos na Província Borborema são o Planalto da Borborema, a Depressão Sertaneja, a Chapada do Araripe e os platôs residuais capeados por sedimentos siliciclásticos da Formação Serra dos Martins. Durante a evolução do Planalto da Borborema no Cenozóico, as discordâncias erosivas no Turoniano Médio e no Campaniano Superior da Bacia Potiguar, foram os primeiros eventos de soerguimento ocorrido em 90-75 milhões de anos AP., responsáveis pela formação do relevo da Chapada do Araripe (formações Santana e Exu) (JARDIM DE SÁ *et al*., 2005).

O aplainamento do relevo da Superfície Borborema possibilitou a sedimentação da Formação Serra dos Martins com deposição após 70 milhões de anos AP. durante o Pós-Campaniano até o Paleoceno ou Eoceno. A elevação da Superfície Borborema, concomitante com os sedimentos da formação Serra dos Martins, desencadeou uma nova superfície de aplainamento, originando patamares expostos denominados Superfície Cariris Velhos. Com o aplainamento desta superfície, iniciou-se a dissecação da Formação Serra dos Martins, depositando em grábens intercalados por rochas magmáticas os sedimentos que originaram a Formação Campos Novos (Oligoceno-Plioceno). A partir do Mioceno-Plioceno ocorreram novos ciclos de denudação, formando depósitos correlativos dos sedimentos da Formação Barreiras depositados na Superfície Sertaneja e nos Tabuleiros costeiros. (OLIVEIRA, 2008).

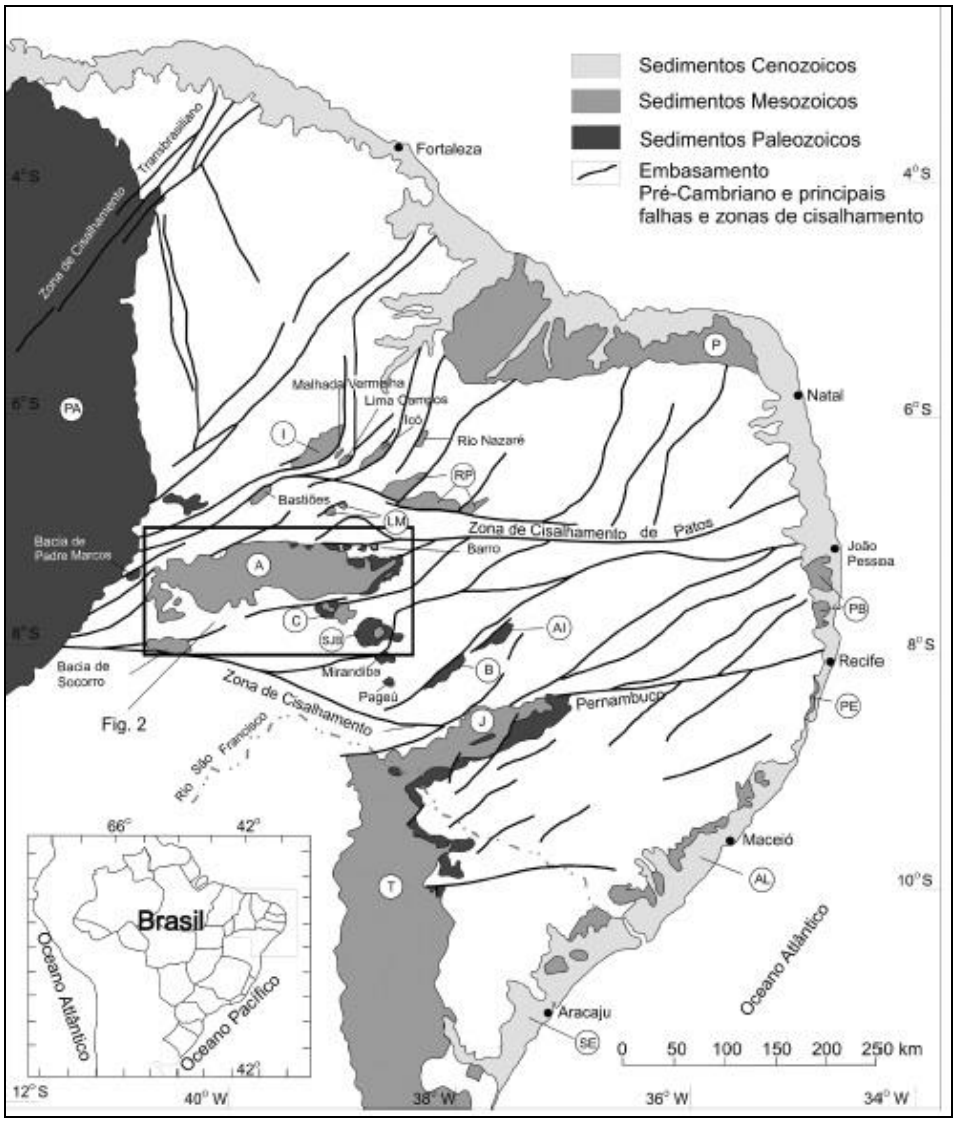
3.1.2 Bacias Sedimentares Intracratônicas: formações no interior do Nordeste brasileiro

A Província Borborema é formada por diferentes domínios estruturais do embasamento cristalino que se encontram intensamente deformados por zonas de cisalhamento reativadas no período Eocretáceo, durante o processo de rifteamento intracontinental mesozóico, condicionando a estruturação interna das bacias sedimentares intracratônicas (CASTRO &CASTELO BRANCO, 1999).

As Bacias Interiores do Nordeste do Brasil (Figura 19) foram geradas como resposta a esforços tectônicos associados ao rifteamento que moldou a atual margem continental, e que foi fortemente controlado por estruturas pré-cambrianas pré-existentes no embasamento da província Borborema, propiciando a geração de depressões onde foram acumulados sedimentos, que hoje constituem restos de bacias distribuídas isoladamente ao longo da região circundada pelas bacias Potiguar, Parnaíba e Tucano-Jatobá (GARCIA, 2009).

Com a reativação de zonas de cisalhamento no Jurássico superior e no Cretáceo inferior, formaram-se rifites que resultaram na formação das bacias sedimentares, que representam áreas de crosta capazes de receber e fixar uma espessura de sedimentos considerável (ALMEIDA, 1977). As bacias costeiras da margem Atlântica circundam de SE a NE a província Borborema pelas bacias sedimentares de Sergipe-Alagoas, de Pernambuco, da Paraíba e a bacia Potiguar, formadas por sedimentos cenozóicos. Na porção oeste da província Borborema, está inserida a bacia do Parnaíba, uma sinéclise de sedimentos paleozóicos tendo a morfoestrutura de cuesta da Ibiapaba no seu limite leste. A bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá se insere no sul da província, formada por um sistema de grábens de direção N-S, compreendendo estas três bacias, separadas por altos do embasamento cristalino.

Controladas por reativações dos alinhamentos estruturais das rochas do embasamento Pré-Cambriano, as bacias intracratônicas são áreas sedimentares cretáceas ligadas aos processos tectônicos após a abertura do oceano Atlântico. Estão inseridas entre grábens e meio grábens originados a partir de falhas normais, ocasionados por um regime de transcorrência e esforços tracionais, apresentando sequências sedimentares distintas, caracterizadas pela ampla variedade de fósseis de invertebrados, vertebrados e vegetais. Com a individualização de riftes desenvolvidos ao longo de zona de falhas no embasamento pré-cambriano, surgiram pequenos lagos tectônicos que captavam a rede de drenagem e mesmo possuindo uma evolução tectono-sedimentar própria, sugere-se uma ligação física entre eles devido à estreita semelhança litofaciológica entre os depósitos, refletindo o mesmo regime tectônico, climático e processos sedimentares atuantes (CARVALHO, 2000).



A: Araripe; PA: Parnaíba; I: Iguatu; RP: Rio do Peixe; LM: Lavras da Mangabeira; C: Cedro; SJB: São José do Belmonte; B: Betânia; AI: Afogados da Ingazeira ou Fátima; J: Jatobá; T: Tucano; P: Potiguar; PB: Paraíba; PE: Pernambuco; AL: Alagoas; SE: Sergipe.

Figura 19 - Bacias sedimentares Fanerozóicas do Nordeste, identificadas as bacias intracratônicas (FRAMBINI et *al.*, 2013). Em destaque a bacia sedimentar do Araripe.

No início do Neógeno e o Mioceno, na margem oriental da bacia sedimentar do Meio-Norte ocorreu a desnudação parcial das formações lacustres e marinhas cretáceas, formando uma rede hidrográfica exorreica estimulada pela epirogênese positiva no rebordo leste da grande bacia, auxiliando o entalhamento da cobertura sedimentar que preenchia a plataforma cristalina aplainada, entre a porção ocidental da Borborema e a região de Ibiapaba. A Chapada do Araripe é o único testemunho mais pronunciado de terrenos sedimentares que restou no meio da antiga peneplanície cristalina. No sertão do Nordeste oriental pequenos remanescentes

estruturais indicam a extensão do antigo capeamento sedimentar existente na região, mesmo que não tão soerguidos (MAIA & BEZERRA, 2011).

3.1.3 Das superfícies de erosão aos ciclos de aplainamento: geomorfologia estrutural

A disposição atual das morfoestruturas na região Nordeste sugerem, em escala regional, um relevo com morfogênese originada por processos erosivos (epirogenéticos positivos) influenciados por processos de soerguimentos e pelo ativamento das falhas do embasamento subjacente que atuaram no final do ciclo brasiliano até o cretáceo. Os primeiros estudos a cerca da evolução geomorfológica do Nordeste têm se baseado no modelo de pediplanação com a morfologia como resposta ao soerguimento uniforme e concomitante desenvolvimento de superfícies de erosão proposto por King (1956), que atribuiu a evolução da paisagem no Brasil a partir de processos cíclicos de pediplanação pela regressão lateral das escarpas, sob condições de estabilidade tectônica prolongadas, resultantes da interação dos processos degradacionais, agradacionais e tectônicos. O autor descreve que a paisagem brasileira evoluiu pela regressão das escarpas e pedimentação de forma escalonada, progredindo para o interior do continente, permanecendo as superfícies aplainadas estáticas até o surgimento de um novo soerguimento do bloco subcontinental, escalonando as superfícies e quebrando o ciclo anterior, desenvolvendo uma nova pediplanície (Figura 20).

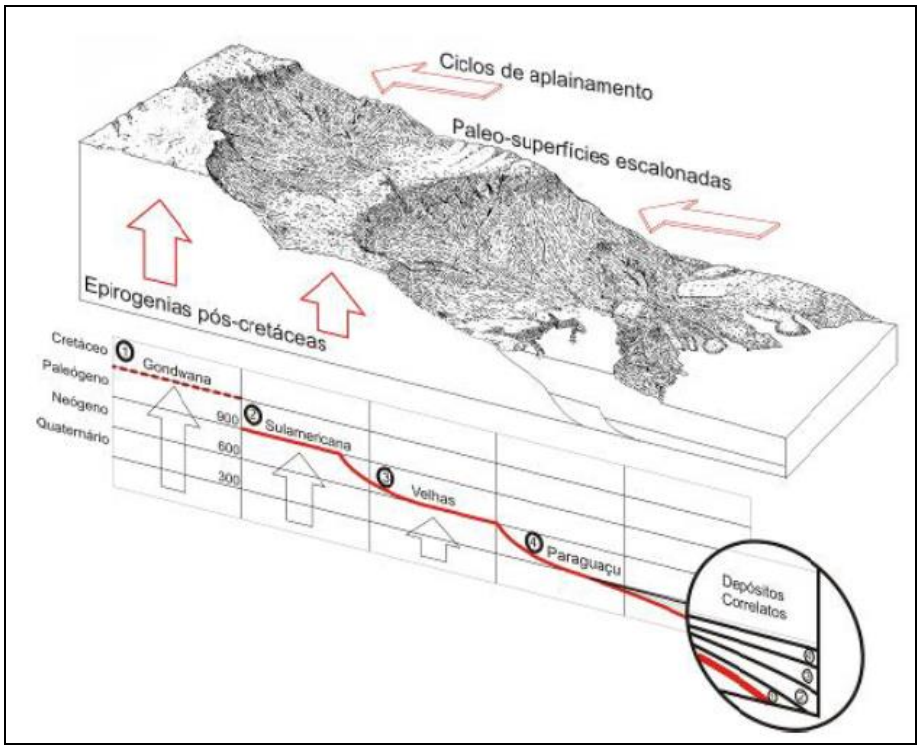


Figura 20 – Bloco diagrama exemplificando os modelos de pediplanação e escalonamento de superfícies (Maia & Bezerra, 2010).

Em seu trabalho sobre a geomorfologia do Brasil oriental, King (1956) descreve os seguintes níveis de superfícies escalonadas para o Brasil: Superfície Fóssil (Carbonífera), predominantemente de sedimentação sobre uma massa continental em subsidência e que sofreu uma glaciação antiga; Superfície Desértica (Triássico Superior), aparentemente de grande extensão e de relevo baixo, representada pela base da série Botucatu, de pouca significação na paisagem moderna; Gondwana (Cretáceo Inferior), parte da antiga topografia do continente austral Gondwana, antes da abertura do Atlântico; a Pós-Gondwana (Cretáceo Superior), que permaneceria como a superfície mais alta, formando uma zona de terrenos acidentados entre um remanescente da superfície Gondwana; Superfície Sul-Americana (Terciário Inferior), dissecada a partir do Paleoceno pelas superfícies subsequentes; Superfícies Velhas (Terciário Superior), caracterizadas por uma paisagem pedimentada com remanescentes semelhantes à inselbergs, raramente com aplainamento generalizado, sob formas de vales que dissecam o ciclo anterior com extensa sedimentação costeira da Formação Barreiras. Superfície Paraguaçu (Quaternário), cujas evidências morfológicas só aparecem ao longo de sistemas fluviais de menor extensão que atingem diretamente o mar.

O modelo de pediplanação proposto descreve que quanto maior a altitude, mais antiga é a superfície, sendo as superfícies de menor altitude, mais recentes, fazendo assim a correlação das superfícies de erosão e a idade do material. O último estágio evolutivo da paisagem seriam os aplainamentos, registros de ciclos erosivos pretéritos pelo recuo lateral das escarpas gerando os pedimentos, acompanhados por fases de dissecação e pediplanação conduzidos por climas secos (GURGEL, 2012).

Os níveis de topos do Nordeste do Brasil foram definidos em superfícies erosivas crono-correlatas a partir dos postulados de King, propostos por Bigarella & Andrade (1965). Estes níveis seriam denominados de pediplanos (Pd), descritos em sequência decrescente em Pd3, Pd2, Pd1, P2 e P1, sendo o Pd3 a superfície mais antiga e elevada e o P1 o nível de pedimentação, e/ou formação de terraços aluviais, mais recente e topograficamente mais rebaixados (CORREA *et al*., 2010).

Diversos trabalhos pioneiros de diferentes modelos de evolução e superfícies de aplainamento foram amplamente divulgados como interpretação da morfologia do relevo proposto por King (1956), Ab'Saber e Bigarella (1961), Bigarella (2003), Andrade e Lins (1965), Mabesoone e Castro (1975). Correa *et al*. (2001) descrevem que King defende que o estabelecimento de um novo ciclo de processos denudacionais é desencadeado a partir de processos tectônicos, enquanto Mousinho e Bigarella (1965) defendem que as alternâncias paleoclimáticas ligadas às variações entre o semiárido e o úmido tem grande influência nos ciclos de aplainamento.

Tavares (2015), supondo que os níveis mais elevados do Nordeste brasileiro correspondem às superfícies mais antigas, correlacionando estes níveis ao Planalto da Borborema, descreve que níveis acima dos 1.000 metros de altitude estariam associados à superfície Pós-Gondwana de King, Pd3 de Bigarella ou superfície Borborema de Mabesoone & Castro (1975), níveis de cotas mais elevadas e de dissecação mais forte desenvolvidos entre Albiano e o Oligoceno. Representam as superfícies de topos do Planalto da Borborema. Os aplainamentos intermediários estão em altitudes entre 650 e 900 metros, equivalentes à superfície Sul-Americana de King, o pediplano Pd2 de Bigarella ou superfície Sulamericana de Mabesoone & Castro. Esta superfície equivale a um nível inferior localizado restritamente no interior do planalto, denominado pelos autores como superfícies Cariris Velhos ou Soledade, do Mioceno. A superfície de aplainamento geral do Planalto da Borborema ocorre entre 350 e 600 metros de altitude. Este nível corresponde à superfície Sertaneja de Mabesoone & Castro, Superfícies Velhas de Lester King ou Pd1 de Bigarella. Esta superfície geral teve a sua idade inferida a partir dos sedimentos da Formação Barreiras do Plio-Pleistoceno, constituindo o aplainamento mais recente consumado

da região. O aplainamento geral foi entalhado durante o Neógeno a partir dos vales fluviais, dando origem a dois níveis de terraços e pedimentos, estes níveis correspondem ao ciclo polifásico Paraguaçu, cuja evolução no Nordeste brasileiro estaria vinculada às glaciações quaternárias nas altas e médias latitudes (Figura 21).

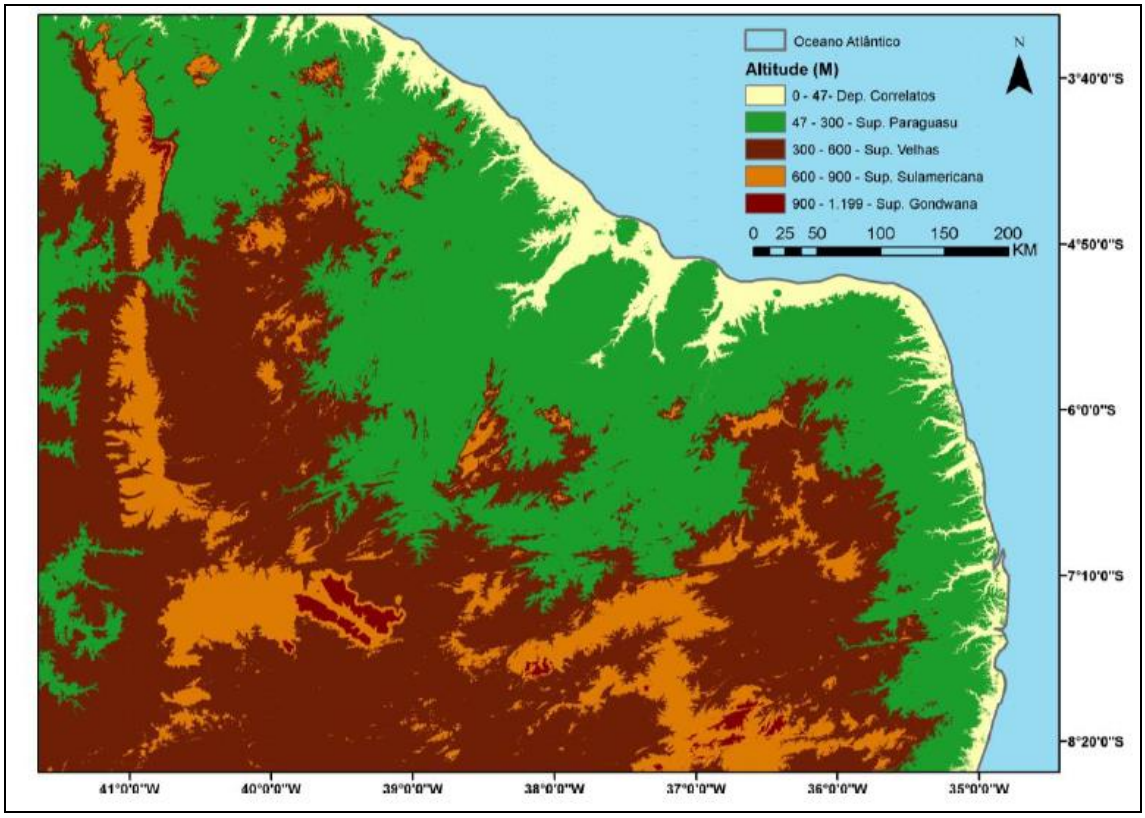


Figura 21 – Superfícies erosivas de King (1956) aplicadas ao relevo da região Nordeste (Tavares, 2015).

Corrêa *et al*. (2010), procuram enfatizar a importância dos componentes endógenos sobre a morfogênese da principal unidade do relevo nordestino brasileiro, o Planalto da Borborema. O enfoque morfoestrutural utilizado buscou reconstituir a influência dos mecanismos endógenos atuantes sobre a hierarquização regional dos compartimentos do relevo. Neste trabalho foi apresentada uma compartimentação do Planalto da Borborema em oito Unidades Morfoestruturais (Figura 22): Cimeira Estrutural São José do Campestre (1), Depressão Intraplanáltica Paraibana (2), Depressão Intraplanáltica Pernambucana (3), Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas (4), Depressão Intraplanáltica do Ipanema (5), Maciços Remobilizados Pernambuco-Alagoas (6), Maciços Remobilizados do Domínio da Zona Transversal (7) e Depressão Intraplanáltica do Pajeú (8).

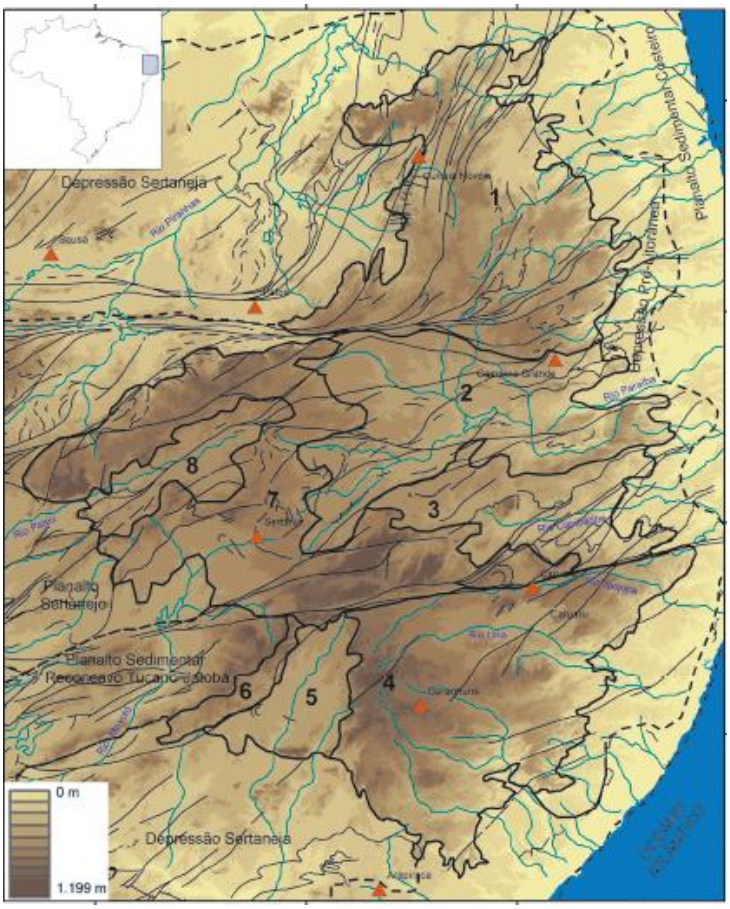


Figura 22 – Unidades morfoestruturais no planalto da Borborema (Corrêa *et al*., 2001).

Do ponto de vista metodológico, os autores concluem que a identificação de três níveis hierárquicos de compartimentos Morfoestruturais (macrodomo correspondente à Província Borborema incluindo suas bacias fanerozóicas, o planalto *stricto sensu* e seus compartimentos) coloca em dúvida a validade de alguns dos modelos clássicos de taxonomia das formas de relevo, que atribuem apenas um nível categórico para as unidades morfoestruturais supracitadas.

Peulvast e Claudino Sales (2003), a partir de uma reinterpretação das superfícies de aplainamento e análises de depósitos correlatos a estas superfícies, rede drenagem e interpretação do controle estrutural do relevo no estado do Ceará, propuseram a existência de três superfícies: Sertaneja, Cenomaniana (Jaguaribe) na porção central do anfiteatro de erosão e a Paleozóica (Ibiapaba) envolvendo o segmento oriental do estado, destacando superfícies antigas situadas em cotas rebaixadas, contradizendo a classificação de superfícies aplainadas escalonadas (MAIA *et al*., 2010). Ainda segundo os autores, "*Este estudo aponta para o valor da abordagem morfoestrutural para revisitar problemas clássicos da geomorfologia, tais*

como o significado de formas de relevo escalonado (identificação de paleosuperfícies do Cretáceo em vários níveis), e a idade e origem de superfícies de aplainamento".

Diante as teorias e classificações dos ciclos de aplainamento e escalonamento do relevo correlacionado às idades, Maia *et al*. (2010) ponderam que o princípio de relevo escalonado com superfícies mais antigas no topo não é aplicável em todo o Nordeste Brasileiro. Morais Neto & Alkmim (2001) pesquisaram a ocorrência de capeamentos sedimentares em cotas elevadas do Planalto da Borborema, apontada como evidência do soerguimento experimentado por aquela porção do escudo brasileiro durante o Cenozóico. Este estudo revelou que a formação Serra dos Martins sofreu um pulso de soerguimento sob a influência de um campo de tensões com forte componente compressional, concluindo que o soerguimento do Planalto da Borborema na área estudada deve ter sofrido a influência de mecanismos diversos, como variações no campo de tensões intraplaca associada à influência dos eventos magmáticos terciários daquela porção do nordeste brasileiro.

3.1.4 Morfoestratigrafia: a superposição de camadas sedimentares e os sedimentos de encosta como indicadores da dinâmica geomorfológica

Os processos de ciclos de erosão e ciclos de aplainamento influenciam diretamente na dissecação, processos de recuo de encostas, na formação de pedimentos escalonados na forma de elúvios e colúvios, carreando para os vales fluviais e formando os compartimentos aluviais. Esta dinâmica de processos erosivos e consequente sedimentação, em uma análise vertical de deposição de sedimentos, forma camadas as quais se sobrepõem de forma a "registrar" os ciclos de fluxos de detritos, movimentos de massa ou fluxos de lama, os quais cessando o processo erosivo e ou de carreamento dos sedimentos, ficam dispostos em camadas sedimentares.

O estudo destas camadas pode ser definido como morfoestratigrafia, a subdivisão de unidades sedimentares com base nas formas de superfície (HUGHES, 2007). Schumm (1977 *apud* Corrêa, 2001) define morfoestratigrafia como a associação entre os tipos de registros sedimentares e a dinâmica de evolução da paisagem, servindo de base para a reconstituição dos períodos de estabilidade e instabilidade ambiental. A descrição de camadas morfoestratigráficas pode indicar a disposição e ocorrência dos depósitos superficiais. As propriedades físicas e características mineralógicas indicam a individualização dos estratos inumados, assim

como as características micromorfológicas e sedimentológicas fornecem informações sobre os processos formativos dos depósitos (CORRÊA, 2001).

A partir da caracterização morfoestratigráfica e identificação dos depósitos correlatos, as camadas sedimentares sobrepostas apresentam discordâncias erosivas que podem ser identificadas por descontinuidades, distinguindo os diferentes depósitos de litologia similar superpostos, contíguos ou separados geograficamente. A deposição de sedimentos em unidades morfoestratigráficas formam feições com importante significado deposicional e correlação com o material de origem, criando as rampas de colúvio e terraços fluviais de acumulação, com formas topográficas associadas à deposição de material coluvial e aluvial, preservados nas reentrâncias do relevo como unidades fundamentais na compreensão da evolução geomorfológica (MOURA, 2008).

Os processos morfológicos, pedogenéticos e climáticos são evidenciados nas feições morfológicas comuns em regiões tropicais. São resultantes de transformações ocorridas principalmente no Quaternário a partir de processos de agradação, degradação e aplainamento de encostas, formando as feições como as rampas de colúvio (VITTE, 2005). Os depósitos de colúvios situam-se nas porções média e inferior das vertentes em encostas sujeitas a sucessivos ciclos de coluvionamento, que originam os chamados complexos de rampa, unidade morfológica mais ampla ligada às atividades deposicionais e erosivas do ciclo coluvial. (MENDES, 1984).

A partir de modelos propostos por Bigarella e Andrade (1965) e Mousinho e Bigarella (1965), Corrêa (2001) descreve que para a região Nordeste do Brasil os depósitos coluviais foram baseados nos modelos de evolução cíclica da paisagem, considerando os períodos climáticos de transição entre períodos secos e úmidos e consequente alternância na cobertura vegetal entre mosaicos de vegetação densa e vegetação aberta. Os processos erosivos removem material desde finos a cascalhos e fenoclastos nos pavimentos rochosos que, influenciados por processo pedogenéticos e erosão pluvial, atuam de forma cíclica entre alternância de clima seco e úmido, influenciadas por tempestades sazonais que caracterizam os regimes climáticos áridos e semiáridos, formando as sequências coluviais.

3.2 O PERÍODO QUATERNÁRIO CONTINENTAL NO NORDESTE DO BRASIL: DINÂMICA PALEOAMBIENTAL

O período Quaternário é um período geológico caracterizado pelas oscilações climáticas, como a glaciação dos continentes do hemisfério norte e consequente alternância dentro de ciclos glaciais e interglaciais que influenciaram todos os continentes. As superfícies de erosão estariam associadas a fases de clima seco, com chuvas concentradas, quando ocorreria a produção principal de sedimentos, correspondendo aos glaciais das regiões glaciadas, enquanto os encaixamentos da drenagem por incisão fluvial, que levariam ao escalonamento das superfícies de erosão, estariam ligados a fases de clima úmido, interglaciais. (MOURA, 2008).

O período Quaternário atualmente está classificado dentro do Éon Fanerozóico, na era Cenozóica, antecedido pelo período Neógeno, datando de seu início há 2,58 milhões de anos até o presente, dividido em duas épocas: O Pleistoceno, subdividido em estágio Gelasiano, Calabriano, Pleistoceno Médio e Pleistoceno Superior. A outra época é o Holoceno, classificado atualmente desde os últimos 11.700 anos até o presente, subdivido em períodos glaciais e interglaciais (*International Commission on Stratigraphy*, *2016*).

Os períodos glaciais e interglaciais, atuantes com maior intensidade no hemisfério norte, influenciaram mesmo as áreas que não sofreram glaciação, exercendo uma influência sobre o zoneamento climático da Terra e na variação do nível dos mares, refletindo na sedimentação marinha e deposição dos sedimentos hoje encontrados nos continentes. Dentre os ciclos climáticos, um período glacial com episódios menores referidos como estadial, corresponde ao avanço das geleiras. O período interestadial representa o período de recuo das geleiras causado pelo aumento de temperatura na Terra. Esta classificação se aplica apenas ao período Pleistoceno, época dentro do período Quaternário em que se encontram vestígios da ciclicidade destas unidades geoclimáticas (MENDES, 1984).

As oscilações climáticas dos períodos glaciais influenciaram na redução das temperaturas combinadas com uma redução da umidade, afetando a vegetação nos trópicos, levando ao isolamento de florestas em refúgios e a expansão de formações abertas. Nas terras baixas da América do Sul, durante o Holoceno a temperatura e a umidade não responderam ao mesmo tempo às mudanças ambientais globais. Com mudanças da cobertura vegetal e variações drásticas do clima desde o Último Máximo Glacial, como se percebe na diversidade dos arranjos modernos de vegetação e

domínios morfoclimáticos no Brasil, a continuidade desta dinâmica para o Quaternário superior é previsível, visto que ao longo dos últimos 10.000 anos os padrões de circulação atmosférica sobre o país sofreram mudanças consideráveis (CORRÊA, 2001).

3.2.1 O período Quaternário no Nordeste: reconstituição paleoambiental a partir da datação de sedimentos

A partir de estudos da dinâmica geomorfológica e paleoclimática, o período Quaternário pode ser reconstruído para a região Nordeste desde o Pleistoceno Médio, há 436 mil anos AP (SANTOS *et al*., 2012) até o Holoceno Inferior, há 450 anos AP (LIRA, 2014), com base nas pesquisas revisadas neste trabalho. Regiões como a bacia do rio São Francisco, a bacia do Parnaíba e principalmente o planalto da Borborema, são áreas com maior quantidade de pesquisas sobre o período Quaternário no Nordeste. A seguir são descritas algumas pesquisas datadas do Pleistoceno médio até o período atual para a região.

Pleistoceno Médio – 781 a 126 mil anos AP

No estado do Piauí, entre a Província Borborema e a Bacia Sedimentar do Parnaíba, dentro dos limites do Parque Nacional da Serra da Capivara e arredores, Santos *et al*. (2012) realizaram estudos morfoestratigráficos, sedimentológicos e geocronológicos de depósitos superficiais para a interpretação de eventos paleoclimáticos quaternários. Utilizando técnicas de Termoluminescência (TL) e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), os autores dataram sedimentos em depósitos colúvio-aluviais entre o Pleistoceno Médio e a transição Pleistoceno-Holoceno. Episódios de deposição fluvial de argila na várzea do rio Piauí dataram em torno de 436.000 anos A.P. que ocorreu durante um período mais quente da interglaciação Aftonian. A sedimentação de depósitos de cascalhos aconteceu aproximadamente há 296.000 anos A.P. durante um episódio mais quente da interglaciação Yarmouth. A última idade de deposição de cascalho foi em torno de 178.000 anos A.P. e corresponde à glaciação Illinois do hemisfério Norte. Um outro episódio de deposição durou de 133.000 anos A.P. para 116.000A.P. e foi gravado em barras de areia/cascalho que afloram em duas localidades. Este evento corresponde ao período mais quente do interglaciação Sangamom sobre sedimentos lavados na

planície de inundação do canal do rio vizinho. As idades obtidas por LOE indicaram que os depósitos mais jovens na área de estudo são representados por sedimentos eluvio-coluvial do período Holoceno. Os depósitos coluviais e as idades de TL e LOE para os depósitos aluviais sugerem que os processos coluviais e aluviais foram aproximadamente contemporâneos e ocorreram entre o Pleistoceno médio e a transição Pleistoceno-Holoceno. Por causa da penecontemporaneidade entre processos coluviais e aluviais, esses fenômenos poderiam ter ocorrido sob condições semiáridas, onde eles teriam sido retrabalhados de altas encostas e re-depositados em porções mais baixas e médias. Neste momento, o rio Piauí apresentaria um padrão de canal entrelaçado, com inundações que depositaram cascalhos e areias.

Corrêa *et al*. (2005), com o objetivo de interpretar os depósitos siliciclásticos que recobrem o gráben do Cariatá no estado da Paraíba, dataram sedimentos colúvio-aluviais nestes depósitos. Os sedimentos estudados no gráben do Cariatá forneceram datas variando aproximadamente entre 225.000 anos AP. e 20.000 anos AP. As seções morfoestratigráficas e sua provável gênese climática foram datadas e correlacionadas quanto à sua litofácies, morfoestratigrafia e referência ao episódio climático, podendo ser assim correlacionados: 224.500 anos AP. referente ao terço superior da encosta, por fluxo de detritos, referentes ao período Interestadial; 192.000 anos AP. no terço superior da encosta, por fluxo de detritos, referente ao período Interestadial; 162.500 anos AP. no topo do interflúvio tabular, referente ao período Estadial e 128.550 anos AP. fluxo de detritos no terço superior da encosta, referente ao Último Interglacial. Os autores descrevem que o preenchimento sedimentar do gráben derivaria mais de um ambiente de sedimentação de encostas semiáridas do que de um sistema de encostas tropicais úmidas, com sedimentação predominante de fluxos de detritos em matriz argilosa, atestando dentro do contexto climático que o gráben funcionou como área de estocagem de sedimentos tanto durante episódios de maior energia climática do sistema erosivo/deposicional – deposição dos fluxos de detritos – quando de predomínio da erosão laminar e do fluxo superficial hortoniano – lamitos, em regime análogo ao contemporâneo semiárido do Nordeste do Brasil. Os padrões geomorfológicos evidenciaram oscilações sobre o ritmo da denudação pós-deposicional, o que implica numa continuada dinâmica de rebaixamento dos níveis de base após o Último Máximo Glacial.

Pleistoceno Superior – 126 mil anos AP a 11.700 anos AP

Ainda no gráben do Cariatá, no estado da Paraíba, Tavares (2010) pesquisou as evidências geomorfológicas sobre a esculturação da paisagem para esclarecer os vínculos entre tectônica e relevo na área do gráben do Cariatá. Foi amostrado o canal do rio Mumbaba, dentro do nível mais baixo do terraço do antigo vale do rio Paraíba, sendo este um depósito de extravasamento do rio, com sedimentos arenosos no topo e deposição de lamito na base do perfil amostrado, datado de 97.000 anos AP. Esta idade também apresenta uma proximidade com os fluxos de detritos datados por Bezerra *et al.* (2008), nos quais estes seriam derivados de processos decorrentes de episódios interglaciais e/ou interestadiais de temperatura semelhante à atual. A partir da idade encontrada, o autor afirma que o rio Mumbaba já teria o seu fluxo estabelecido no vale do antigo rio Paraíba há pelo menos 100 mil anos.

Em uma área ecologicamente disjunta dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, no município de Brejo da Madre de Deus, no estado de Pernambuco, Melo (2008) avaliou a dinâmica geomorfológica de depósitos sedimentares. As datações pelo método LOE registraram eventos ocorridos em um longo espaço de tempo, entre 73,900 anos AP., 67.200 anos AP. e 20.100 anos AP Neste período a paisagem foi marcada por uma remobilização maciça dos fragmentos mais grossos das coberturas superficiais, estando esse evento associado a uma cobertura vegetal aberta após período de secura prolongada deixando disponível sobre a superfície os materiais mais grossos, sendo removidos por movimentos de massa do tipo fluxo de detritos, sob condições torrenciais. Esse evento está relacionado à transição de um período mais seco para uma provável reumidificação do clima, correspondente à mudança de um período estadial para a entrada de um interestadial dentro do Penúltimo Máximo Glacial, com chuvas concentradas, onde a vegetação ainda não se adequou ao processo de reumidificação.

No município de Floresta/PE, às margens do Lago de Itaparica, os depósitos eólicos existentes foram estudados por Ferreira *et al*. (2012), com o objetivo compreender a dinâmica de evolução geológica recente do vale do Rio São Francisco, no Estado de Pernambuco. Os dados geocronológicos por LOE mostraram que o ciclo de atividade eólica se iniciou pelo menos no Pleistoceno Tardio, durante o Último Máximo Glacial (idades encontradas de 57.000 e 52.000 anos A.P.). No decorrer do UMG, a fixação das dunas nas margens de Itaparica teria ocorrido na transição Pleistoceno/Holoceno quando a maior umidade possibilitou um adensamento da cobertura vegetal (aproximadamente 11.800 anos A.P.).

Holoceno - 11.700 AP - presente

Oliveira *et al*. (1999) pesquisaram a dinâmica da vegetação e a relação às mudanças climáticas, a partir de estudos palinológicos e datação pelo método de carbono 14 no noroeste do estado da Bahia, em sedimentos turfosos no vale do rio Icatu, dentro de um grande sistema de dunas estabilizadas no rio São Francisco, com idade basal de 11.000 anos A.P, final do Pleistoceno e início do Holoceno. A partir de 10.990 anos A.P. foram identificadas condições climáticas muito úmidas com temperaturas mais reduzidas. A partir de aproximadamente 10.000 até 6.000 houve um aquecimento progressivo e altos níveis de umidade, identificado pela alta concentração de vegetação de vereda. Após 8.920 anos A.P., houve uma taxa de sedimentação rápida sugerindo o aumento para um clima mais úmido. A partir de 6.000 anos A.P. há um declínio progressivo da taxa florestal e um gradual aumento de vegetação de caatinga e cerrado sobre a paisagem. O período entre 6.230 a 4.535 anos A.P. marca o retorno da vegetação de mosaico composta por mata de galeria, indicando condições climáticas mais úmidas. A queda acentuada da umidade a partir de 4.240 anos A.P. até o presente é caracterizada pelo aumento da vegetação de caatinga e cerrado, com declínio de espécies de mata de galeria, estabelecendo desde esta data até o presente o padrão climático do vale do rio Icatu.

Tavares (2015) pesquisou os depósitos de encosta no ambiente do Maciço da Serra da Baixa Verde, no estado de Pernambuco, analisando as evidências dos controles estruturais sobre a sedimentação da dinâmica geomorfológica e do intemperismo dos setores elevados do planalto da Borborema, descrevendo a dinâmica dos depósitos coluviais na base da encosta, datando períodos de 11.300 anos A.P., marcado por uma mudança brusca do clima, em que a vegetação não conseguiu se adaptar rapidamente a ponto de reter os mantos de intemperismo sobre as encostas. Após 10.550 anos A.P., período de reumidificação da transição Pleistoceno/Holoceno, um paleocanal foi datado em 5.850 anos A.P., período referente ao ótimo climático (de 7.000 a 5.500 anos A.P.). O material coluvial na base de uma vertente foi datado para 6.000 anos A.P., relacionado aos eventos deposicionais do Holoceno Superior/Médio que são uma resposta ao máximo da reumidificação do clima antes que a cobertura vegetal se recuperasse completamente da semiaridez que antecedera este evento. A idade estabelecida para um setor da média encosta nos divisores da bacia do Riacho Piancozinho é de 2.100 anos A.P., dentro do Holoceno Superior. Esse evento pode ser uma resposta de uma melhoria climática no Holoceno Superior marcada por intensa precipitação e consequente remoção dos mantos após fases mais secas comandadas por paleo El Niños.

3.3 DO CICLO GEOQUÍMICO AO CICLO FOTOSSINTÉTICO: A DISPONIBILIDADE DA SÍLICA NO SOLO E A FORMAÇÃO DOS FITÓLITOS NAS PLANTAS

Os processos de intemperismo atuantes nas rochas e sedimentos deixam registros característicos do metamorfismo essenciais para a elucidação e descrição de paleosuperfícies e paleoambientes. As rampas de colúvio são formadas por materiais oriundos dos ciclos erosivos desde a rocha fonte aos sedimentos consolidados depositados nos pediplanos, dos elúvios inconsolidados resultantes das intempéries destas rochas, formando rampas de material coluvial carreado por fluxos de massa.

Desta forma o colúvio é um material alóctone de área fonte próxima em uma escala local, tendo em sua composição elementos de vários processos químicos e biológicos de origem diversa, constituindo uma formação sedimentar bastante heterogênea. Os colúvios podem conter materiais autóctones quando da estabilidade do sistema geomorfológico, ou podem se originar de processos de intemperismo local atuantes durante a pausa na sedimentação e a formação do solo. Os minerais encontrados nestas formações apresentam características físicas que podem ser correlacionadas ao tipo de transporte e área fonte, como processos físicos de erosão laminar e características do intemperismo químico como a corrosão de partículas.

3.3.1 Processos pedogeoquímicos: a disponibilidade da sílica no meio edáfico

Na camada superior do regolito, o intemperismo tem continuidade com os processos de pedogênese, com a intensificação dos processos geológicos e continuidade da ação dos processos químicos. A água que penetra pelos poros e fraturas nas rochas atua na dissolução, transformação e na neoformação dos minerais, dissolvendo os constituintes mais solúveis e transformando-os em menos solúveis, capazes de cristalizar-se e originar novas fases minerais mais estáveis e em equilíbrio com as condições do ambiente prevalecente. Os minerais primários são formados do intemperismo das rochas magmáticas e metamórficas, ocorrendo nas rochas e nas frações areia e silte dos solos. Os minerais secundários são formados a partir dos minerais primários ou secundários resultantes da intemperização, podendo estar disponíveis na fração argila dos solos como aluminossilicatos. Por ocorrerem na fração argila, são designados como argilominerais, constituídos por outros minerais

secundários na forma de óxidos, hidróxidos e oxihidróxidos, principalmente Fe, Al e Mn (KAMPF *et al*., 2012).

O termo sílica se refere à composição química do dióxido de silício (SiO_2), sendo usado como designação genérica das várias formas dos óxidos de silício. Ocorre na natureza na forma cristalina como quartzo, cristobalita e tridimita; e na forma amorfa como vários tipos de opala. O quartzo é o mineral mais abundante dentre os óxidos de silício (KAMPF *et al*., 2012; CAVALCANTE, 2013).

A solubilidade dos óxidos de Si depende da temperatura, pH, tamanho de partícula, composição química e da presença de irregularidades superficiais. Para os polimorfos de Si amorfos e cristalinos, a solubilidade é constante entre os extremos de pH 2 e 8,5 aumentando rapidamente em pH>9. A baixa solubilidade da opala biogênica pode ser devida à quimissorção de Fe e Al na superfície, à morfologia da partícula, à oclusão de carbono, ou à presença de fases cristalinas (KAMPF *et al*., 2012).

A sílica amorfa (ASi) consiste principalmente em sílica biogénica (BSi) produzidas pelas plantas, como os fitólitos, com uma contribuição variável de uma fração inorgânica não cristalina (ISi), tais como Si incluídos em óxidos/ hidróxidos de ferro e Si em revestimentos de alumino-sílica inorgânicos (SACONNE *et al*., 2007). O silício pode atingir diversos ambientes, incluindo o meio aquático, tanto na fase particulada (>0,45 micrômetros) nas formas de sílica litogênica (LSi) e sílica biogênica (BSi), quanto na fase dissolvida na forma de silicato dissolvido (DSi) (BASTOS, 2014).

A dissolução do silício por processos de intemperização dos minerais primários e secundários, como os argilo-silicatos, torna o silício solúvel nos solos na forma de ácido monossilícico (H_4SiO_4), podendo ser originado da decomposição de restos vegetais, dissociação do ácido silícico polimérico, liberação de silício de óxidos de Fe e Al e dissolução de minerais cristalinos e não cristalinos, tornando-se assim disponível no solo para a absorção pelas plantas (CAVALCANTE, 2013). A passagem do ácido monossilícico para dentro da célula da raiz pode ocorrer por difusão ativa ou por canais de entrada de água, pelos espaços livres aparentes da membrana, atingindo os espaços intercelulares por simplasto (RAVEN, 2001; CAVALCANTE, 2013).

Estruturas minerais ou amorfas de natureza biogênica geradas pela atividade metabólica dos diferentes organismos na natureza são denominadas de Biomineralizações. Biomineralizações de sílica amorfa são gerados por diferentes organismos, tais como diatomáceas, crisófitas, esponjas e plantas. Silicofitólitos (sílica

amorfa hidratada) são biomineralizações de origem vegetal e, devido às suas características intrínsecas, podem ser bom indicadores da antiga cobertura vegetal, das condições ambientais e pedogênese, bem como processos diagenéticos e tafonômicos (OSTERRIETH *et al*., 2009, BONOMO *et al*., 2013).

O estudo da sílica particulada em plantas abrange diversos objetivos, dentre as linhas de pesquisa das ciências sociais e da natureza. Os estudos aqui elencados são referentes à identificação de partículas do silício transformados pelas plantas, a sílica amorfa (ASi) e a sílica biogênica (BSi). No contexto geral, os trabalhos para identificação e interpretação da ASi e BSi a partir das plantas se utilizam da microscopia óptica na identificação das estruturas celulares e/ou estruturas contidas com partículas de sílica cristalizadas.

Nas Ciências Agronômicas e do Solo são estudados os efeitos do silício no crescimento das culturas, na correção/fertilização e nos processos de formação dos diversos tipos de solos; a Botânica estuda todo o ciclo da sílica em plantas desde sua absorção até a precipitação, dentro de diversas especificidades deste mineral utilizado pelas plantas no crescimento, estruturação, ciclagem de nutrientes e fotossíntese. A Arqueologia e Paleontologia se utilizam deste microfóssil em pesquisas em sítios arqueológicos na reconstrução de paleoambientes e de culturas utilizadas pelo homem pré-histórico; nas Geociências e Biológicas é estudada a ciclagem deste mineral e a formação de outros minerais através da pedogeoquímica, na dinâmica da vegetação, inferindo alterações paleoclimáticas e a mudança da fitofisionomia nas zonas climáticas do planeta. Os estudos geomorfológicos se utilizam deste microfóssil contidos em camadas estratigráficas, interpretando suas concentrações e morfotipos, fazendo a correlação entre a fitofisionomia e clima, identificando processos deposicionais de sedimentação, inferindo paleoambientes dentro dos períodos geológicos.

3.3.2 Taxonomia vegetal e a produção de silicofitólitos

O termo **fitólito** em seu sentido etimológico é formado do prefixo *fito* (planta) mais o sufixo *lito* (pedra), referindo-se a partículas formadas a partir da dissolução dos minerais de oxalato de cálcio (CaO_2) ou sílica (SiO_2), então denominados calcifitólitos e silicofitólitos (BORRELLI *et al*., 2011). Neste trabalho se pesquisou as partículas de composição mineralógica do silício. **Silicofitólitos** são partículas microscópicas de

sílica amorfa hidratada ($Si0_2nH_20$), formadas entre (parede celular) e dentre as células vegetais (SEDULSKY & LABOURIAU, 1966) em partes diferentes das plantas como raízes, troncos, caules e, principalmente, nas folhas, resultantes do ciclo vegetativo realizado pelas plantas (PIPERNO, 2006). A absorção do ácido monossilícico (H_4SiO_4) é feita pelas raízes através de processos de fluxos de massa ou difusão, transportado pela epiderme (gramíneas) e/ou xilema (dicotiledôneas lenhosas) (Figura 23).

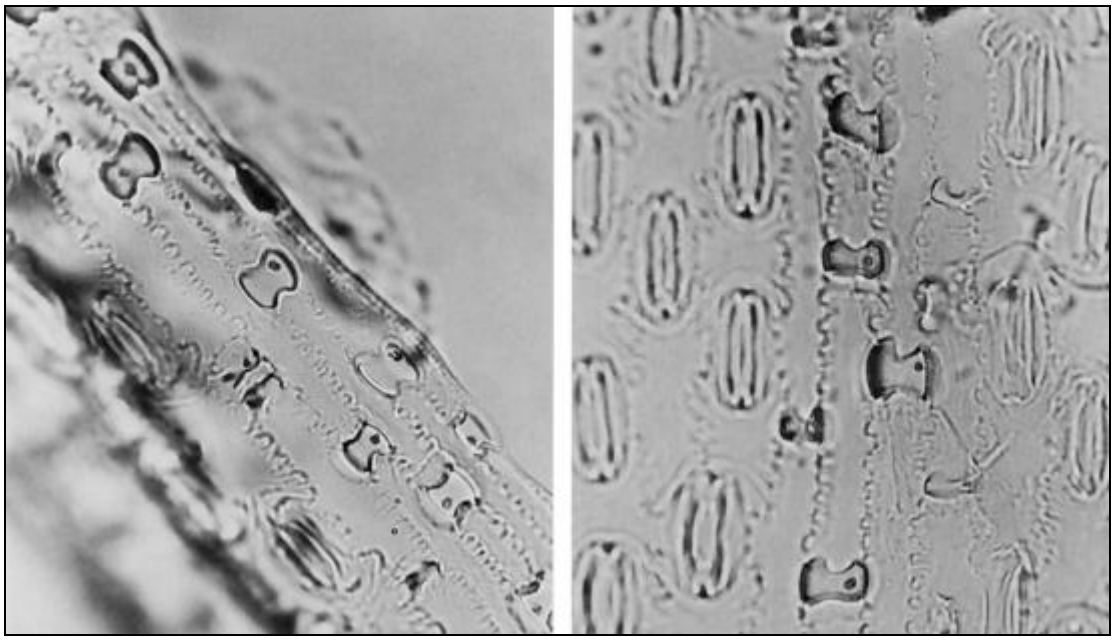
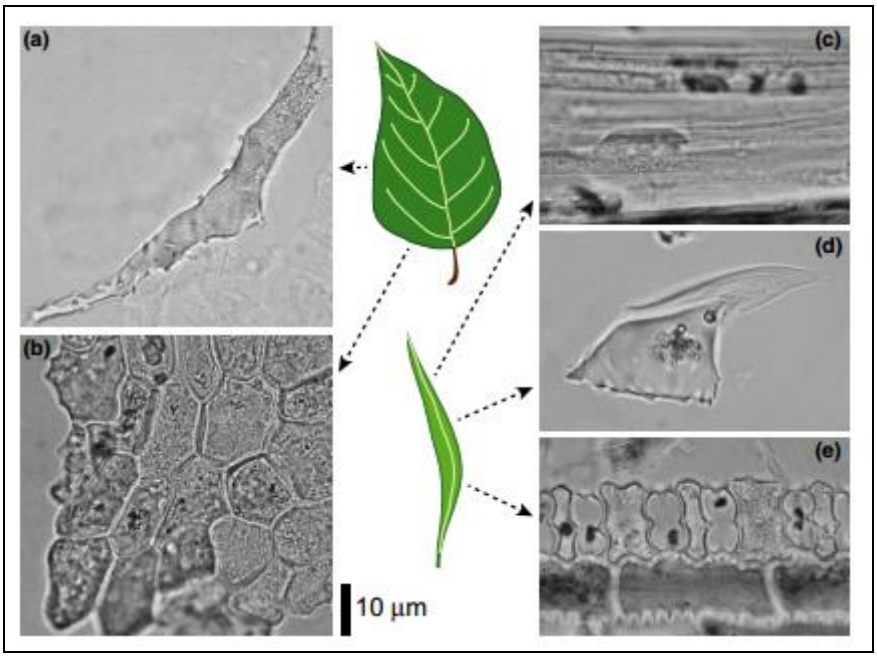


Figura 23 - Estrutura vegetal com partículas de fitólitos *Saddle* entre estruturas de células longas e estômatos na espécie *Guadua amplexifoliade* da subfamília Bambusoideae (Poacae) (Piperno & Pearsall, 1998).

Fitólitos são muitas vezes referidos como cristais de plantas, quando, na verdade, secreções siliciosas são compostas, principalmente, de dióxido de silício amorfo, com quantidades variáveis de água, geralmente variando de 4% a 9%. Os primeiros investigadores estabeleceram que fitólitos contém pequenas quantidades de Al, Fe, Mn Mg, P, Cu, N e carbono orgânico, que variam de <1% até cerca de 5% do peso total dos fitólitos. Estes elementos estão presentes no citoplasma de células vivas e, em seguida, mantidos quando as células se tornam impregnadas com sílica sólida, tornando-se oclusos dentro dos fitólitos (PIPERNO, 2006).

Nas gramíneas principalmente, a sílica atua como parte estruturante da planta (Figura 24) mas, assim como para os outros grupos, a sílica possui diversos benefícios no ciclo de vida das plantas, como a redução do estresse hídrico regulando a transpiração; aumento da eficiência na fotossíntese por manter as folhas mais eretas, rígidas e com maior interceptação da luz; atraso na senescência da planta; aumento

da resistência a doenças e pragas, à salinidade; menor toxidez por alumínio (Al), Manganês (Mn) e Ferro (Fe) e na deposição da sílica na epiderme das folhas funcionando como uma barreira de proteção às plantas (EPSTEIN, 1999).



Exemplos de fitólitos que estariam envolvidos no apoio estrutural (a, c) e na defesa contra herbívoros (b, d, e) a partir de folhas de angiospermas eudicotiledôneas (a, b) e folhas da grama (c-e). (a) esclereídeo silicificado (*Chrysobalanus*); (b) células epidérmicas silicificadas (*Morus*); (c) fibras silicificadas (*Glyceria*); (d) tricomas silicificados (*Arundo*); (e) linha de células curtas silicificadas de gramíneas (corpos de quatro lóbulos com manchas pretas; superior) e células longas silicificadas (parte inferior) (*Oryza*).

Figura 24 – Representação da função dos fitólitos na estruturação e defesa das plantas (Stromberg *et al*., 2016).

Dentro da divisão taxonômica das plantas, os silicofitólitos são produzidos por plantas que possuem vasos condutores de seiva (plantas vasculares), divididos nos filos das pteridófitas, gimnospermas e angiospermas. O grupo das angiospermas é o mais representativo de seres vivos em números de espécies, classificadas em dicotiledôneas (crescimento em tronco, lenhosas) e monocotiledôneas (crescimento em colmo, rizoma, bulbo).

Sua deposição no solo se dá pela precipitação na epiderme foliar quando sob estresse hídrico, ou se incorporando ao solo após a senescência do vegetal na forma de sílica biogênica (BSi) (TWISS, 1969). Os morfotipos de fitólitos são caracterizados por se moldarem de acordo com seu local de polimerização dentro da planta (COE, 2009), tendo em sua estrutura as características de células vegetais como as buliformes, ou das estruturas em que se formaram nas plantas.

O tempo de permanência dos fitólitos no solo está correlacionado a diversos fatores, como a alta solubilidade em solos com valores extremos de pH, superfície específica das partículas e processos de forte intemperismo químico. Em contrapartida, elevados teores de óxidos de Al e Fe no solo tendem a revestir os fitólitos, fazendo com que fiquem mais resistentes ao intemperismo, retardando o processo de dissolução dos silicofitólitos (RAPP JR. & MULHOLLAND, 1992).

Uma planta pode produzir um ou mais morfotipos de fitólitos (multiplicidade), ou o mesmo morfotipo pode ser produzido por diversas plantas (redundância) (ROVNER, 1971; ALEXANDRE, 1999), o que torna os estudos paleoambientais mais complexos. Um morfotipo não é diagnóstico de apenas uma espécie de planta, sendo mais comum sua classificação dentro de famílias e subfamílias, tornando-se um morfotipo diagnóstico ou com significado taxonômico que represente este grupo.

Os primeiros trabalhos que identificaram partículas de sílica atribuídas a famílias e subfamílias foram feitos em gramíneas, monocotiledôneas principalmente na família das Poaceae, por serem as maiores produtoras de fitólitos devido à grande absorção do silício (SENDULSKY & LABOURIAU 1966, TWISS 1969; 1992, ROVNER 1971, MULHOLAND 1989). As espécies das famílias de dicotiledôneas são menos pesquisadas e produzem fitólitos em menor quantidade, entre espécies lenhosas e herbáceas (BOZARTH, 1992; WALLIS, 2003).

Estudos pioneiros em gramíneas (SEDULSKY & LABORIAU, 1966; TWISS 1969, ROVNER, 1971; ALEXANDRE, 1999) identificaram morfotipos característicos de subfamílias das Poaceae, produtoras de grande quantidade e diversidade de morfotipos com significado taxonômicos e ambiental. Significado taxonômico faz referência a morfotipos produzidos por grupos de determinadas subfamílias. Significado ambiental refere-se a morfotipos produzidos por várias famílias e subfamílias, indicando as fitofisionomias e não especificamente um táxon (Figura 25).

Com a identificação das partículas através da microscopia óptica, é constituída uma assembleia fitolítica, um banco de dados com os morfotipos classificados dentre as famílias e subfamílias, em número estatisticamente significativo que represente a média dos táxons dentro de um grupo (COE, 2009). Os fitólitos extraídos a partir das plantas constituem uma assembleia dita de referência, e os fitólitos coletados nos solos constituem a assembleia fóssil, correlacionando com os morfotipos descritos a partir daqueles extraídos nas plantas.

Nas assembleias fitolíticas são identificados os morfotipos representantes dos grupos taxonômicos e ambientais, agrupados de acordo com fitofisionomias, por

exemplo, de campo aberto a floresta densa. Para a identificação destas fitofisionomias foram desenvolvidos índices climáticos e de cobertura arbórea (Item 3.3.3) a partir da proporção de fitólitos encontrados em plantas de ciclo fotossintético e fixação de carbono (ciclo C4 – predominante nas gramíneas) e (ciclo C3 – predominante nas arbóreas), quantificando os morfotipos encontrados de famílias/grupos e calculando suas proporções em determinado ambiente.

Em trabalhos pioneiros na pesquisa e identificação de fitólitos (TWISS, 1969; MULHOLLAND, 1989; FREDLUND e TIESZEN, 1994; ALEXANDRE *et al*.,1997), foram identificadas famílias e subfamílias como principais produtoras de morfotipos específicos, com significado taxonômico e ambiental. Com a crescente pesquisa sobre fitólitos e novos morfotipos descritos, com o intuito de padronizar uma nomenclatura e melhorar a comparação entre os fitólitos e tipos de análises, foi proposto pela *Society for Phytolith Research (SPR)*, um grupo de trabalho - *International Working Group on Phytolith Nomenclature (IWGPN)* para criação de um protocolo de nomenclatura internacional e um glossário, definido como *International Code for Phytolith Nomenclature (ICPN)* (MADELLA *et al*., 2005). As interpretações dos morfotipos utilizados nesta pesquisa seguem o ICPN e os significados taxonômicos e ambientais foram classificados com base nos trabalhos científicos pioneiros.

Entre os diversos morfotipos classificados nos trabalhos científicos, alguns são diagnósticos de algumas subfamílias, mas sua produção não é exclusiva desta subfamília. Existem inúmeros morfotipos de fitólitos já caracterizados, porém devido à redundância e multiplicidade, não seria possível listá-los e associá-los a somente uma família/subfamília. A partir de trabalhos mais específicos de algumas gramíneas e outras dicotiledôneas, são agrupadas e descritas as famílias e subfamílias produtoras de fitólitos mais comuns na literatura e quando pertinente sua correlação quanto à um determinado morfotipo (Figura 25).

A partir de um consenso quanto ao valor taxonômico e a classificação morfológica de Twiss *et al*. 1969, Twiss 1992, sintetizada por Bremond (2003), Coe (2009) descreveu as principais subfamílias e tipos de fitólitos com significado taxonômico e ambiental, dentre as monocotiledôneas e dicotiledôneas (KONDO *et al*., 1994, RUNGE, 1999).

Monocotiledôneas com significado taxonômico (diagnóstico)

Subfamília Panicoideae – Poaceae alta de ciclo fotossintético C4, típica dos climas quentes e úmidos ou de solos com forte teor de água disponível, mas existem também algumas Panicoideae de ciclo fotossintético em C3, que crescem em áreas de sombra, principalmente sob o dossel das florestas tropicais. Estas Poaceae produzem sobretudo fitólitos de tipos *bilobate* e *cross*.

Subfamília Chloridoideae – Poaceae baixas de ciclo fotossintético em C4 adaptadas às regiões quentes e secas ou a condições edáficas secas, produzem sobretudo fitólitos de tipo *saddle*.

Subfamília Pooideae – Poaceae de ciclo C3, abundantes em regiões temperadas, frias e/ou de altitude em zona intertropical, produzem sobretudo fitólitos de tipos *rondel* e *trapeziform*.

Família Arecaceae

Representada pelas diversas espécies de palmeiras, com ocorrência em regiões tropicais, produzem o morfotipo *globular echinate*, produzido em seus troncos e folhas.

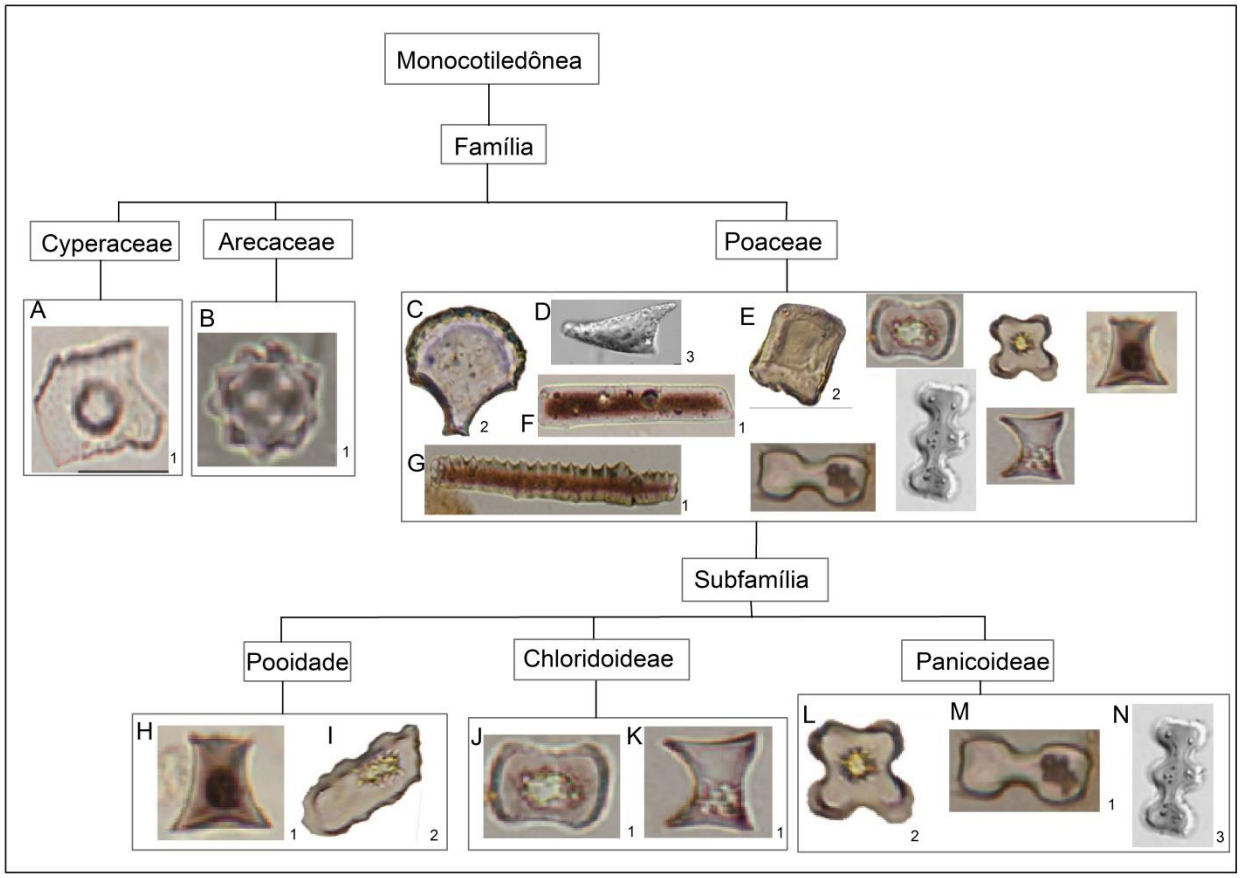
Monocotiledôneas com significado ambiental

Família Poaceae

Englobam todos os morfotipos produzidos por gramíneas, inclusive os morfotipos com significado taxonômico, justificando os princípios de multiplicidade de redundância.

Subfamília Bambusoideae

Poaceae de ciclo C3, características das zonas tropicais e temperadas quentes, essencialmente florestais, não produzem fitólitos de tipo característico.



(A) *papillae*, (B) *globular echinate,* (C) *cuneiform bulliform,* (D) *point-shaped,* (E) *parallepipedal bulliform,* (F) *elongate smooth, (G) elongate echinate, (H) rondel,* (I) *trapeziform,* (J-K) *saddle,* (L) *cross,* (M) *bilobate,* (N) *poly-lobate* (1- Traoré *et al*., 2015; 2- An *et al*., 2015; 3- Bremond *et al*., 2015).

Figura 25 – Morfotipos de silicofitólitos com significado taxonômico e significado ambiental.

Dicotiledôneas

As dicotiledôneas não possuem fitólitos com significado taxonômico, porém, alguns morfotipos característicos foram identificados em espécies de famílias arbóreas (BOZARTH, 1992). O morfotipo *Globular granulate* é produzido nos tecidos vasculares condutores de água nas dicotiledôneas lenhosas (troncos de árvores e arbustos tropicais). O morfotipo *Globular smooth* foi descrito como proveniente de folhas e galhos de dicotiledôneas, bem como de algumas monocotiledôneas herbáceas. Este tipo também foi observado nas raízes de algumas gramíneas (PIPERNO, 1998; ALEXANDRE *et al*., 1999) (Figura 26).

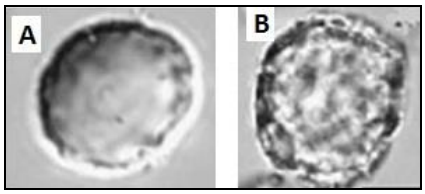


Figura 26 - Morfotipos produzidos por dicotiledôneas. (A) *globular smooth*; (B) *globular granulate* (Bremond et al. 2005)

Dentro deste contexto sobre identificação de morfotipos relacionados a famílias e subfamílias de plantas e a constituição de uma assembleia de referência, Raitz *et al*. (2015) apresentam os resultados iniciais de uma pesquisa sobre a produção e morfologias de fitólitos de plantas, com o objetivo de elaborar uma coleção de referência de fitólitos de plantas modernas de um fragmento representativo da Floresta Ombrófila Mista (FOM), no Sudoeste do estado do Paraná. Neste trabalho foi realizada a extração de fitólitos em 42 espécies pertencentes a 28 famílias da FOM, não sendo observada a produção de fitólitos em duas espécies, *R. gardneriana* (Myrsinaceae) e *A. angustifólia* (Araucariaceae). Não foi identificado nenhum morfotipo novo. Entre os estratos de vegetação pesquisados (herbáceo, arbustivo e arbóreo) não foi observada afinidade entre os estratos a quantidade e diversidade de produção, concluindo-se que é necessário a ampliação das coleções de referência da FOM em outros locais de forma a investigar a produção de fitólitos intra e entre famílias.

3.3.3 A relação entre clima e cobertura vegetal: índices fitolíticos

A reconstrução da história das paisagens baseada nos índices fitolíticos foi iniciada a partir de trabalhos para reconstituição do paleoclima utilizando as Poaceae nas savanas africanas e pradarias norte americanas e a dinâmica da paleovegetação utilizando microfósseis marinhos do oeste Africano. A partir da constituição das assembleias de fitólitos da vegetação de gramíneas e de sedimentos (microfósseis) (TWISS 1992; DIESTER-HASS *et al*., 1973; ALEXANDRE *et al*., 1997) foram definidos índices entre a proporção dos morfotipos de Poaceae e dicotiledôneas, e entre os morfotipos de subfamílias de Poaceae, descritos a seguir:

Índice de Cobertura Arbórea (D/P)

Este índice é utilizado para estimar a densidade da cobertura arbórea, desenvolvido por Alexandre *et al*. (1997). Consiste na relação D/P onde P= número de fitólitos de dicotiledôneas (globular) e P= número de fitólitos de Poaceae (Pooideae, Chloridoideae e Panicoideae). Valores elevados significam maior proporção de dicotiledôneas (arbóreas e arbustivas), indicativo de vegetação mais fechada; valores mais baixos marcam o predomínio de Poaceae, indicando vegetação mais aberta (campos/pradarias) (ALEXANDRE *et al*., 1997). Para as zonas tropicais não existem valores fixos para definir os limites, mas tendências de aumento ou diminuição dos valores de acordo com as fitofisionomias. Dentre os trabalhos pioneiros com este índice, podemos citar como referência os valores superiores a 150 para uma floresta equatorial, de 7 a 10 para uma floresta perene (ALEXANDRE *et al*., 1997), de 0,33 a 1,16 para uma savana alta, de 0 a 0,1 para savanas baixas e estepes (BREMOND *et al*., 2005).

$$D/P = \frac{\textit{Globular granulate}}{\textit{Bilobate short cell} + \textit{cross} + \textit{saddle} + \textit{cuneiform} \text{ e } \textit{parallepiped bulliform cells}}$$

Índice de Adaptação à Aridez - Iph

Este índice foi desenvolvido inicialmente por Diester-Hass *et al*. (1973) a partir de microfósseis de sedimentos marinhos e fitólitos da África Ocidental, para identificar transições entre umidade-aridez durante o Pleistoceno e Holoceno.

Baseia-se na relação da quantidade de fitólitos Choridoideae x Chloridoideae + Panicoideae (TWISS, 1992). Este índice expressa a porcentagem de Chloridoideae entre as Poaceae C4. Valores mais altos de Iph sugerem campos e/ou pradarias dominados por Chloridoideae, representadas pelas gramíneas xerófitas, indicando condições de clima e/ou edáficas secas. Baixo Iph indica predomínio de Panicoideae, gramíneas mesófilas, sugerindo condições mais úmidas.

Utilizando como referência trabalhos na África Oriental, onde predominam condições mais áridas que no Oeste, o valor limite do índice Iph é 40. Assim, um Iph >

40 caracteriza as regiões áridas associadas a fases áridas do norte do Saara durante o Pleistoceno /Holoceno (BARBONI *et al*., 1999). Os valores do índice Iph entre 40 e 45 podem distinguir a vegetação adaptada às condições áridas ou úmidas (Iph < 40-45 – pradarias com gramíneas altas; Iph > 40-45 – pradarias com gramíneas baixas) (COE 2009).

$$\text{Iph (\%)} = \frac{Saddle}{Saddle + Cross + Billobate\ short\ cell} \times 100$$

Índice Climático – Ic

Foi proposto por Twiss (1987; 1992) para estimar a proporção relativa de Poaceae C3 nas pradarias norte americanas. É definido a partir da relação entre os morfotipos Pooideae x Pooideae + Chloridoideae + Panicoideae. Altos valores indicam predomínio de Pooideae (Poaceae C3) e sugerem clima frio caracterizando as altas latitudes e altas altitudes. Fredlund e Tienszen (1994) definiram que valores >70% indicam domínio de Pooideae C3, enquanto < 30% indicam o limite para distinguir Poaceae C4 nas pradarias americanas (CALEGARI, 2008). A relação entre vegetação de ciclo C3 e C4 está ligada às condições climáticas como temperatura, CO_2 e umidade do solo. Em zona intertropical as gramíneas C3 são limitadas, enquanto as formações herbáceas de baixas altitudes são dominadas pelas C4 e as de alta altitude são constituídas pelas plantas de ciclo C3 (COE, 2009).

$$\text{Ic (\%)} = \frac{Rondel + Trapeziform\ polylobate + Trapeziform\ short\ cell}{Rondel + Trapeziform\ polylobate\ short\ cell + Trapeziform\ short\ cell + Saddle + Cross + Bilobate\ short\ cell} \times 100$$

Índice de Estresse Hídrico (Bi – *buliform cell index*) / (Fs – *fan shaped index*)

O índice de estresse hídrico (Bi) é a proporção do morfotipo *bulliform* (*fan-shaped*) em relação ao total de fitólitos de gramíneas (BREMOND *et al*., 2005). As plantas quando sob estresse hídrico e, consequentemente, maior transpiração, produzem células buliformes silicificadas em maior quantidade, as quais são parte da epiderme das gramíneas e outras monocotiledôneas. A proporção de células

buliformes silicificadas entre as assembleias fitolíticas aumenta quando a razão da evapotranspiração real / evapotranspiração potencial regional diminui.

$$Bi\ \%\ (Fs) = \frac{Bulliform}{short\ cells + acicular + bulliform} \times 100$$

3.3.4 Utilização dos fitólitos na reconstrução paleoambiental do período Quaternário no Brasil

Os trabalhos pioneiros com a identificação de corpos silicosos em plantas foram desenvolvidos na região do Cerrado por Sendulsky & Labouriau (1966), utilizando dados de herbário e coletados em campo. Com o discurso de que as áreas abertas eram mais ricas em espécies de gramíneas do que as áreas florestadas, desse modo, as áreas abertas produziriam mais fitólitos pelas gramíneas, sendo possível identificar a alternância na dinâmica da vegetação entre florestas e áreas abertas através das concentrações dos corpos silicosos. Isso objetivou o levantamento de informações para um catálogo de corpos silicosos em gramíneas dos Cerrados, identificando os diversos morfotipos produzidos pelas espécies. Outros trabalhos com o objetivo de investigar as oscilações de fronteiras entre Cerrados e outras fitofisionomias, foram publicados com a descrição e caracterização de novos morfotipos (CAMPOS & LABOURIAU, 1969; SILVA & LABOURIAU, 1970; SONDHAL & LABOURIAU, 1970).

No norte do país, na região da Amazônia, Cavalcante (1968) utilizando dados de herbários, pesquisou sobre os corpos silicosos das gramíneas amazônicas visando a publicação de um catálogo com vista ao estudo dos fitólitos. O autor enfatiza que "...*com tais elementos espera-se que, em estudos futuros, resulte alguma luz sobre a origem dos cerrados na Amazônia...".* Nesta publicação o autor identificou corpos silicosos apenas nas espécies da subfamília Panicoideae.

Piperno e Becker (1996) pesquisaram sobre a história vegetacional e a dinâmica da floresta de terra firme na Amazônia central. Utilizando análises de fitólitos e partículas de carvão para datação pelo método de radiocarbono, realizaram coletas em campo nos fragmentos florestais ao norte da cidade de Manaus. Os resultados mostraram a instabilidade climática na região da floresta durante o Holoceno e a influência na paleovegetação, indicando a continuidade de uma mata fechada desde

pelo menos 4.600 anos A.P. A distribuição e datação dos carvões encontrados no solo indicaram incêndios florestais entre 1.795 e 550 anos A.P., em um período de clima seco que pode ter afetado grandes áreas da Bacia Amazônica nos últimos 5.000-7.000 anos. Outros estudos para a região Amazônica podem ser citados como Kondo (1981) e Cascon (2010), utilizando fitólitos para a reconstrução paleoambiental de ambientes arqueológicos em latossolos regionalmente chamados de “terra preta de índio”, onde se encontram vestígios de cultivo e habitação de tribos indígenas pré-colombianas nesta região.

Em uma região de transição entre Cerrado arbóreo e floresta semidecídua mesofítica na região Sudeste, no município de Salitre em Minas Gerais, Alexandre *et al*. (1999) pesquisaram a paleovegetação analisando fitólitos, matéria orgânica do solo (MOS) e datação de isótopos de carbono em latossolos, correlacionando com amostras de pólen e carvão de reconstruções anteriores. A partir da constituição da assembleia fitolítica, foi aplicado o índice de cobertura arbórea D/P, dividindo a região amostrada em cinco áreas. As amostras fitolíticas e de MOS indicaram um longo período de seca durante o Holoceno entre 5.500 anos A.P. e 4.500 anos A.P. correlacionados à ocorrência de incêndios. Entre 4.000 anos A.P. e 3.000 anos A.P. e depois em 970 anos A.P., houve um desenvolvimento de comunidades arbóreas, levando à atual associação cerrado/floresta. O período de seca interrompeu essa tendência a partir de 970 anos A.P. O segundo desenvolvimento de elementos lenhosos foi contemporâneo com o aumento dos incêndios antrópicos. Os autores concluem que o clima era mais influenciável no crescimento da vegetação do que atividades humanas e os incêndios durante os últimos séculos na região.

Ainda na região de Salitre e Machado em Minas Gerais, e em Guarapuava no estado do Paraná, Calegari (2008) pesquisou sobre a ocorrência e significado paleoambiental do Horizonte A húmico em latossolos de três biomas atuais: Floresta Subtropical Mista com Araucária (PR), Transição Floresta Atlântica / Cerrado e Cerrado (MG). Foram constituídas assembleias fitolíticas de solos e datações por carbono 14, comparados com os índices calculados de Adaptação a Aridez (Iph), Índice Climático (Ic) e o índice de cobertura arbórea (D/P).

Em Guarapuava, antes de 6.730 anos A.P., os resultados isotópicos e de fitólitos sugerem a ocorrência de mudança da vegetação associada a variações climáticas do Holoceno, por uma vegetação com maior predomínio de plantas C3, associada a um clima mais quente no Holoceno Inferior. Os valores dos índices fitolíticos também sugerem uma vegetação com mistura de plantas C3 e C4, com elementos arbóreos adaptados a condições mais úmidas como as Araucariaceae. No

Holoceno médio (6.730-2.740 anos A.P.) a vegetação apresentava maior contribuição de plantas C4 (Poaceae), caracterizando uma abertura da vegetação, associada a um clima mais seco que o período anterior. Os índices D/P, Iph e Ic e os dados isotópicos também marcaram a tendência de abertura da vegetação. A partir do Holoceno Inferior (~2.000 anos AP.), o predomínio de plantas C3 marcou a expansão florestal mais fechada que o período atual, para uma floresta subtropical mista com Araucária. Essa vegetação teria se desenvolvido a partir do Holoceno Inferior associada a um clima mais úmido por vezes mais frio, semelhante ao atual.

Em Salinas/MG, entre 6.440 a 2.320 anos A.P., a assembleia de fitólitos apresentou o predomínio de dicotiledôneas (arbóreas e arbustivas). Os índices Iph, Ic e D/P, sugerem uma vegetação aberta com árvores e arbustos. A partir de 2.230 anos A.P., os valores dos índices aplicados indicam uma tendência de abertura da vegetação. Os valores de C^{13} e a assembleia fitolítica indicam uma vegetação de cobertura atual, um cerrado *sensu stricto* composto por arbustos e árvores de pequeno porte. Os valores de C^{13} e os índices fitolíticos também assinalam uma vegetação com predomínio de elementos C3, mais fechada. O Iph > 30 indica a contribuição de elementos arbóreos e o aumento de Poaceae altas C4 adaptadas a condições quentes sem grandes restrições hídricas. A análise desses dados sugere o estabelecimento progressivo de uma formação florestada, associado a um clima mais úmido, semelhante ao atual.

Em Machado, MG, em uma floresta tropical úmida de transição com o cerrado, entre 10.000 e 5.000 anos A.P. a assembleia de fitólitos apresentou predomínio de morfotipos de Poaceae. Foram encontrados carvões os quais foram datados em 10.320 anos A.P. (Pleistoceno/Holoceno). Entre 5.000 a 2.000/1.000 anos A.P. fragmentos de carvão datam de 5.330 anos A.P. (Holoceno Médio) indicando fases mais secas neste período com maior frequência de incêndios. Os índices Iph, Ic e D/P correspondem a uma vegetação com mistura de plantas C3 e C4, com predomínio de plantas C3, associada a um clima mais úmido do que o anterior. Na denominada zona II, entre 6.000 a 3.600 anos A.P. os índices e valores de C^{13} indicaram um predomínio de vegetação arbórea e a ocorrência da presença de morfotipos de araucária na composição da vegetação desse período, aumentando a presença do morfotipo de Arecaceae. Para a mesma região, a reconstrução das condições paleoambientais formadoras dos processos pedogenéticos em Oxissolos, utilizando fitólitos e isótopos de carbono, foi publicada em Calegari *et al*. (2013a).

Na costa nordeste do estado do Rio de Janeiro, na região de Búzios/ Cabo Frio, Coe (2009) pesquisou a evolução da vegetação xeromórfica considerada um

enclave fitogeográfico na região, utilizando fitólitos coletados em solos e datações de carbono 14 para inferir a evolução desta vegetação durante o período Quaternário. As análises fitolíticas indicaram que a vegetação foi sempre de tipo pouco arbórea (floresta xeromórfica), sugerindo que desde 13.000 anos A.P. a vegetação local nunca atingiu a densidade arbórea característica de florestas úmidas. Em um primeiro perfil amostrado, datado para o final do Pleistoceno (13.000 anos A.P.), a autora indica que a vegetação era menos arbórea que atualmente, podendo ter ocorrido uma vegetação semelhante em torno de 5.000 anos A.P. Em 4.500 anos A.P. foi descrito o período de maior densidade arbórea durante o Holoceno, corroborado pelos índices D/P. Entre 6.000 e 5.500 anos A.P. ocorreu um período erosivo, apontado em uma descontinuidade em três perfis pesquisados. Os resultados nestes perfis apontam uma descontinuidade no desenvolvimento do solo e um índice D/P mais elevado que o atual para o período anterior à erosão/aporte, o que pode sugerir um período mais úmido, facilitando o desenvolvimento do solo e os movimentos de massa nas encostas.

Outras pesquisas foram publicadas para a região do estado do Rio de Janeiro utilizando os fitólitos na reconstrução da densidade de cobertura arbórea no Holoceno (COE *et al*., 2013), variações na vegetação durante o Holoceno (COE *et al*., 2014) e a dinâmica de produção e acumulação de assembleias de fitólitos em vegetação de restinga (COE *et al*., 2015).

Paisani *et al*. (2013), utilizando análises de isótopos de carbono do solo e fitólitos, pesquisaram as trocas de vegetação com inferências às mudanças climáticas do Quaternário tardio, associadas à dinâmica evolutiva de um paleovale no Planalto das Araucárias, entre os divisores de águas dos rios Iguaçú (PR) e Uruguai (SC), em situação de inversão de relevo. Entre 41.000 anos A.P. e 29.000 anos A.P. identificou-se a presença de Campo Cerrado, com um sistema geomorfológico em equilíbrio dinâmico. Ao longo do Último Interestádio para o Último Máximo Glacial (UMG) foi identificada a mudança na dinâmica fluvial comandada por eventos neotectônicos. Na transição Pleistoceno/Holoceno a mudança na energia dos processos erosivos nas encostas promoveu a colmatação do fundo de vale modificando a morfologia da área para rampa de colúvios. Entre o Holoceno Inferior e Médio houve o estabelecimento de cobertura vegetal transicional de Campo Cerrado/Floresta Ombrófila Mista indicando condições climáticas mais úmidas e quentes que o Último Máximo Glacial. No último milênio a transição de Campo Limpo para o Campo Cerrado atualmente encontrado na área se deu pela ação antrópica pelos índios e a colonização do século XX. Ainda no Planalto das Araucárias, Paisani *et al*. (2016) utilizaram a aplicação da

análise fitolítica em sequência pedoestratigráfica para compreender o cenário paleoambiental da evolução de paleocabeceira de drenagem na superfície geomórfica nos municípios de Palmas (PR) e Água Doce (SC) no período Quaternário.

Na região de Cerrado no Espinhaço Meridional/MG, Chueng (2015) pesquisou a geodinâmica quaternária utilizando os fitólitos e isótopos de carbono, analisando a dinâmica entre a deposição de material sedimentar correlacionada às variações climáticas dos períodos úmidos no Quaternário. A partir da análise de três rampas deposicionais foi observado que os processos geomorfológicos atuaram de forma distinta. Nas três áreas estudadas, os resultados fitolíticos e isotópicos não indicaram grande mudança no tipo de vegetação ao longo do tempo, verificando-se apenas variações ao longo das vertentes. Em todos os perfis foi registrada uma vegetação aberta, com predomínio de gramíneas, principalmente do tipo C4. Foi observada uma tendência em todas as áreas à redução da presença de lenhosas em profundidade (em torno de 5.700 anos A.P.). As análises indicam o predomínio de cerrado desde os 6.038 anos A.P.

Na região Nordeste, no estado de Pernambuco, a partir de análise de fitólitos e datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), Silva (2013) analisou amostras de sedimentos em seções estratigráficas e marmitas de dissolução nos municípios de Fazenda Nova e Afrânio, a fim de se identificar as características da vegetação, como a dominância de gramíneas (Poaceae), a densidade de cobertura arbórea e as condições de umidade para a caracterização paleoambiental da área. Na análise de sedimentos da seção estratigráfica em Fazenda Nova, os índices fitolíticos indicam que o ambiente sempre possuiu uma vegetação muito esparsa, apontando para condições ambientais quentes e secas a moderadamente úmidas, com momentos de seca causando estresse hídrico, conforme indicado pelos valores do Índice de estresse hídrico (Bi). Para as amostras do testemunho da marmita em Afrânio, após a contagem, observou-se que a vegetação da área sempre manteve o mesmo padrão em relação à presença de elementos arbóreos e arbustivos na composição da estrutura da fitofisionomia, se comparada com a assinatura da vegetação atual. A partir da interpretação dos sedimentos datados, o período de 40.200 anos A.P., remete ao último interestadial do Pleistoceno, com temperaturas rebaixadas e predominância de períodos bastante secos. No último estadial do Pleistoceno, a cerca de 26.900 anos A.P. a 24.700 anos A.P., a paisagem foi marcada por uma remoção dos materiais rudáceos das encostas. Este evento está associado a uma cobertura vegetal aberta após período de secura prolongada, deixando os materiais mais grossos sobre a superfície.

4 MÉTODOS E TÉCNICAS

A evolução geomorfológica e a dinâmica paleoambiental na face N/NE da bacia sedimentar do Araripe foi pesquisada por Lima (2015) em sua tese de doutorado. Foram descritas seções estratigráficas em afloramentos de depósitos coluviais e coletadas amostras para datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) para interpretação e correlação com períodos paleoclimáticos durante o Quaternário.

De forma a corroborar a dinâmica de sedimentação e fases paleoclimáticas datadas, foram utilizadas duas seções estratigráficas trabalhadas na referida tese para a coleta e descrição dos silicofitólitos, correlacionando com as datações já obtidas para os períodos do Quaternário, caracterizando os ciclos paleoclimáticos e sua influência na vegetação.

4.1 COLETA, EXTRAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DE SILICOFITÓLITOS

Coleta

Nos primeiros centímetros próximos à superfície, a quantidade de fitólitos é mais abundante devido à cobertura vegetal atual e um maior aporte de sedimentos recém depositados. Em cada seção estratigráfica, foram coletadas amostras nos primeiros 30 cm a cada 10 cm da superfície. De forma a contemplar uma assembleia fóssil para os níveis datados, foram coletadas amostras na profundidade de cada ponto amostrado para LOE. Em cada nível amostrado, foram coletados 300g de solo utilizando ferramentas manuais e acondicionados em sacos plásticos transparentes.

Extração

Para a extração de fitólitos, vários métodos têm sido propostos dependendo da natureza e objetivo da pesquisa. De acordo com Zhao & Pearsall (1998) não existem dados comparativos sobre quais procedimentos são os mais adequados para a recuperação de fitólitos em diferentes solos, isso pode variar com a composição química do mesmo. Alvarez *et al*. (2008) citam que é necessário fazer um ajuste e utilizar técnicas diferentes a fim de definir o processo mais adequado para o estudo dos sedimentos.

O processo de extração química dos fitólitos em sedimentos foi realizado no Laboratório de Análises e Formações Superficiais da UNIOESTE- Francisco Beltrão/PR. O método utilizado foi baseado no procedimento descrito por Calegari *et al.* (2013b). Esta metodologia apresentou resultados positivos para a extração em material sedimentar proveniente de arenitos coletados para esta pesquisa.

Durante a extração, antes da flotação química devem ser feitos alguns procedimentos para garantir que os fitólitos sejam desagregados a partir da matriz do solo e de materiais indesejados, como carbonatos e matéria orgânica, que são removidos deixando apenas as partículas de fitólitos livres para flutuar numa solução líquida pesada (PIPERNO, 1988). Para as análises microscópicas, no procedimento de extração são feitas duas amostras, uma com a quantidade total de minerais e fitólitos, para a verificação da porcentagem entre minerais totais e partículas de fitólitos, outra apenas com as partículas de fitólitos para a contagem e identificação de morfotipos, separadas dos minerais pela solução defloculante.

Foram pesados 2g de terra fina seca ao ar (TFSA) para amostras de contagem entre a relação fitólitos/minerais e 4g de TFSA para identificação dos morfotipos. De forma sequencial, foram aplicados os seguintes processos químicos:

- oxidação da matéria orgânica a frio e a quente com peróxido de hidrogênio (H_2O_2) a 30%;
- remoção do H_2O_2 com acetado de sódio (NaOAc);
- remoção dos recobrimentos amorfos e cristais de ferro e alumínio (sesquióxidos) com ditionito ($Na_2S_2O_4$);
- remoção da argila utilizando o calgon (hexametafostado de sódio ($Na_{16}P_{14}O_{43}$) + carbonato de sódio (Na_2CO_3) como dispersante;
- separação densimétrica com Politungstato de Sódio com densidade de 2.35g.

Este procedimento adotado para a extração de fitólitos em sedimento arenítico foi bastante eficaz. As partículas com morfotipos conhecidos apresentaram pouca ou nenhuma alteração química, sugerindo que não houve alteração química no processo de extração, bem como os processos de intemperismo no ambiente deposicional não alteraram as partículas de fitólitos significativamente. Alterações físicas não foram observadas, não havendo partículas quebradas entre os morfotipos conhecidos.

.

Análises microscópicas

As análises microscópicas foram realizadas no Laboratório de Microscopia Petrográfica do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) e no Laboratório de Microscopia de Opacos, do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), utilizando microscópio petrográfico.

Foram confeccionadas duas lâminas para cada ponto de amostragem. Uma lâmina é constituída da concentração total de minerais e fitólitos, de modo a quantificar a proporção entre fitólitos e minerais presentes na fração silte da amostra (lâmina de contagem). A segunda lâmina é constituída apenas de partículas de silicofitólitos (por vezes particulados de sílica amorfa, diatomáceas, espículas) para identificação dos morfotipos de fitólitos (lâmina de extração).

De modo a identificar uma quantidade representativa e de acordo com a qualidade do material extraído, foram contados em média 200 fitólitos (ALEXANDRE *et al*., 1999; BREMOND *et al*., 2005; BORBA-ROSCHEL *et al*., 2006; COE *et al*., 2015) com morfotipos identificáveis. Não foram considerados fitólitos não classificáveis (alterados quimicamente e/ou fisicamente).

O material extraído foi peneirado na malha de 63µm para separar grãos de quartzo de tamanhos maiores, de forma a não prejudicar a interpretação dos morfotipos de silicofitólitos de menor dimensão. As lâminas de contagem para proporção entre minerais e silicofitólitos foram confeccionadas com bálsamo do Canadá e cobertas com lamínulas de 22x22mm. As lâminas de identificação dos morfotipos foram confeccionadas com óleo de imersão, utilizando lamínulas de 22x22mm.

A contagem e identificação das partículas minerais e fitolíticas foram feitas utilizando um microscópio petrográfico, com lente de aumento de 40x e utilizando nicóis cruzados para auxiliar na identificação dos silicofitólitos quanto à birrefringência das partículas e dos minerais. Foram contados 200 fitólitos em média em cada lâmina, fazendo a varredura total da lâmina utilizando o *charriot*. Apenas fitólitos com morfotipos conhecidos foram contabilizados dentro destes 200 identificados.

A identificação e classificação taxonômica dos morfotipos foi baseado no International Code for Phytolith Nomeclature 1.0 (ICPN Work Group 2005) e nas classificações de Twiss et al. (1969), Twiss (1992), Mulholland (1986), Mulholland & Rapp (1992), Fredlund & Tieszen (1994) e Bremond et al. (2005).

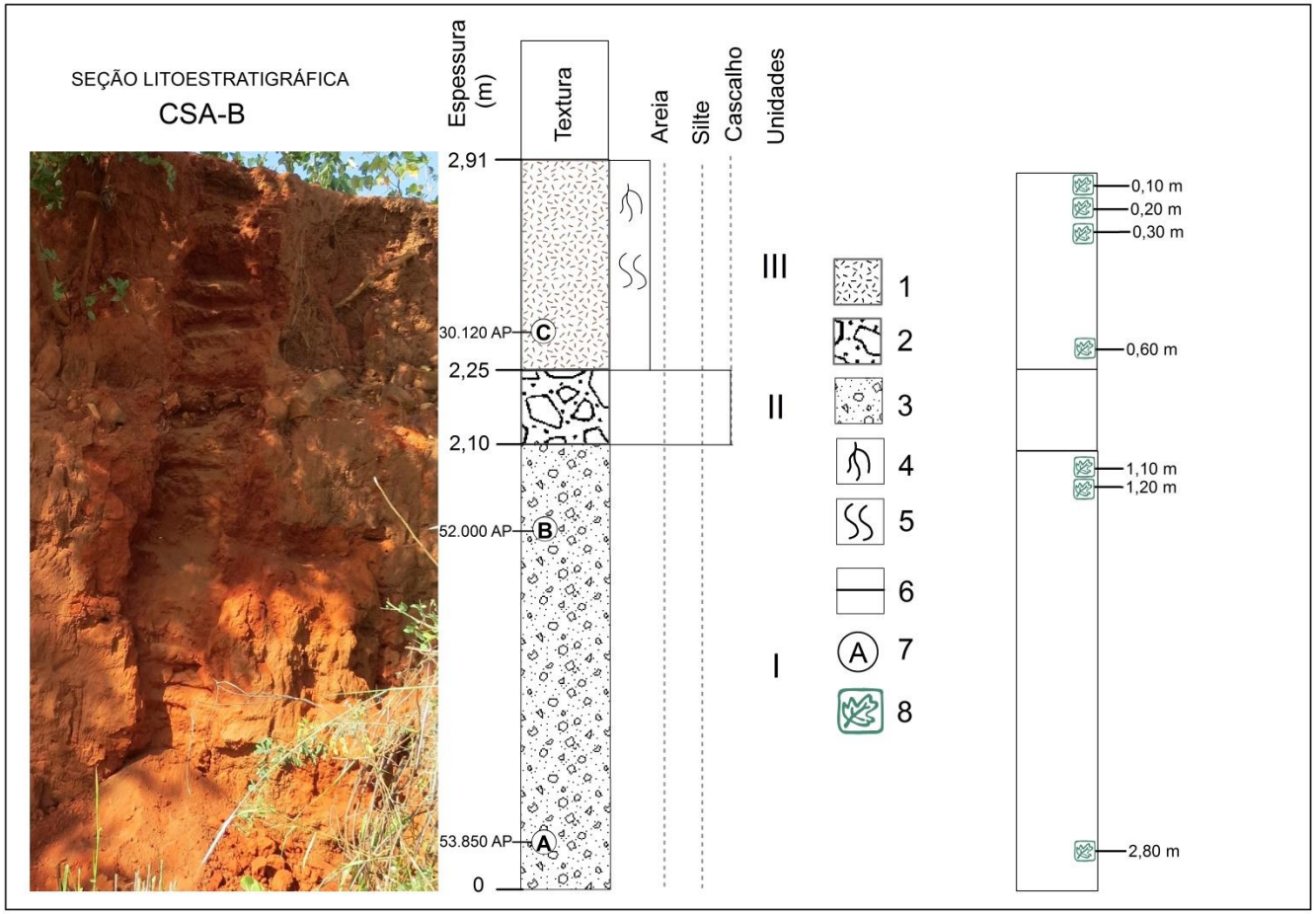
5 RESULTADOS

5.1 SEÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA COLÚVIO SANTO ANDRÉ - BARBALHA (CSA-B)

A seção estratigráfica CSA-B tem 2,91 metros de espessura vertical, dividida em três unidades litoestratigráficas (Figura 27). A unidade basal (I) é constituída por material areno-siltoso com presença de grânulos de quartzo, com 2,10m de espessura; sobreposta à mesma ocorre uma cascalheira clasto suportada (unidade II) resultante de fluxo de detritos, com 0,15m de espessura. A unidade III é constituída pelo mesmo material areno-siltoso da unidade I, com a ausência de grânulos de quartzo e a presença de raízes modernas. As unidades I e III aparentam uma sobreposição de fluxos de lama de mesma propriedade litológica, interrompidas pela cascalheira de fluxo de detritos. Este fluxo de detritos representado pela unidade II é constituído por seixos angulosos com tamanhos entre 10-15 cm, com matriz intersticial com cascalhos pobremente selecionados. As amostras para datações por LOE apresentaram as seguintes datas: na unidade I, amostra A (53.850 ± 7.530 anos AP) e B (52.000 ± 6.940 anos AP) e na unidade III, amostra C (30.120 ± 3.585 anos AP), descritas e interpretadas no item 6.

5.1.1 Interpretação das concentrações entre minerais e silicofitólitos

As concentrações de silicofitólitos nesta seção são baixas em relação aos minerais, variando entre 3,58% na camada superior (0,10m) a 0,6% no ponto mais profundo (2,70m). Do topo para a base da seção, a quantidade de partículas de minerais variou entre 96,41% a 99,39%, demonstrando a grande concentração de minerais e pouca ocorrência de partículas de fitólitos. Os dados granulométricos (LIMA, 2015) mostraram uma heterogeneidade quanto ao tamanho e forma dos grãos, pobremente selecionados e de hidrodinâmica muito alta, sugerindo um ambiente de muita energia com baixa capacidade de seleção pelo fluxo e relativa concentração da fração mais grossa.



1 – Areia síltica com estrutura maciça. 2 – Cascalheira clasto suportada. 3 – Areia siltica com estrutura maciça e presença de grânulos. 4 – Raízes. 5 – Bioturbação. 6 – Limite abrupto. 7 – Amostras LOE. 8- Amostras fitólitos.

Figura 27 – Seção Litoestratigráfica Colúvio Santo André – Barbalha (CSA-B).

Esta seção apresenta baixa concentração de fitólitos, porém, em todos os níveis amostrados foram detectados a presença destas partículas. As concentrações apresentam variações em níveis mais profundos, com 3,58% na superfície (0,10m), diminuindo consideravelmente em 0,20m (1,78%) e 0,30m (1,06%). Nota-se um sutil aumento nas concentrações na profundidade de 0,60 (1,59%) decrescendo novamente com a profundidade em 1,10m (1,29%), 1,20m (1,15%) e chegando à menor concentração em 2,70m (0,6%), caracterizando assim a oscilação das concentrações nesta seção estratigráfica (Figura 28).

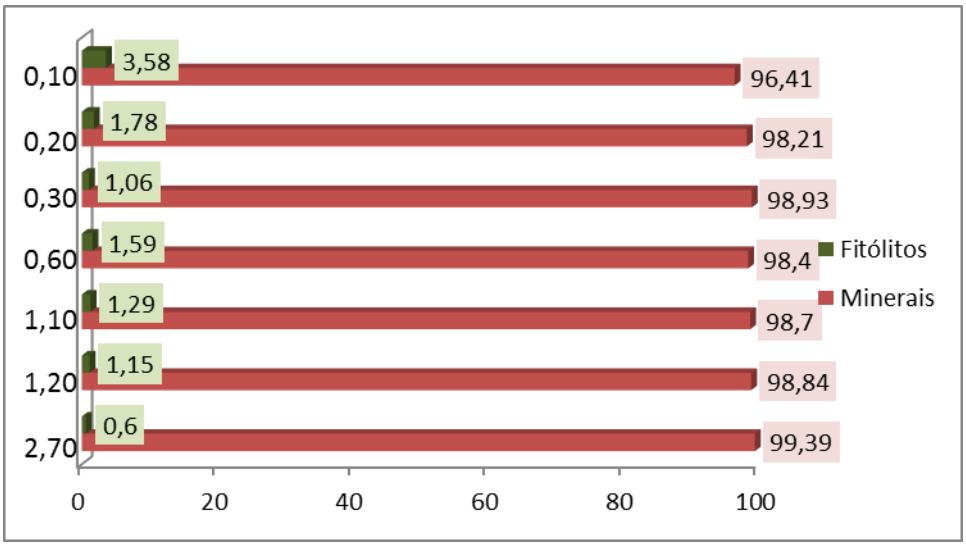


Figura 28 - Concentrações (%) de minerais e fitólitos na seção estratigráfica CSA-B

5.1.2 Interpretação dos morfotipos e composição da assembleia fóssil dos silicofitólitos

Foram identificados cinco morfotipos de fitólitos, sendo dois morfotipos com características taxonômicas (*Saddle* e *Globular granulate*) e três morfotipos com significado ambiental (*Elongate*, *Bulliform cuneiform* e *Bulliform parallepipedal)* (Figura 29).

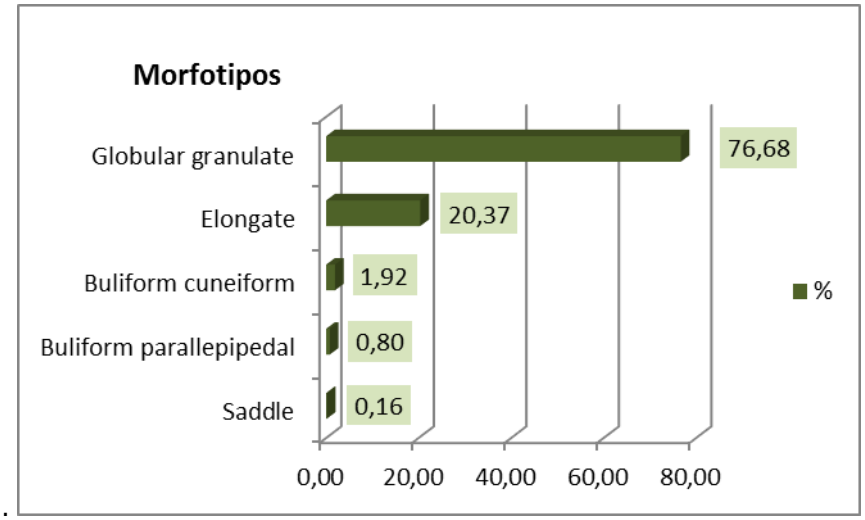


Figura 29 - Porcentagem de morfotipos identificados na seção estratigráfica CSA-B

Em toda a seção, o morfotipo *Globular granulate* apresentou a maior concentração de partículas com 76,68%, representando dicotiledôneas lenhosas, árvores e arbustos. Com 20,37%, o morfotipo *Elongate* foi a segunda maior concentração de morfotipos na seção, estes produzidos em grande quantidade por gramíneas, mas também produzidas por espécies lenhosas. Os demais morfotipos apresentaram baixa concentração em relação a estes dois primeiros, com *Bulliform cuneiform* (1,92%), *Bulliform parallepipedal* (0,80%) e *Saddle* (0,16%).

Na camada superior (0,10), o morfotipo *Elongate* apresentou a maior concentração dentre as partículas de fitólitos descritas, com 86,06%, sugerindo a predominância de gramíneas como cobertura vegetal mais recente. Após os 0,10cm, há uma predominância do morfotipo *Globular granulate* em toda a seção (Figura 30) inferindo uma vegetação de maior porte, arbustiva. Os morfotipos identificados nesta seção estão descritos na Figura 31.

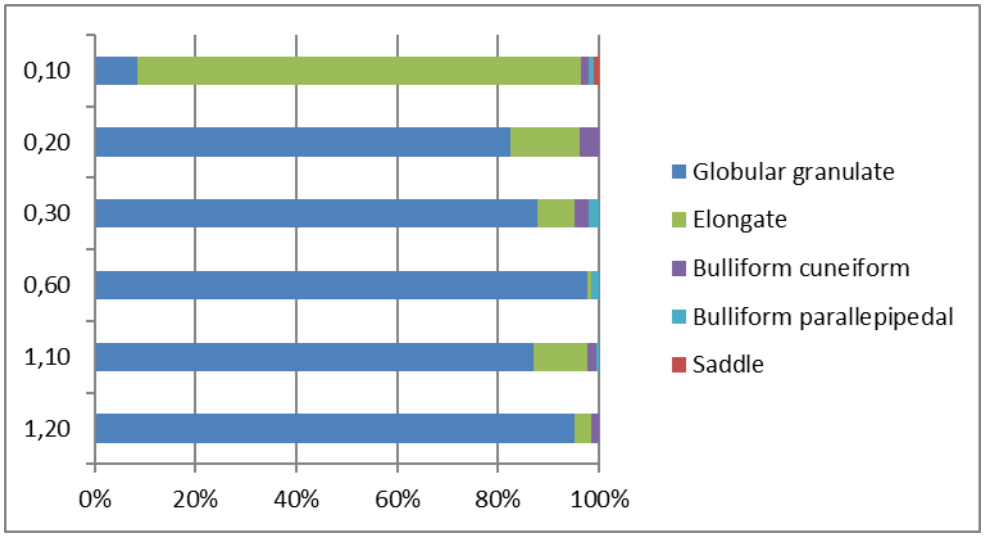
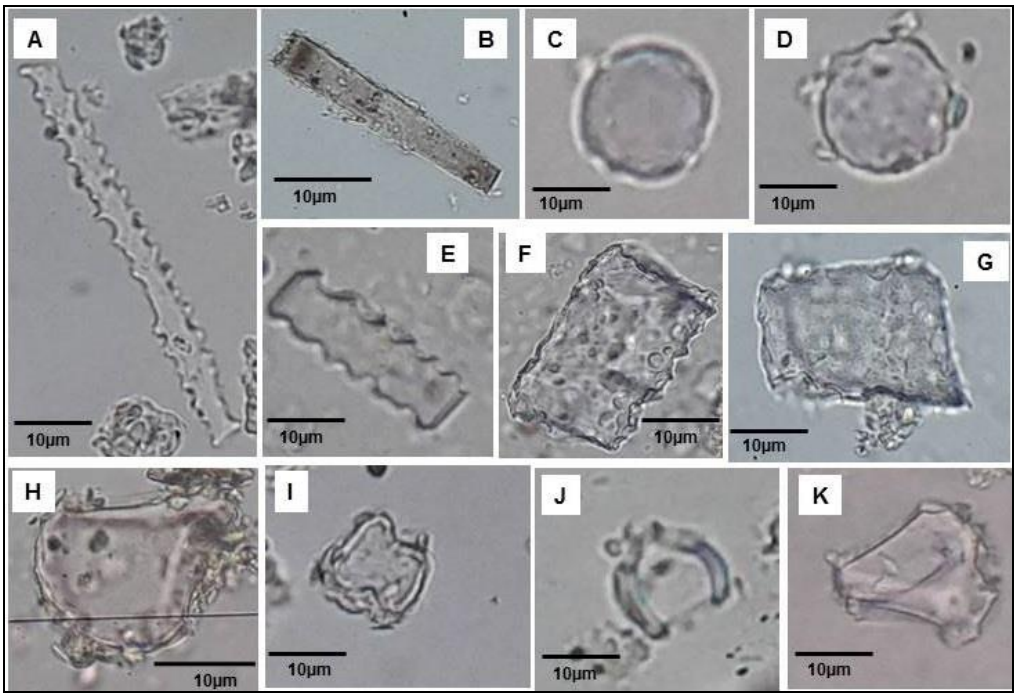


Figura 30 - Distribuição dos morfotipos identificados nos níveis amostrados na seção CSA-B



(A) *Elongate echinate*; (B) *Elongate* (C-D) *Globular psilate;* (E) *Trapeziform sinuate;* (F-G) *Buliform parallelepipedal,* (H-L) *Buliform cuneiform;* (I-J) *Saddle.*

Figura 31 – Morfotipos de silicofitólitos identificados na seção CSA-B.

5.1.3 Assembleia fitolítica fóssil e a aplicação dos índices de vegetação e climáticos

Para esta seção apenas o índice de cobertura arbórea (D/P) foi calculado. A baixa concentração de morfotipos da subfamília Pooidae (*Rondel*), e a não ocorrência

de morfotipos da subfamília Panicoidae (*Cross* e *Bilobate*), inviabilizou a aplicação dos índices Adaptação de Aridez (Iph), Índice Climático (Ic) e o Índice de Estresse Hídrico (Bi). Os valores do índice D/P variaram entre 2,13 (0,10m) a 68,27 (0,60m), nível este acima da cascalheira matriz suportada. É interessante ressaltar que os níveis superficiais (10-30cm) apresentaram os menores valores para o índice na seção, representando uma possível cobertura de vegetação aberta de gramíneas, substituindo uma vegetação anterior mais arbustiva, de acordo com os índices de cobertura vegetal apresentados (Figura 32).

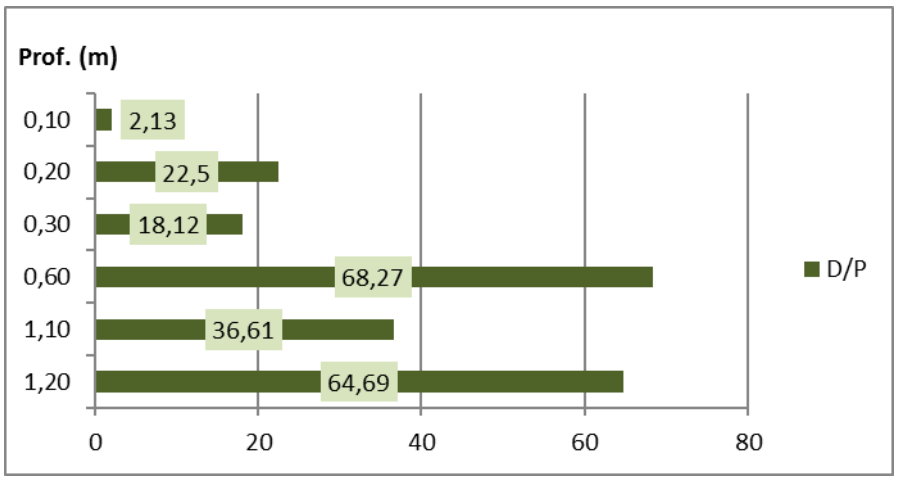
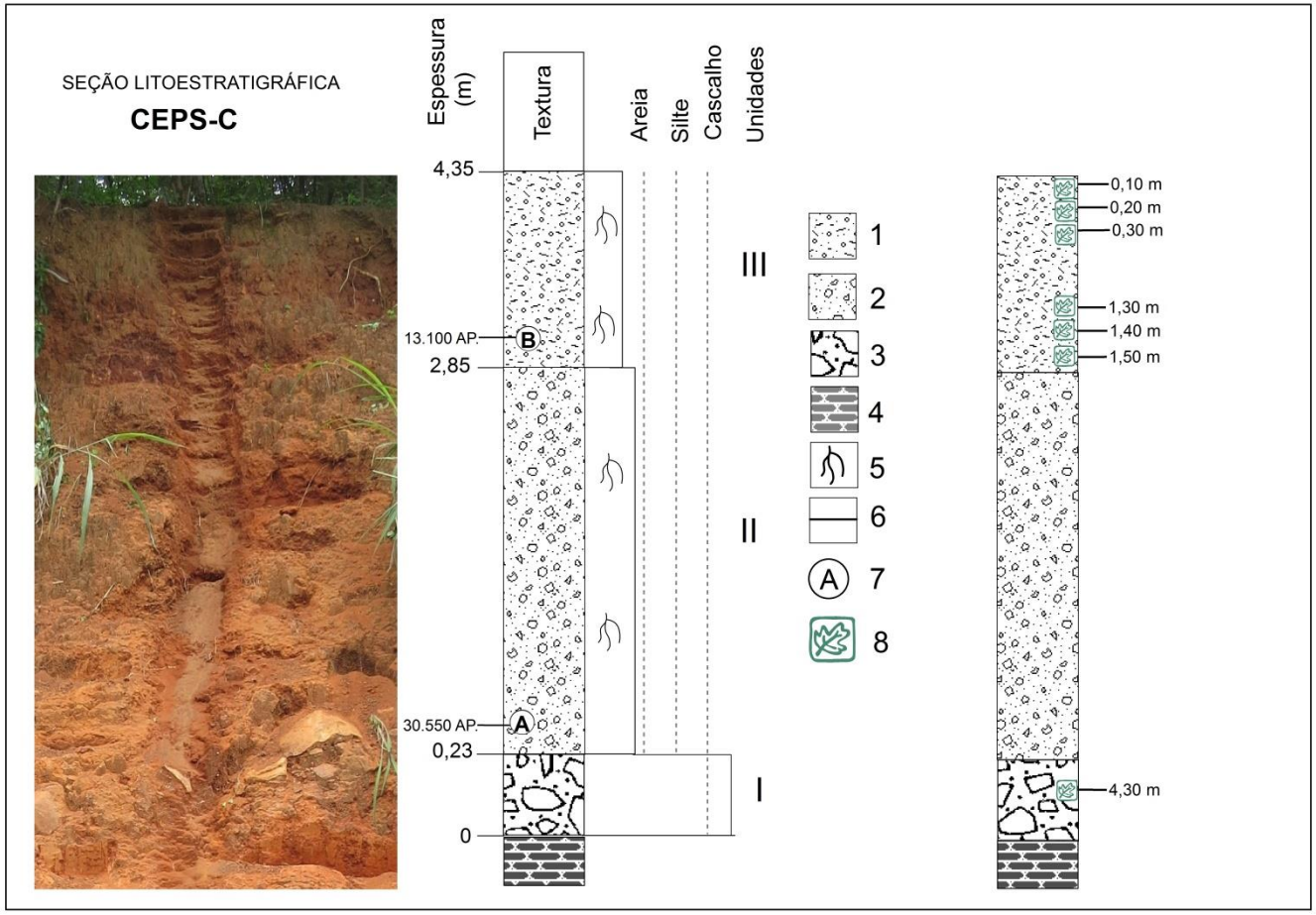


Figura 32 - Valores calculados para o índice D/P na seção CSA-B

5.2 SEÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA COLÚVIO ESTRADA PONTA DA SERRA – CRATO (CEPS-C)

A seção estratigráfica em tela ocorre por sobre um saprólito *in situ*, expondo o contato erosivo com o material coluvial, dividida em três unidades litoestratigráficas, com 4,35 metros de espessura vertical da base para o topo (Figura 33). A unidade I é composta por uma cascalheira matriz suportada característica de fluxo de detritos resultantes dos processos de erosão da encosta, apresentando 0,23m de espessura, na base da seção em contato com o regolito. Esta cascalheira é constituída por blocos e seixos de arenito, com grau de arredondamento de angular a arredondado, oriundos do retrabalhamento dos depósitos de tálus na base da escarpa rochosa. A unidade II está sobreposta à cascalheira, constituído de areia síltica com presença de grânulos, raízes e estrutura maciça, com 2,62 metros de espessura. A datação pelo método LOE indicou a data de 30.550 ± 3.700 anos A.P



1 – Silte arenoso com presença de grânulos e estrutura maciça. 2 – Areia síltica com estrutura maciça e presença de grânulos. 3 – Cascalheira matriz suportada. 4 – Rocha alterada 5 – Raízes. 6 – Limite abrupto. 7 – Amostras LOE. 8- Amostras fitólitos.

Figura 33 – Seção litoestratigráfica Colúvio Estrada Ponta da Serra – Crato (CEPS-C)

Na camada superior e topo da seção resta a unidade III, pacote sedimentar silto-arenoso com presença de grânulos, raízes e estrutura maciça, com 1,50m. As propriedades identificadas na granulometria (Lima, 2015) demonstram grãos com pouco arredondamento e baixa esfericidade, sugerindo pouco retrabalhamento no pacote coluvial, o que pode caracterizar como transportados por fluxo de detritos com área fonte próxima e/ou alteração da rocha-mãe com pouca alteração pelo transporte. Esta unidade apresentou idade de 13.100 ± 2.100 anos A.P.

5.2.1 Interpretação das concentrações entre minerais e silicofitólitos

A seção CEPS-C apresentou um decréscimo contínuo da concentração de fitólitos em relação aos minerais com o aumento da profundidade (Figura 34). A amostra mais superficial (0,10m) registrou 22,58% de fitólitos em relação a 72,4% da concentração de minerais. O decréscimo é constante até a profundidade de 1,50m com 2,5% de fitólitos e 97,49% a concentração de minerais. Nos primeiros 30 cm a concentração de fitólitos permanece na média de 21%, caindo consideravelmente com o aumento da profundidade, chegando a média de 1,2% na profundidade de 1,30-1,50m. Essa distribuição das partículas pode sugerir que nos primeiros 0,30m há contribuição da superfície moderna e que o restante das partículas pode ser registros paleoambientais.

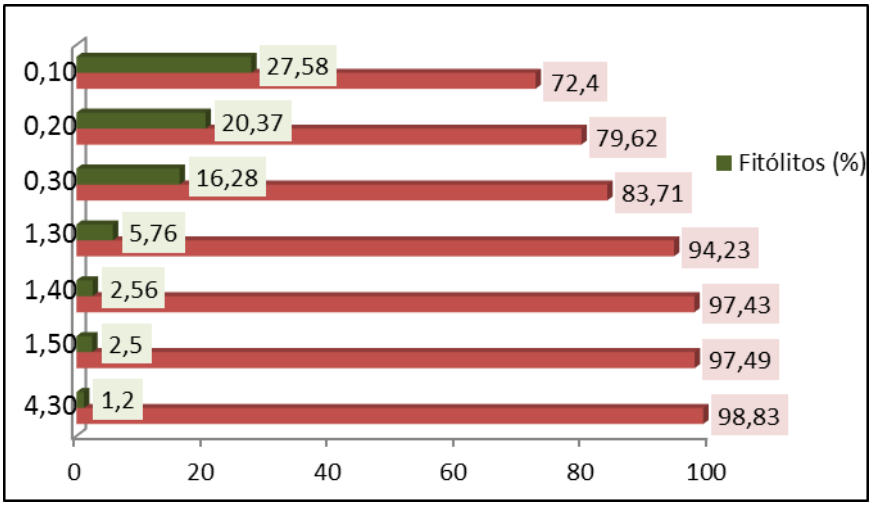


Figura 34 – Concentrações (%) de minerais e fitólitos na seção estratigráfica CEPS-C

5.2.2 Interpretação dos morfotipos e composição da assembleia fóssil dos silicofitólitos

A interpretação das partículas com morfotipos conhecidos pela literatura científica identificou seis morfotipos de fitólitos (Figura 35 e 36), destes, três com significado taxonômico e três com significado ambiental. Dentre os com significado taxonômico, o morfotipo *Saddle* característico das plantas herbáceas da subfamília Chloridoideae de climas quentes e secos, teve maior ocorrência com 46,5%, identificado em todos os níveis amostrados (Figura 37). A segunda maior concentração é dos morfotipos *Elongate* (21,97%), característicos de células longas com ocorrência em todas as gramíneas, não sendo característica de subfamílias, portanto com significado ambiental. O morfotipo *Bulliform cuneiform* apresentou 16,78%, sendo este com significado ambiental, com características de ambientes secos, formados na epiderme das folhas quando sob estresse hídrico. *Globular granulate* são partículas formadas em dicotiledôneas, principalmente plantas arbóreas e arbustivas, não possuindo significado taxonômico. Sua concentração foi de 8,92% com ocorrência em todos os perfis amostrados. Com menor concentração em toda a seção (1,45%), o morfotipo *Rondel* possui significado taxonômico da subfamília Pooidae, ocorrendo em três perfis amostrados.

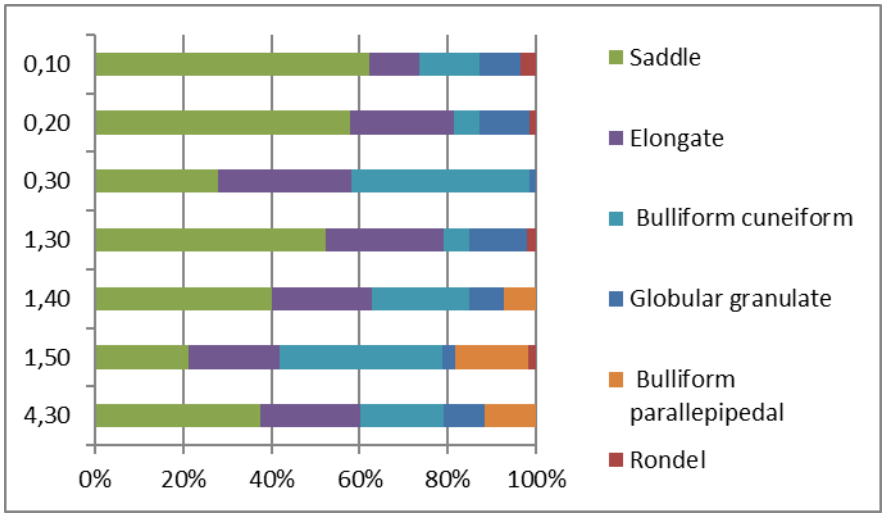
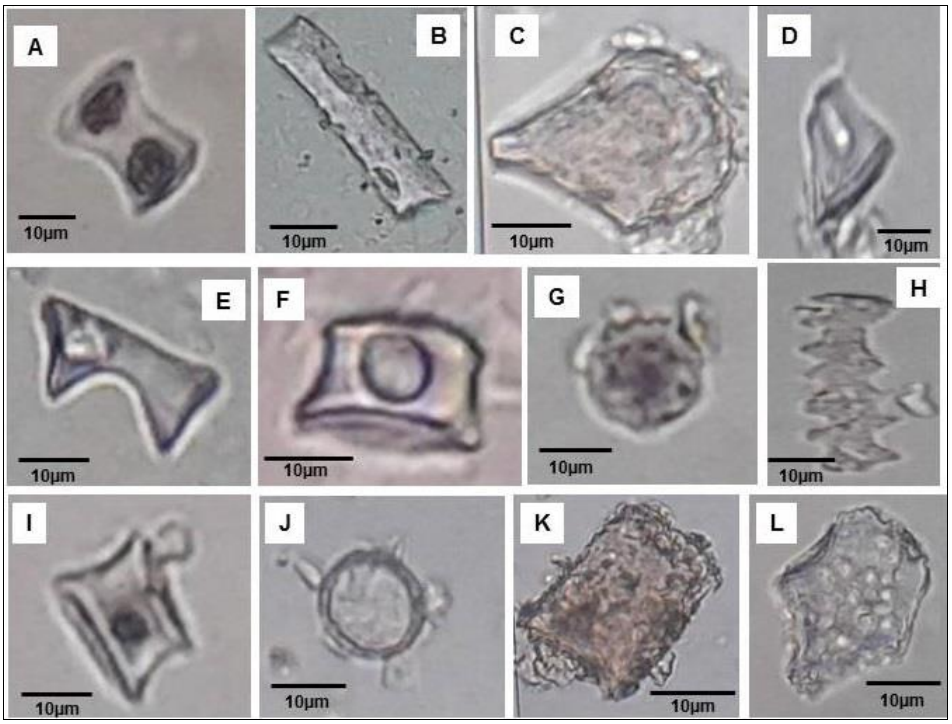


Figura 35 - Distribuição dos morfotipos identificados nos níveis amostrados na seção CEPS-C



(A-E) *Saddle*; (B) *Elongate*; (C-L) *Bulifform cuneiform*; (D,F,I) *Rondel*; (G-J) *Globular granulate*; (H) *Elongate echinate*; (K) *Bulliform paralelepipedal*.

Figura 36 – Morfotipos de silicofitólitos identificados na seção CEPS-C.

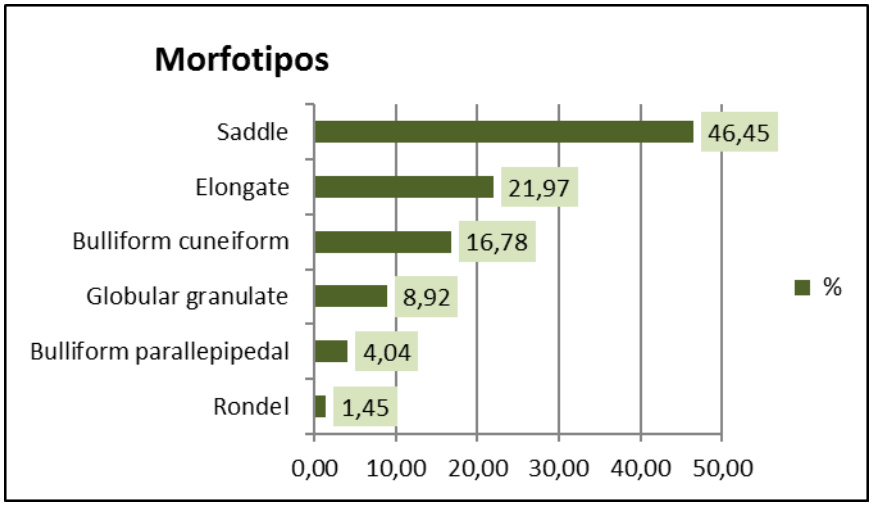


Figura 37 - Porcentagem de morfotipos identificados na seção CEPS-C

5.2.3 Assembléia fitolítica fóssil e a aplicação dos índices de vegetação e climáticos

De acordo com a assembleia fitolítica fóssil descrita, e dos índices conhecidos para inferir aspectos climáticos e ambientais, sendo eles o Índice de Adaptação de Aridez (Iph), o Índice Climático (Ic), Índice de Cobertura Arbórea (D/P) e Índice de Estresse Hídrico (Bi), apenas o índice D/P e Bi foram aplicados. Para o índice Iph, é necessário os morfotipos *Saddle*, *Cross* e *Billobate*. Não foram encontrados os morfotipos *Cross* e *Billobate* nesta seção, o que inviabilizou a utilização deste índice. Para aplicar o índice Ic, utilizam-se os fitólitos de Pooidae, Chloridoideae e Panicoideae. Pooidae é representada pelo morfotipo *Rondel*, que não apresentou quantidade estatisticamente significativa. Os morfotipos *Cross* e *Billobate*, que não foram encontrados nesta seção, são produzidos pelas Panicoideae. Apenas o morfotipo *Saddle*, encontrado na subfamília Chloridoideae foi descrito, mas a ausência dos demais morfotipos inviabilizou a aplicação deste índice.

O índice D/P foi calculado e apresentou valores baixos em todos os níveis amostrados (Figura 38), variando entre 0,02% (0,30m) a 0,21% (1,30m). De acordo com os valores de referência para este índice (ALEXANDRE *et al*., 1997 e BREMOND *et al*., 2005), valores acima de 150 referem-se a uma floresta equatorial, de 7 a 10 para uma floresta perene, de 0,33 a 1,16 para uma savana alta e de 0 a 0,1 para savanas baixas e estepes. Para esta seção, a fitofisionomia pode ser considerada como transição entre savana baixa e estepes (0-0,1) variando a uma savana alta (0,33 a 1,16) indicando uma vegetação xerófita de caatinga baixa a uma caatinga arbustiva-arbórea.

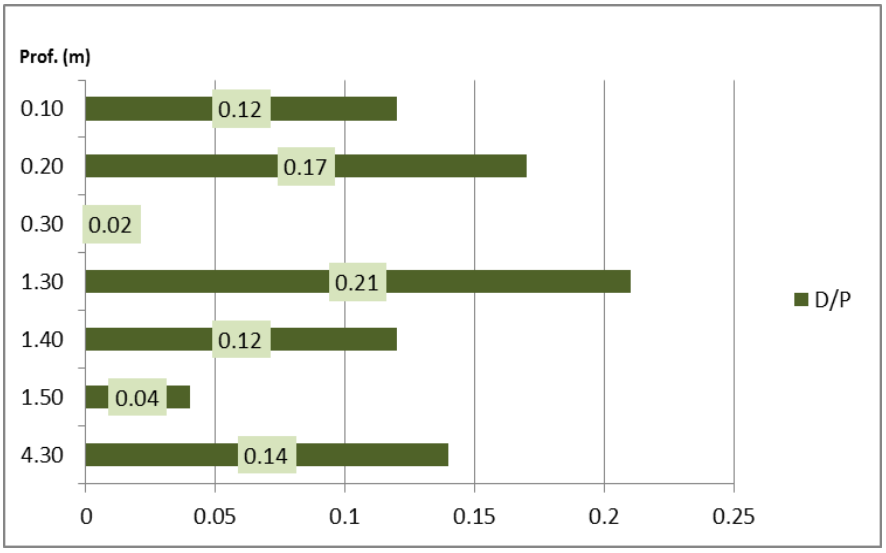


Figura 38 – Valores calculados para o índice D/P na seção CEPS-C

Os valores para o índice Bi variaram entre 8,87% (0,20m) e 69,62% (1,50m) (Figura 39). Os valores que indicam maior estresse hídrico estão nos níveis 0,30m (59,03%) e 1,50m (69,62%), coincidindo com os menores valores para cobertura arbórea nestes níveis, de 0,02% e 0,04%, respectivamente. Os altos índices de Bi estão relacionados com os maiores valores dos morfotipos *Bulliform cuneiform*, corroborando a premissa de um ambiente seco sob estresse hídrico.

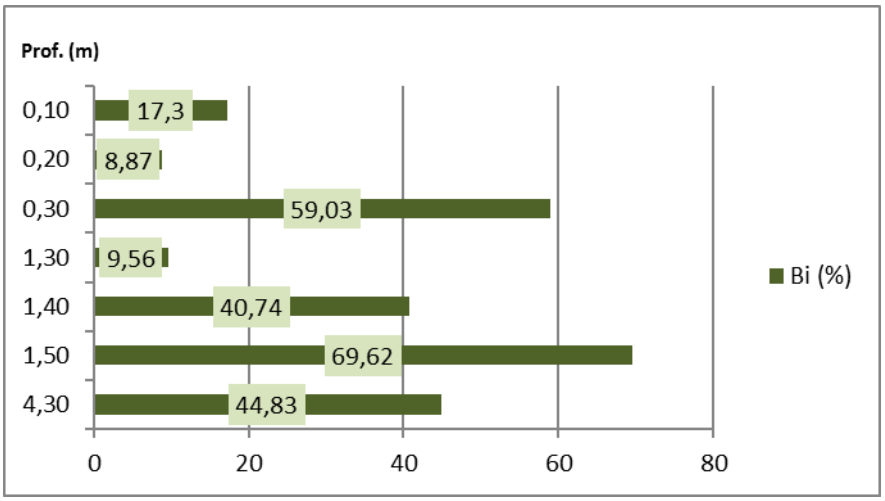


Figura 39 – Valores calculados para o índice Bi na seção CEPS-C

6 DISCUSSÃO

Nas duas seções estratigráficas foram identificados os mesmos morfotipos de fitólitos: *Saddle*, *Elongate*, *Globular granulate*, *Bulliform cuneiform*, *Bulliform parallelepipedal* e *Rondel,* este último apenas na seção CEPS-C. Porém, a distribuição das partículas nas seções apresentou uma dinâmica diferente. A seção CEPS-C demonstra a diminuição gradativa das concentrações de fitólitos com a profundidade, como aventado em estudos no Brasil (ALEXANDRE *et al*., 1999; CALEGARI, 2008; COE, 2009). Já na seção CSA-B, os fitólitos apresentam menor concentração, porém estão distribuídos de forma homogênea ao longo de toda a espessura da seção mesmo que em pequenas concentrações.

Na seção CSA-B, a dinâmica e a origem do material constituinte e a alta porosidade do pacote sedimentar podem apontar para algumas hipóteses diferentes em relação à ocorrência das partículas de silicofitólitos em todos os níveis amostrados com baixas concentrações. As unidades descritas apresentam a mesma propriedade litológica, sobrepostas por fluxos de lama, intercaladas pela cascalheira clasto suportada. Correlacionando a distribuição das partículas de fitólitos aos fluxos deposicionais que estruturaram a seção estratigráfica, pode-se aventar algumas hipóteses, como a dissolução das partículas (PAISANI *et al*., 2013), baixa produção de fitólitos e o pouco tempo de exposição da superfície de modo a não constituir uma comunidade vegetal estruturada, sendo encoberta por novo fluxo de lama, sugerindo assim, que as partículas de silicofitólitos poderiam ser alóctones carreadas a partir da área fonte do colúvio, a encosta do Planalto do Araripe.

Por outro lado, devido ao material areno-siltoso e à alta porosidade do material constituinte da seção, pode ter ocorrido um alto fluxo de percolação vertical, podendo haver uma translocação contínua (ALEXANDRE *et al*., 1999) das partículas de fitólitos em todos os níveis amostrados. Porém, caso tal fenômeno tivesse ocorrido, supõe-se que deveria haver concentrações de argila em diferentes níveis gerando lentes, perceptíveis macroscopicamente (PAISANI *et al*., 2016) o que não foi identificado em campo. Com esta hipótese, as partículas seriam autóctones, vinculadas às paleosuperfícies.

A concentração em profundidade do morfotipo *Globular granulate* indica uma cobertura de caatinga arbustiva, sendo visível apenas nos fitólitos dos níveis subsuperficiais. Na camada superficial predominam os fitólitos de gramíneas,

indicando a erradicação da vegetação arbórea/arbustiva em prol de sua substituição por gramíneas, provavelmente uma fitofisionomia aberta. Os fitólitos de uma vegetação mais arbórea estão presentes em toda a seção, demonstrado pela presença do morfotipo G*lobular granulate* e pela variação do índice de cobertura arbórea.

A unidade I (0-2,10m), perfil coluvial superior à cascalheira clasto suportada, sugere que durante o processo deposicional havia um volume de água considerável e contínuo (LIMA, 2015), o que pode ter forte influência na distribuição vertical das partículas de silicofitólitos ou a sobreposição e distribuição pelos fluxos de lama, datado para um período de 53.850 anos A.P. e 52.000 A.P. Este período é caracterizado por fortes picos de chuvas de alta magnitude, desencadeando constantes movimentos de massa sobre a encosta, talvez não permitindo a estabilização de uma vegetação de gramíneas/herbáceas.

No contexto do Pleistoceno superior do Nordeste, este período enquadra-se entre o último interestadial e o Último Máximo Glacial (CORRÊA *et al*., 2005; SILVA, 2013). Essa interpretação deriva da datação por LOE em amostras de lamito (corridas de lama) que permitiram estabelecer ligações entre as litofácies e sua gênese climática (LIMA, 2015). Corrêa *et al*. (2008) em pesquisa nos depósitos de encosta no Brejo Madre de Deus, estado de Pernambuco, dataram um evento deposicional de idade similar, 67.200 anos A.P., relacionando-o a uma reumidificação do clima no Pleistoceno superior, com recuperação da vegetação do período anterior de semiaridez.

A unidade III (2,25-2,91m), pacote sedimentar inferior à cascalheira matriz suportada (unidade II), apresenta no topo da seção a maior concentração de fitólitos de gramíneas, o que indica a supressão da vegetação mais arbórea e instalação de uma vegetação mais aberta. Esta fitofisionomia é corroborada pela data obtida para esta unidade, de 30.120 A.P., referente a um período mais seco justo quando do início do último máximo glacial, iniciando uma pausa nos contínuos fluxos de lama recorrentes durante o último interestadial e a instalação de uma vegetação aberta, possivelmente dominada por gramíneas.

O esquema de deposição hipotético (Figura 40) sugere uma interpretação dos processos deposicionais por movimentos de fluxos de massa e sobreposição de camadas sedimentares, desencadeados por fortes picos de chuva de alta magnitude, mantendo a vegetação arbórea, (de 53.850 anos A.P. antecedendo 30.120 anos A.P.), tendo um fluxo de detritos anterior ao período datado de 30.120 anos A.P., quando se

inicia um período mais seco, e a predominância da vegetação aberta com gramíneas, suprimindo a vegetação arbórea anterior.

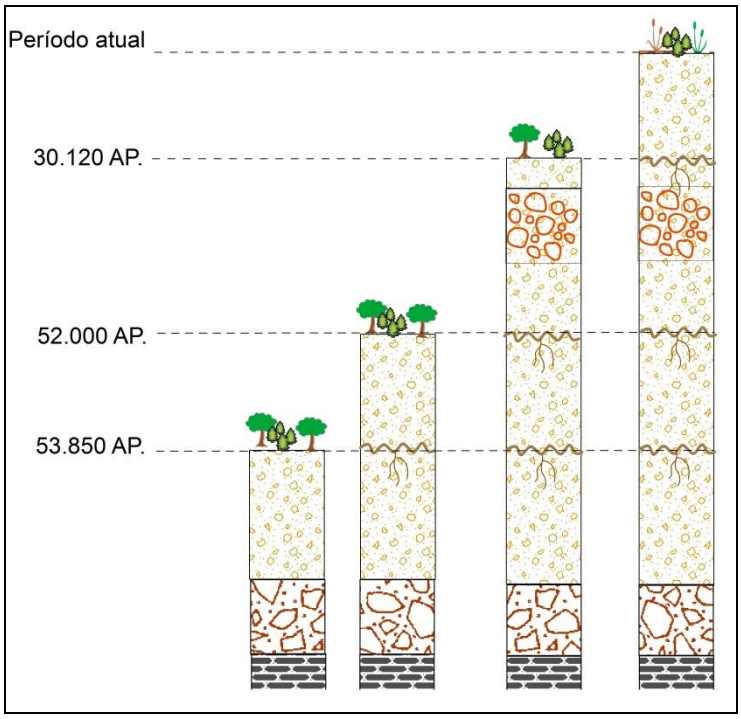


Figura 40 – Interpretação dos processos de fluxos de sedimentação e da vegetação inferidos a partir das datações e análise de fitólitos para a seção CSA-B.

A partir da interpretação dos índices de vegetação, na seção CEPS percebe-se um predomínio dos morfotipos *Saddle*, da subfamílifa Chloridoideae de vegetação herbácea, e *Elongate*, característico de todas as gramíneas Poaceae. Pode-se inferir que as fitofisionomias neste local eram compostas de vegetação aberta, com pouca cobertura vegetal arbórea de acordo com os baixos valores do índice D/P, com um clima mais seco, corroborado pelos altos índices de estresse hídrico (Bi), principalmente a partir da profundidade de 0,30m.

Na unidade II, no perfil coluvial sotoposto ao fluxo de detritos (0,23-2,85m), as concentrações de fitólitos diminuem gradativamente, ainda com a presença de morfotipos de gramíneas Poaceae e herbáceas Chloridoideae, com os maiores valores para o índice de estresse hídrico. Neste pacote sedimentar a idade dos sedimentos é de 30.550 A.P.

A unidade III (2,85-4,35m), representando o perfil coluvial no topo da seção, é constituída de material silto-arenoso presente na camada mais superficial, pacote sedimentar com a maior concentração de silicofitólitos, podendo estar relacionado com

a proximidade da superfície. Os depósitos coluviais apresentam aspectos de solos bem desenvolvidos morfologicamente, porém, de acordo com o grau de pedalidade de fraca a moderada, sua estrutura interna apresenta materiais imaturos pedologicamente, com características ainda dos processos deposicionais.

A espessura dos pacotes coluviais sugere que o material fonte destes depósitos eram bem desenvolvidos, com certa estabilidade geomorfológica e moderada evolução pedogeoquímica. As partículas de argilominerais indicam que os fatores climáticos não tiveram forte influência nos processos de intemperismo dos minerais após a sua deposição (LIMA, 2015).

O período datado para a unidade III é de 13.100 A.P. Entre 30.000 e 13.000 anos A.P., as condições climáticas são de períodos mais secos (SILVA, 2013), corroborando as análises fitolíticas, com uma vegetação mais aberta composta por gramíneas, com a ocorrência de eventos geomorfológicos menos intensos.

Este período é interpretado no esquema hipotético para a seção CEPS-C (Figura 41), demonstrando a continuidade de uma vegetação aberta com presença de gramíneas, durante períodos mais secos, caracterizados até o período atual.

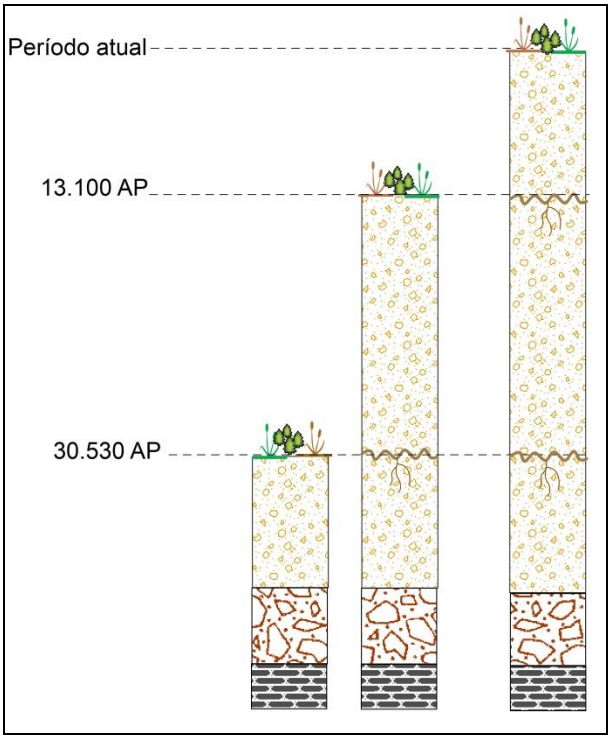


Figura 41 - Interpretação dos processos de sedimentação e da vegetação inferidos a partir das datações e análise de fitólitos para a seção CEPS-C.

7 CONCLUSÕES

O significado paleoambiental dos silicofitólitos em depósitos de colúvio no período Quaternário superior na face nordeste da bacia sedimentar do Araripe demonstrou a dinâmica da vegetação correlacionada aos processos de deposição de sedimentos, desde o Pleistoceno superior até o período atual. A correlação dos índices climáticos utilizados a partir da interpretação de morfotipos e a composição de uma assembleia fóssil dos silicofitólitos corroboraram a dinâmica ambiental e geomorfológica dos períodos datados nas seções estratigráficas.

Os resultados apresentados indicam que os silicofitólitos são bons indicadores para a reconstrução da paisagem pretérita nos sedimentos coluviais nesta região do Nordeste. A interpretação da assembleia fitolítica fóssil e a aplicação dos índices, mesmo que não todos aqueles utilizados em trabalhos com esta mesma finalidade, permitiram uma comparação com os períodos paleoclimáticos regionais durante o Quaternário. As partículas de silicofitólitos se mostraram pouco alteradas por processos físicos e químicos, o que de fato mostra a boa interpretação e utilidade destas partículas como bioindicador fóssil de paleovegetação em sedimentos arenosos. Os processos químicos de extração adotados foram positivos, não demonstrando alterações nas partículas por reações químicas, favorecendo o bom resultado da técnica utilizada nas extrações em sedimentos.

Este trabalho representa uma primeira análise e composição da assembleia fóssil de silicofitólitos nos colúvios do planalto sedimentar do Araripe. Os resultados foram adequados aos objetivos propostos, sendo possível avançar nas interpretações, levantando hipóteses as quais requerem um maior detalhamento quanto aos processos pedogeoquímicos, para uma melhor interpretação da dinâmica de deposição, translocação e durabilidade das partículas de silicofitólitos, contribuindo ao melhor entendimento da formação dos depósitos sedimentares durante os períodos paleoclimáticos do Quaternário.

O planalto sedimentar do Araripe possui uma fitofisionomia particular em relação ao semiárido nordestino, com formações vegetais de mata úmida, carrasco, cerrado e caatinga, o que por si só já denuncia a grande potencialidade e diversidade de produção de silicofitólitos. A composição de uma assembleia moderna para estas fitofisionomias tem seu valor para com os trabalhos de reconstrução paleoambiental na região, de forma a comparar os morfotipos fósseis encontrados nos sedimentos, com os morfotipos modernos extraídos das plantas, melhorando assim as

interpretações da paleovegetação e da origem e dinâmica da deposição dos materiais formadores de depósitos coluviais. Da mesma relevância, os silicofitólitos podem ser uma grande ferramenta para pesquisas sobre a riqueza fitogeográfica da chapada do Araripe, considerando as particularidades das formações vegetais presentes na área e sua correlação com as mesmas fitofisionomias em outros biomas fora dos limites da caatinga.

8 REFERÊNCIAS

AB SÁBER, A.N; BIGARELLA, J.J. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar. **Boletim Paranaense de Geografia** n.4 p.94-110, 1961.

ALEXANDRE, A.; Meunier, J.D.; LÉZINE, A.M.;VICENS, A.; SCHWARTZ, D. Phytoliths: indicators of grassland dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.136, n.1-4, p.213-229, 1997.

ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J.D.;MARIOTTI, A.; SOUBIES, F.Late Holocene Phytolith and Carbon-Isotope Record from a Latosol at Salitre, South-Central Brazil. **Quaternary Research**, v.51, n.2, p.187-194, 1999

ALMEIDA F.F.M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, 7(4)p.349-364. 1977.

ALVAREZ, M.F., BORELLI, N., OSTERRIETH, M.,. Extracción de biominerales silíceos em distintos sedimentos utilizando dos técnicas básicas. In: Korstanje, A., Babot, P. (Eds.), Matices Interdisciplinarios en Estudios Fitolíticos y de Otros Microfósiles. **British Archaelogical Reports (BAR) International Series 1870**, Oxford, pp. 31-38. 2008.

AN. X.; LU, H.; CHU. G. Surface Soil Phytoliths as Vegetation and Altitude Indicators: a Study from the Southern Himalaya**. Science Report**. Oct. 2015.

ANDRADE, G. O. & LINS, R. C. **Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil**. Arquivos do Instituto de Ciências da Terra da Universidade do Recife, v. 3(4), p.17-28, 1965.

ANDRADE, G. O, LINS R. C. Os climas do nordeste. In: Vasconcelos-Sobrinho, J. **As regiões Naturais do Nordeste: o meio e a civilização**. Recife: CONDEPE, 1971. pp. 95-138.

ARAÚJO, F.S. **Estudos Fitogeográficos do Carrasco no Nordeste do Brasil**. 1998. 97f. Tese (Doutorado em Biologia Vegetal). Universidade Estadual de Campinas. Campinas, SP.1998.

ASSINE, M. L. Bacia do Araripe. **Boletim de Geociências**, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p. 371-389, mai/nov. 2007.

BARBONI, D.; BONNEFILLE, R.; ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J.D. Phytoliths as paleoenvironmental indicators, West Side Middle Awash Valley, Ethiopia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.152, p.87–100, 1999.

BASTOS, A. T. C. C. **Estudo do Ciclo Biogeoquímico do Silício em Diferentes Sistemas Marinhos como Ferramenta para Identificação de Alterações Ambientais de Origem Natural e ou Antrópica**. 2014. 98p. Dissertação (Mestrado em Ciências). Universidade de São Paulo. São Paulo, SP. 2014.

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

BIGRARELLA, J. J. ANDRADE, G. O. Contribution to the study of the brasilian Quaternary. In: **International studies of Quaternary**. Geol. Soc. Amer. Special papers, 84, 1965.

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Ed. UFSC, v. 3, 2003.

BONOMO, M. LEON, D.C., OSTERRIETH, M.; STEFFAN, P.; BORRELI, N. Paleoenvironmental studies of Alfar archaeological site (mid-Holocene; Southeastern Pampas of Argentina): Silicophytoliths, gastropods and archaeofauna. **Quaternary International.** 287.p.34-46. 2013.

BORBA-ROSCHEL, M., ALEXANDRE, A., VARAJAO, A.F.D.C., MEUNIER, J.D., VARAJAO, C.A.C., COLIN, F. Phytoliths as indicators of pedogenesis and paleoenvironmental changes in Brazilian cerrado. **Journal of Geochemical Exploration.** 88 (1/3), 172-176. Amsterdam. 2006.

BORRELLI, N; HONAINE, M.F; ALTAMIRANO, S.M.; OSTERRIETH, M. Calcium and Silica Biomineralizations in leaves aquatic species of the Pampean Plain, Argentina. **Aquatic Botany**. 94. p. 20-36. 2010.

BOZARTH, S. R. Classification of opal phytoliths formed in selected dicotyledons native to the Great Plains. In G. Rapp, Jr., & S. C. Mulholland (Eds.), **Phytolith systematics: Advances in archaeological and museum science** (pp. 193–214). New York: Plenum Press.1992.

BRITO. I.M. **Bacias Sedimentares e formações pós-paleozóicas do Brasil**. Rio de Janeiro: Interciência. 179 p. 1979.

BREMOND, L. **Calibration des fonctions de transfert entre assemblages phytolithiques, structures des végétations et variables bioclimatiques actuelles, pour l'intégration de la dynamique des biomes herbacés dans les modèles de végétation**. 2003. Tese (Doutorado em Geociências), Université Aix-Marseille III, França, 2003.

BREMOND, L., ALEXANDRE, A., HÉLY, C., GUIOT, J.,. A phytolith index as a proxy of tree cover density in tropical areas: calibration with Leaf Area Index along a forest–savanna transect in southeastern Cameroon. **Global and Planetary Change**. 45 (4), 277–293. 2005.

CALEGARI M.R. **Ocorrência e Significado Paleoambiental do Horizonte A Húmico em Latossolos**. 2008. 256 p. Tese (Doutorado em Agronomia). Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”- ESALQ/USP. Piracibaba/SP. 2008.

CALEGARI, M.R.; MADELLA, M.; VIDAL-TORRADO, P.; PESSENDA, L.C.R.; MARQUES, F.A. Combining phytoliths and 13C matter in Holocene palaeoenvironmental studies of tropical soils: An example of an Oxisol in Brazil . **Quaternary International**. v. 287. P. 47-55. 2013a.

CALEGARI, M.R.; MADELLA, M.; VIDAL TORRADO, P.; OTERRO, X.L.; MACIAS, F.; OSTERRIETH, M. Opal phytolith extraction in oxisols. **Quaternary International**, 287, p.56-62, 2013b.

CAMPOS A. C. de, LABOURIAU L. F. G. Corpos Silicosos de Gramíneas dos Cerrados. II. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, 4:143-151.1969.

CARVALHO, I.S. Bacias Intracratônicas do Nordeste do Brasil. In: **Geologia Histórica**. BRITO, I.M. (ed.). Editora da Universidade Federal de Uberlândia. p. 115-140. 2000.

CASCON, L. M. **Alimentação na Floresta Tropical: Um estudo de caso no sítio Hatahara, Amazônia Central, com base em Microvestígios Botânicos**. Dissertação (Mestrado em Arqueologia). Universidade Federal do Rio de Janeiro-UFRJ. Rio de Janeiro, 2010.

CASTRO D.L. , CASTELO BRANCO, R.M.G. Caracterização da arquitetura interna das bacias do Vale do Cariri (NE do Brasil) com base em modelagem gravimétrica 3-D. **Revista Brasileira de Geofísica**, 1999, p. 129-144.

CAVALCANTE P.B. Contribuição ao Estudo dos Corpos Silicosos das Gramíneas Amazônicas I. Panicoideae (Melinideae, Andropogoneae e Tripsaceae). **Botânica**, 80:1-11. 1968.

CAVALCANTE, A;M.L.N. **Interferência de Doses Crescentes de Silício na Absorção de Nutrientes e na Matéria Seca de *Brachiaria decumbens* Stapf**. 2013. 43f. Dissertação (Mestrado em Agronomia Tropical). Universidade Federal do Amazonas. Manaus, 2013.

CHUENG, K.F. **Reconstituição Paleoclimática da Geodinâmica Quaternária na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Através dos Indicadores Fitolíticos e Isótopos de Carbono**. 2015. 168p. Dissertação (Mestrado em

Dinâmica dos Oceanos e da Terra). Universidade Federal Fluminense – UFF. Niterói, RJ. 2015.

COE, H. H.G. **Fitólitos como Indicadores de Mudanças na Vegetação Xeromórfica da Região de Búzios / Cabo Frio, RJ Durante o Quaternário**. Tese (Doutorado em Geologia Marinha). Universidade Federal Fluminense – UFF. Rio de Janeiro, 2009.

COE, H.H.G.; ALEXANDRE, A.; CARVALHO, C.N; SANTOS, G.M.; SILVA, A.S.; SOUSA, L.O.F.; LEPSCH, I.F. Changes in Holocene tree cover density in Cabo Frio (Rio de Janeiro, Brazil): Evidence from soil phytolith assemblages. **Quaternary International**. p. 63-72, 2013.

COE, H.H.G.; MACARIO, K.; GOMES,J.G.; CHUENG, K.F.; OLIVEIRA, F.; GOMES, P.R.S.; CARVALHO, C.; LINARES, R.; ALVES, E.; SANTOS, G.M. Understanding Holocene variations in the vegetation of Sao Joao River basin, southeastern coast of Brazil, using phytolith and carbon isotopic analyses. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology**. n.415 p. 59-68. 2014.

COE, H. H. G.; RAMOS, Y. B. M.; SANTOS, C. P.; SILVA, A. L. C.; SILVESTRE, C. P.; BORRELLI, N.; SOUSA, L. O. F. Dynamics of production and accumulation of phytolith assemblages in the resting of Maricá, Rio de Janeiro, Brasil. **Quaternary International**, p. 1 - 12, novembro 2015.

CORRÊA, A. C. B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. 2001. 386 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 2001.

CORRÊA, A. C. B.; BARRETO, A.M.F.; BEZERRA, F.H.R.; BRITO NEVES, B.B.; SUGUIO, K. Análise geomorfológica e sedimentológica do Gráben de Cariatá, Paraíba. In: **X Congresso da Abequa**, Espirito Santo, 2005.

CORRÊA, A. C. B.; SILVA, D. G.; MELO, J. S. Utilização dos Depósitos de Encostas dos Brejos Pernambucanos como Marcadores Paleoclimáticos do Quaternário Tardio no Semi-Árido Nordestino. **Mercator**. 14, p. 101-121. 2008.

CORRÊA , A. C. B.; TAVARES, B; A. C; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L.C.S; LIRA, D.R. Megageomorfologia e Morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, 31(1/2). p. 35-52. 2010.

DIESTER-HASS, L.; SCHRADER, H.J.; THIEDE, J. Sedimentological and paleoclimatological investigations pf two pelagic ooze cores off Cape Barbas, North-West Africa. **Meteor Forsch**. Ergebnisse, Berlin, v.16, p.19-66. 1973.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro, 2006.

EPSTEIN, E. Silicon. **Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology**. v.50, p.641-664, 1999.

FAMBRINI, G.L.; NEUMANN, V.H.M.L.; BARROS, C.L.; SILVA, S.M.O.A.; GALM, P.C; MENEZES FILHO, J.A.B . Análise Estratigráfica da Formação Brejo Santo, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: Implicações paleogeográficas. **Geologia USP**, Série Cientifica, v. 13, n. 4, p. 3-28. Dez. 2013.

FERREIRA, C. A. & SANTOS, E. J. 2000. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Jagurariba SE, Folha SB.24-Z. Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM.

FREDLLUND, G. G.; TIESZEN, L. L. Modern phytolith assemblages from the North American Great Plains. **Journal of Biogeography**., v.21, p.321-335, 1994.

FUNDAÇÃO CEARENSE DE METEOROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS (FUNCEME). **Balanço hídrico do Ceará**. Fortaleza: 1990.

FUNDAÇÃO CEARENSE DE METEOROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS (FUNCEME). **Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos - Mesorregião do Sul Cearense**. Fortaleza, 2012. 280p.

GARCIA, H.R.C. **Arquitetura Deposicional e Evolução Tectono-Estratigráfica das Sequências Pré-Rifte e Rifte, na Porção Central do Vale do Cariri, Bacia do Araripe, NE do Brasil**. 2009. 107p. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica). Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal, 2009.

GURGEL, S. P.P. **Evolução Morfotectônica do Maciço Estrutural Pereiro, Província Borborema**. 2012. 189p. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica), Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. 2012.

HUGHES, P. D. Geomorphology and Quaternary stratigraphy: The roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. **Geomorphology**, v. 123, p. 189-199, 2010.

INTERNATIONAL COMISSION ON STRATIGRAPHY. International Chronostratigraphy Chart. 2016. Disponível em: http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale. Acesso em: março, 2015.

JACOMINE, P. K. T.; ALMEIDA, J.C.; MEDEIROS, L. A. R. **Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado do Ceará**. Recife: SUDENE, v. 1, 1973, 301p.

JARDIM DE SÁ, E.F., SOUZA, Z.S., VASCONCELOS P.M., SAADI, A., GALINDO, A.C., LIMA, M.G. & OLIVEIRA, M.J.R. 2005. Marcos Temporais para a Evolução Cenozóica do Planalto da Borborema. In: SBG, **X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos,** Curitiba, Boletim de Resumos Expandidos, p. 160-162.

KAYANO, M.T. E ANDREOLI, R.V. **O clima da região Nordeste do Brasil**. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J.; SILVA DIAS, M.A.F. Tempo e clima do Brasil. 1.ed. São Paulo: Oficina de Textos, p.213-233, 2009.

KAMPF, N.; MARQUES, J.J.; CURI, N. Mineralogia de Solos Brasileiros. *In*: Ker, J.C.; Curi, N.; Schaeger, C.E.G.R.; Vidal-Torrado, P. eds. **Pedologia: fundamentos**. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. v.1. p.81-143. 2012.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. 18:2, 147-265, 1956.

KONDO, R., IWASA, Y. Opal phytoliths in humic yellow laterosols and yellow laterosols in the Amazon region. **Research Bulletin Obihiro University** 12, 231-239. 1981.

KONDO, R.; CHILDS, C.; ATKINSON, I. Opal Phytoliths of New Zealand. **Manaaki Whenua Press**, 85 p., 1994.

LEPSCH, I. F. **Formação e conservação dos solos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2002.

LIMA, M. F., LIMA, F.A.M., TEIXEIRA, M.M.S. **Mapeamento e Demarcação Definitiva da Floresta Nacional do Araripe**. IBDF/FCPC/UFC. Fortaleza, 1983.

LIMA, F. J. **Evolução Geomorfológica e Reconstrução Paleoambiental do Setor Subúmido do Planalto Sedimentar do Araripe**. 2015. 189 p. Tese (Doutorado em Geografia). Universidade Federal de Pernambuco, Recife PE, 2015.

LIMA, G. G. **Análise comparativa de metodologias de mapeamento geomorfológico na bacia do rio salamanca, Cariri cearense**. 2014. 122 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, PE, 2014.

LIRA, D. R. **Evolução geomorfológica e paleoambiental das Bacias do Riacho do Pontal e GI-8 no Sub-Médio São Francisco**. 2014. 234p. Tese (Doutorado) Doutorado em Geografia. Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 2014.

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

MADELLA, M.; ALEXANDRE, A.; BALL, T. International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. **Annals of Botany**, v.96, p.253-260, 2005.

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

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

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo no NordesteSetentrional Brasileiro**. Mercator**, Fortaleza, v. 13, n. 1, p. 127-141, 2014.

MELO, J. S. **Dinâmica geomorfológica do ambiente de encosta em Belo Jardim – PE: Uma análise a abordagem a partir da perspectiva morfoestratigráfica aplicada aos depósitos coluviais**. 2008. 136 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco. Recife, PE, 2008.

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, P. P. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. In: Cavalcanti, Iracema Fonseca Albuquerque et al. (Ed.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, p. 25–39. 2009.

MEIS & MACHADO,M.B. **A morfologia de rampas e terraços no planalto sudeste do Brasil** . Finisterra, 13(26): 201-18. 1978.

MENDES, J.C. **Elementos da Estratigrafia**. T.A. Queiroz EDUSP, São Paulo, 566 p., 1984.

MMA/FUNDETEC/URCA. Projeto Araripe. Crato, 1999.

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

MOUSINHO, M. R. e BIGARELLA, J. J. Movimentos de massa no transporte dos detritos da meteorização das rochas. **Boletim Paranaense de Geografia**, n. 16/17, p. 43- 84, 1965.

MOURA, J.R.S. Geomorfologia do Quaternário. *In:* **Geomorfologia: uma atualização de bases e conteitos**.Org. Guerra, A. J.T.; Cunha, S. B. 8ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil. 472 p. 2008.

MULHOLLAND, S. C. 1989. Phytolith Shape Frequencies in North Dakota Grasses: A Comparison to General Patterns. **Journal of Archaeological Science**, v.16, p.489-511.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1989.

OLIVEIRA, P.E., BARRETO, A.M.F., SUGUIO, K., 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. 1999.

OLIVEIRA, R.G. **Arcabouço Geofísico, Isostasia e Causas do Magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de sua Margem Continental (Nordeste**

do Brasil). 1998. 411p. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica). Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal, 1998.

OSTERRIETH, M. L.; MADELLA, M.; ZURRO, D.; ALVAREZ, M.F. Taphonomical aspects of sílica phytoliths in the loess sediments of the Argentinean Pampas. **Quaternary International**, v. 193. p.70-79. 2009.

PAISANI, J. C.; CALEGARI, M. R.; PONTELLI, M. E.; PESSENDA, L.C.R.; CORRÊA, A.C.B.;PAISANI, S.D.L.; RAITZ, E. O papel das mudanças climáticas do Quaternário Superior na dinâmica evolutiva de paleovale de segunda ordem (Sul do Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 14. pp. 103-116. 2013.

PAISANI, J.C.; FACHIN, A.; PONTELLI, M. E.; OSTERRIETH, M.L.; PAISANI, S.D.L.; FUJITA, R.H. Evolução de Paleocabeceira de Drenagem do Rio Chopinzinho (Sul do Brasil) Durante o Quaternário Superior. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 17 n.1. 2016.

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

PIPERNO, D. R. **Phytoliths Analysis: na archaelogical and geological perspective**. San Diego: Academic Press, 1988.

PIPERNO, D. R.; BECKER, P. Vegetacional History of a Site in the Central Amazon Basin Derived from Phytolith and Charcoal Records from Natural Soils. **Quaternary Research**, v.45, n.2, p.202-209, 1996.

PIPERNO D.R, PEARSALL D.M. The silica bodies of tropical American grasses: morphology, taxonomy, and implications for grass systematics and fossil phytolith identification. In: **Smithsonian contributions to botany**. Washington, D.C.: Smithsonian Institution Press; vol. 85.,1998.

PIPERNO, D.R. **Phytoliths: A comprehensive Guide for Archaeologists and Paleoecologists**. Lanham: AltaMira Press, 238p. 2006.

PONTE, F.C.; PONTE FILHO, F.C. **Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe.** Recife: DNPM, 1996.

PRADO, H. do. **Pedologia fácil: aplicações na agricultura**. 2. ed. Piracicaba/SP: Hélio do Prado, 2008.

RAITZ, E. CALEGARI, M.R., PAISANI, J. C, PAISANI, S.D.L. Inventário de Fitólitos da Floresta Ombrófila Mista: Subsídios para Estudos Paleoambientais. **Quaternary and Environtemental Geosciences.** v. 6, n.2. 2015.

RAPP, Jr., G. & MULHOLLAND, S. C. **Phytolith Systematics: Emerging Issues**. New York (Plenum Press). 350 pp. 1992.

RAVEN, J.A. Silicon transport at the cell and tissue level. *In*: Datnoff, L.E.; Snyder, G.H.; Korndorfer, G.H. (Editores.). **Silicon in agriculture**. Amsterdam: Elsevier, 2001. p. 41–55.

RIBEIRO, S. C. Etnogeomorfologia sertaneja: proposta metodológica para a classificação das paisagens da sub-bacia do rio Salgado/CE. 2012. 278 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, 2012.

ROVNER, I. Potential of opal Phytoliths for Use in Palaeoecological Reconstruction. **Quaternary Research.** San Diego. v.1, n.3, p. 345-359. 1971.

RUNGE, F. The opal phytolith inventory of soils in central Africa —quantities, shapes, classification, and spectra. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v.107, n.1-2, p.23-53.1999.

SACCONE, L.; CONLEY D.; KONING, E.; SAUER, D.; SOMMER, M.; KACZOREK, D.; BLECKER, S.; KELLY, E. Assessing the extraction and quantification of amorphous silica in soils of forest and grassland ecosystems, **European Journal of Soil Science**., 58, 1446–1459, 2007.

SANTOS, J. C.; BARRETO, A. M. F.*;* SUGUIO, K. Caracterização geológica dos depósitos coluviais do Parque Nacional Serra da Capivara, Piauí. In: **Congresso da ABEQUA**, 5., 2005, Espírito Santo. Anais. Espírito Santo, 2005.

SANTOS J.C., BARRETO, A.M.F., SUGUIO, K. Quaternary Deposits in the Serra da Capivara National Park and surrounding area, Southeastern Piauí State, Brazil. 2012**. Geologia. USP, Série Científica**, São Paulo, v. 12, n. 3, p. 11-132, Dezembro 2012

SCHUMM, S. A. **The Fluvial System**. Chichester: Wiley, 1977.

SENDULSKY. T.S. & LABOURIAU, L.G. Corpos silicoso de gramineas dos cerrados - 1, p. 159-170. Ia Labouriau, L.G. (cd.). **II. Simpósio sobre o Cerrado**. Anais Acad. bras. Ci. 38. 1966.

SILVA S.T., LABOURIAU L.G. Corpos Silicosos de Gramíneas dos Cerrados III. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, 5:167-182. 1970.

SILVA, D. G. **Reconstrução da dinâmica geomorfológica do Semiárido Brasileiro no Quaternário Superior a Partir de uma abordagem multiproxy**. 2013. 270f. Tese (Doutorado em Geografia), Universidade Federal de Pernambuco. 2013.

SÖNDAHL M.R., LABOURIAU L.G. Corpos Silicosos de Gramíneas dos Cerrados IV. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, 5:183-207. 1970.

STROMBERG, C. A. E.; DI STILIO, V.S.; SONG, Z. Functions of phytoliths in vascular plants: an evolutionary perspective. **Functional Ecology**. 2016.

TAVARES, B. A. C. **A participação da morfoestrutura na gênese da compartimentação geomorfológica do gráben do Cariatá, Paraíba**. 2010. 137 f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Federal de Pernambuco. Recife, PE, 2010.

TAVARES, B.A.C. **Evolução Morfotectônica dos Pedimentos Embutidos no Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. 2015. 251f. (Doutorado em Geografia). Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 2015.

TWISS, C. Dust deposition and opal phytoliths in the Great Plains. **Transactions of the Nebraska Academy of Sciences**, v.XI, n.special issue, p.73-82, 1969.

TWISS PC. Grass-opal phytoliths as climatic indicators of the Great Plains Pleistocene. In: Johnson WC, ed. **Quaternary environments of Kansas**. Lawrence: Kansas Geological Survey, 179–188. 1987.

TWISS, C. Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths. In: G. Rapp, J.; Mulholand, S. C. (Ed.). Phytolith Systematics. New York: Plenum Press, 1992.

TRAORÉ, D.D.; GU, Y.; LIU, H.; SHEMSANGA, C.; GE, J. Vegetation types and climate conditions reflected by the modern phytolith assemblages in the subalpine Dalaoling Forest Reserve, Centra China. **Frontier of Earth Science**.v.9.p 268-275 2015.

VITTE, A. C. Relações entre a estratigrafia de rampas de colúvios e a evolução das vertentes na bacia do Ribeirão Juncal, município de Salto de Piraporá, SP. **Anais do X Encontro de Geógrafos da América Latina**. USP - São Paulo. p. 16356 a 16363. Março, 2005.

WALLIS, L. An overview of leaf phytolith production patterns in selected northwest Australian flora. **Review of Palaeobotani &. Palynology**. 125, 201–248. 2003.

XAVIER, T. DE M. B. S.; XAVIER, A.F.S.; DIAS, P.L.S.; DIAS, M. A. F.S. A zona de convergência intertropical - ZCIT e suas relações com a chuva no Ceará (1964-1998). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 15, n. 1, p. 27-43, 2000.

ZHAO, Z. AND PEARSALL, D.M. Experiments for improving phytolith extraction from soils. **Journal of Archaeological Science**, 25:587-598. 1998.