



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO**



AILSON DE LIMA MARQUES

**EVOLUÇÃO DA PAISAGEM E OCORRÊNCIA DE LATOSSOLOS HÚMICOS NOS
BREJOS DE ALTITUDE DA PARAÍBA**

AREIA

2022

AILSON DE LIMA MARQUES

**EVOLUÇÃO DA PAISAGEM E OCORRÊNCIA DE LATOSSOLOS HÚMICOS NOS
BREJOS DE ALTITUDE DA PARAÍBA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo da Universidade Federal da Paraíba, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Ciência do Solo. Área de concentração: Solos em Ecossistemas Agrícolas e Naturais. Linha de pesquisa: Solos e Nutrição de Plantas.

Orientador: Raphael Moreira Beirigo

Coorientador: Pablo Vidal Torrado

AREIA

2022

Catálogo de Publicação na Fonte. UFPB - Biblioteca Setorial do CCA-AREIA

M325e Marques, Ailson de Lima.

Evolução da paisagem e ocorrência de latossolos
húmicos nos brejos de altitude da Paraíba / Ailson de
Lima Marques. - Areia:UFPB/CCA, 2022.

124 f. : il.

Orientação: Raphael Moreira Beirigo.

Coorientação: Pablo Vidal Torrado.

Dissertação (Mestrado) - UFPB/CCA.

1. Ciência do solo. 2. Serra dos Martins. 3. Relação
solo-paisagem. 4. Fitólitos. 5. Paleossolos. I.
Beirigo, Raphael Moreira. II. Torrado, Pablo Vidal.
III. Título.

UFPB/CCA-AREIA

CDU 631.4(043.3)

EVOLUÇÃO DA PAISAGEM E OCORRÊNCIA DE LATOSSOLOS HÚMICOS NOS BREJOS DE ALTITUDE DA PARAÍBA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo da Universidade Federal da Paraíba, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Ciência do Solo. Área de concentração: Solos em Ecossistemas Agrícolas e Naturais. Linha de pesquisa: Solos e Nutrição de Plantas.

Aprovada em 09/09/2019

BANCA EXAMINADORA



Prof. Raphael Moreira Beirigo, Dr.
DSER/CCA/UFPB
Orientador



Rodrigo Santana Macedo, Dr.
INSA/MCTIC
Membro Externo



Profa. Debra Coelho Moura, Dra.
UAG/CH/UFCG
Membro Externo

Aos meus avôs: Sebastião Marques dos Santos; Rita Maria Alves de Lima, Severina Rodrigues dos Santos e Benedito Alves de Lima,

DEDICO.

AGRADECIMENTOS

Jesus, obrigado por interceder aí em cima à Ele por mim;

Aos meus pais Selma e Ailton, Carlos e Douglas;

A Begna, que me apresentou o mestrado em solos e o professor Raphael. A Thalita e Raphael que nos cedeu sua casa em Piracicaba durante o estágio na Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" da Universidade de São Paulo (ESALQ/USP).

Aos meus parentes, em especial Tia Gorete, Gilma, Patrícia, Joh, Cleiton e Veton.

A minha grande mestra Debora Coelho Moura e todos que fazem a Geografia do CH da Universidade Federal de Campina Grande.

Ao meu orientador Raphael Moreira Beirigo, ao meu segundo orientador Rodrigo Santana Macedo, a minha terceira orientadora Marcia Regina Calegari e ao meu coorientador Pablo Vidal Torrado, muito obrigado pela confiança, ensinamentos, respeito e oportunidades. Sou muito grato por todas as portas abertas.

A professora Lenyneves e Pedro do departamento de Biociências da UFPB por toda ajuda na área de botânica.

Ao professor Plínio Barbosa de Camargo e a técnica Fabiana Cristina Fracassi Adorno do Laboratório de Ecologia Isotópica do Centro de Energia Nuclear na Agricultura da USP.

Aos amigos da salinha do Pablo: Sara, Beatriz, Dani, Tais, Mariane, Danilo e Nivanda e aos amigos que conheci na disciplina de fitólitos: Sabrina, Edu, Chris e Naelmo;

A ESALQ/USP e ao programa de pós-graduação em Solos e Nutrição de Plantas e a Universidade do Oeste do Paraná - campus Marechal Candido Rondon.

E a Universidade Federal da Paraíba (UFPB), Centro de Ciências Agrárias, por todas as vivências pessoais e acadêmicas.

Ao programa de pós-graduação em Ciência do Solo e departamento de Solos e Engenharia Rural da UFPB pelo apoio e disciplinas oferecidas para condução do curso de mestrado. Aos amigos: Marco Aurélio, Cássio, Felype, Anne e Sonaria;

Ao grupo de pesquisa Gênese e Serviços Ecológicos do Solo (GSES) da UFPB.

Gratidão pelas portas abertas!

Marques, A.L. **Evolução da paisagem e ocorrência de Latossolos húmicos nos Brejos de Altitude da Paraíba.** Areia-PB: UFPB, agosto de 2019. 122 p. (Dissertação de Mestrado em Ciência do Solo). Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo. Orientador: Raphael Moreira Beirigo. Coorientador: Pablo Vidal Torrado.

RESUMO

Os Brejos de Altitude são áreas de exceção no planalto da Borborema na região nordeste do Brasil ocorre em meio ao clima semiárido e apresentam condições climáticas diferenciadas do entorno, onde as temperaturas são mais amenas e a umidade mais elevada, condicionando o estabelecimento de ilhas de Florestas Ombrófilas (Mata Atlântica) e solos mais desenvolvidos com maior teor de matéria orgânica, em relação aos solos das áreas circunvizinhas. No Planalto da Borborema na Paraíba, Latossolos Amarelo e com horizonte A húmico, ocorrem nos Brejos de Altitude, na Formação Serra dos Martins, que constituem o único remanescente de aplainamento do Cenozoico ainda preservado. A ocorrência de Latossolos com A húmico ainda é pouco explicada, e nos Brejos de Altitude há registros de ocorrência apenas em Brejão (PE), Pau D'alto (PE) e em Areia (PB). Na Paraíba, este solo é raro, podendo ser considerado um paleossolos relictual. Nesse sentido, este estudo investigou a evolução da paisagem e sua distribuição das classes de solos nos Brejos de Altitude da Paraíba, com ênfase na ocorrência do LATOSSOLO AMARELO Distrófico húmico (LAdh). O horizonte A húmico frequentemente muito espesso e com baixa saturação por bases, onde temperaturas mais baixas, típicas da posição barlavento com maior umidade, favoreceram o processo de latossolização com formação deste tipo de horizonte, com acúmulo de matéria orgânica até profundidades superiores a 100 cm. Foram feitas as descrições morfológicas dos solos, análises químicas e físicas, mineralogia, isótopos de C e N, fitólitos e datação por ^{14}C . Esta classe de solo permanece na paisagem atual devido ao encapsulamento do relevo e a proteção da matéria orgânica, relacionada a fatores intrínsecos ao solo e ao ambiente, como a formação de complexos organo-minerais estáveis. Essa maior quantidade de matéria orgânica resultou, portanto, de diversos fatores ambientais, que por meio das *multiproxies* (fitólitos, isótopos e datação), incluem variáveis climáticas atuais (temperatura e precipitação), tipo de vegetação, paleoincêndios e posição geográfica. Há uma resposta do grau de pedogênese ao gradiente climático, onde LAdh é mais evoluído que os outros Latossolos que ocorrem nos Brejos de Altitude da Paraíba. Este gradiente climático também reflete na diversidade e quantidade de fitólitos. Os solos armazenam carbono orgânico na escala de 700 Gt. O pacote sedimentar da FSM originou na paisagem a morfologia de mesetas homoclinais nos topos dos platôs de Brejos De Altitude, e devido às condições paleoedafoclimáticas, se formaram os LAs. Nas mesetas há Latossolos Amarelos Distróficos nos topos (600-700m), seguidos por Latossolos Amarelos Distróficos argissólicos ou típicos (500-600m), com Plintossolos Pétricos concrecionários nos ombros. Os estoques de carbono destes solos têm valores de até 336,5 Mg/ha no único Latossolo com horizonte húmico que se encontra em Areia e está datado em 6.150 anos. Enquanto nos outros Latossolos Amarelos são de 103 a 177 Mg/ha. Há uma necessidade de avaliar a importância dos carvões em todos os perfis, e observar com mais profundidade se paleoincêndios fizeram parte da gênese destes solos. - Os LAdh são Paleossolos, que se formaram em um paleoclima devido ao isolamento geográfico e conservação das litologias da (FSM) numa superfície somital planar. Estes solos desempenham importantes serviços ecossistêmicos, como o sequestro de C e os relacionados ao ciclo da água.

Palavras-chaves: formação serra dos Martins; relação solo-paisagem; fitólitos; datação ^{14}C ; paleossolos

Marques, A.L. **Landscape evolution and occur Umbric Ferralsols in the *Brejos de Altitude* of state Paraíba from Brazil.** Areia-PB: UFPB, Agust 2019. 122 p. (Master's Dissertation in Soil Science). Graduate Program in Soil Science. Advisor: Raphael Moreira Beirigo. Coadvisor: Pablo Vidal Torrado.

ABSTRACT

The *Brejos de Altitude* (Mountains) are exception areas in the *Borborema* plateau in northeastern Brazil. It occurs in the middle of the semi-arid climate and has differentiated climatic conditions from the surroundings, where temperatures are milder and higher humidity, conditioning the establishment of Forest islands. Ombrophils (Atlantic Forest) and more developed soils with higher organic matter content than the soils in the surrounding areas. In the Borborema Plateau, Xantic Ferralsols and humic A horizon occur in the altitude swamps (altimontano environment) in the Serra dos Martins Formation, which constitute the only Cenozoic planing remnant still preserved. The occurrence of Ferralsols with humic A is still little explained by the current literature, and in *Brejos de Altitude* there are records of occurrence only in *Brejão* and *Pau D'algo* in *Pernambuco* state, and *Areia* in *Paraíba* state. In *Paraíba*, this rare soil can be considered a relictual paleosol. In this sense, this study investigated the evolution of the landscape and its distribution of soil classes, with emphasis on the occurrence of the humic Ferralsols. The humic horizon A often very thick and with low base saturation, where lower temperatures, typical of the windward position with higher humidity, favored the ferratization process with formation of this horizon, with accumulation of organic matter to depths greater than 100 cm. Among the methods used to analyze these soils are morphological, chemical and physical analysis, C and N isotopes and phytoliths. Thus, they also perform ecosystem services and remain in the current landscape due to the encapsulation of relief and the protection of organic matter, related to factors intrinsic to the soil and the environment, such as the formation of stable organo-mineral complexes. This higher amount of organic matter resulted, therefore, from several environmental factors, which through multiproxies (phytoliths, isotopes and dating), include current climate variables (temperature and precipitation), vegetation type, paleofires and geographic position. There is a response of the degree of pedogenesis to the climatic gradient, where the Humic Ferralsol found in *Areia* is dated to 6,150 years (^{14}C). This gradient also reflects the diversity and quantity of phytoliths. Soils store organic carbon in the range of 700 Gt. There is a need to assess the importance of coals in all profiles, and see if paleofires were part of the genesis of these soils.

Keywords: serra dos martins formation; soil-landscape relationship; phytoliths; ^{14}C dating; paleosols

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Modelo Peneplanização de Davis	13
Figura 2. Modelo de Pediplanação de King	14
Figura 3. Modelo de evolução da paisagem proposto para semiárido brasileiro	16
Figura 4. Modelo de Etchplanaação / aplainamento.....	17
Figura 5. Planalto da Borborema	20
Figura 6. Distribuição dos Brejos de Altitude no Nordeste do Brasil	26
Figura 7. Mapa da América do sul com o Brasil, Nordeste e área de estudo	44
Figura 8. Fluxograma de procedimentos realizados	46
Figura 9. Mapa estrutural da área de estudo	48
Figura 10. Distribuição e localização dos capeamentos da FSM	51
Figura 11. Unidades geomorfológicas e geomórficas dos municípios de Areia, Bananeiras e Cuité-PB	57
Figura 12. Evolução da paisagem da FSM no estado da Paraíba	58
Figura 13. Latossolos estudados e variações de isótopos de carbono e nitrogênio.....	59
Figura 14. Detalhes morfológicos das rochas, nódulos e concreções da FSM	60
Figura 15. DRX da fração argila dos Latossolos Amarelos	61
Figura 16. Mapa da América do sul com o Brasil, Nordeste e área de estudo	81
Figura 17. Características climáticas dos municípios de Areia, Bananeiras e Cuité (PB)	84
Figura 18. Latossolo derivados da formação Serra dos Martins no estado da Paraíba	89
Figura 19. Microfotografias dos morfotipos de fitólitos e as respectivas categorias taxonômicas, que compõem a assembleia de fitólitos identificados nos Latossolos da Formação Serra dos Martins	94
Figura 20. Microfotografias de fitólitos, minerais e frústula de diatomácea	95
Figura 21. PCA dos fitólitos dos Latossolos	97
Figura 22. Grupamentos cluster e zonas ambientais do Latossolo Amarelo distrófico húmico de Areia-PB	100
Figura 23. Grupamentos cluster e zonas ambientais do Latossolo Amarelo distrófico plintico de Bananeiras-PB	101

Figura 24. Grupamentos cluster e zonas ambientais do Latossolo Amarelo distrófico petroplintico de Cuité-PB	102
Figura 25. Estágios paleoambientais dos municípios de Areia, Bananeiras e Cuité-PB	106
Figura 26. Fases de evolução do horizonte A húmico do município de Areia-PB	109
Figura 27. Esquema de atuação de fragmentos de carvões na gênese do Latossolo húmico ...	111

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Evolução das superfícies do Planalto da Borborema.....	21
Quadro 2. Cronologia e trabalhos utilizando proxies em estudos do Quaternário no Nordeste do Brasil.....	26
Quadro 3. Principais características dos ambientes, fitólitos e de suas plantas originarias.....	30

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Estratificação da FSM no município de Areia -PB	25
Tabela 2. Atributos físicos e morfológicos dos Latossolos	65
Tabela 3. Atributos químicos dos Latossolos	67
Tabela 4. Atributos físicos e morfológicos dos Latossolos	93

1.INTRODUÇÃO GERAL.....	11
1.1 Modelo de Peneplanização de Davis.....	12
1.1.1 Modelo de Pediplanação de King.....	13
1.1.2 Modelo de Pediplanação semiárida.....	14
1.1.3 Modelo de Etchplanação: superfícies de aplainamento	16
1.2 O Planalto da Borborema: revisitando sua gênese	18
1.2.1 As superfícies aplainadas da Formação Serra dos Martins (FSM): uma geocronologia.211.2.1.1 Deposição	21
1.2.2 Alçamento e etchplanação.....	22
1.3 O período Quaternário no Nordeste brasileiro: uma síntese	23
1.4 Os Brejos de Altitude do Nordeste brasileiro.....	25
1.5 Reconstituição paleoambiental utilizando proxies do solo	27
1.6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	32
2. CAPÍTULO I	39
2.1 INTRODUÇÃO	42
2.2 MATERIAL E MÉTODOS.....	43
2.2.1 Área de estudo.....	43
2.2.2 Levantamento cartográfico e caracterização geomorfológica.....	44
2.2.3 Caracterização pedológica, geomórfica e cruzamento de informações	45
2.3 RESULTADOS E DISCUSSÕES	46
2.3.1 Geologia e geomorfologia estrutural da área	46
2.3.2 Distribuição dos solos nos compartimentos geomorfológicos dos municípios.....	51
2.3.2.1 Superfícies geomórficas	53
2.3.3 Evolução da paisagem.....	56
2.3.5 Atributos dos solos e serviços ecossistêmicos	62
2.4 CONCLUSÕES	66
2.5 REFERÊNCIAS	67
3. CAPÍTULO II.....	74
3.1 INTRODUÇÃO	77
3.1.1 Fitólitos como proxy em estudos paleoambientais	77
3.1.2 Latossolo húmico: da gênese à distribuição nos Brejos de Altitude do nordeste.....	78
3.2 MATERIAL E MÉTODOS.....	81
3.2.1 A área de estudo	81
3.2.2 Características geográficas dos municípios.....	82
3.2.3 Caracterização morfológica, física, química e mineralógica dos solos.....	85
3.2.4 Caracterização multiproxies.....	85
3.3 RESULTADOS E DISCUSSÕES	88
3.3.1 Caracterização dos Latossolos Amarelos.....	88

3.3.2 Caracterização multiproxies: fitólitos, isótopos e ^{14}C	93
3.3.2.1 Estágio atual da vegetação	98
3.3.2.2 Zonas e estágios ambientais	99
3.3.4 Gênese do horizonte A húmico em Areia	107
3.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS	112
3.5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	112

1. INTRODUÇÃO GERAL

A integração da Geomorfologia e a Pedologia vem sendo concretizada pela elaboração de modelos conceituais como o de Catena (Milne, 1935), Sistema Solo-Paisagem (Huggett, 1975) e K-ciclos (Butler, 1959), dentre outros não citados.

Os modelos de Catena e de Sistema solo-paisagem dão ênfase nas relações espaciais e o do K-ciclos é baseado principalmente na dimensão temporal (Burns e Tonkin, 1982).

O modelo de K-ciclos (Butler, 1959), enfatizando a dimensão temporal no desenvolvimento dos solos na paisagem, sugere a existência de uma fase de instabilidade ambiental seguida de outra estável, sendo ambas identificadas e analisadas por meio de técnicas estratigráficas e pedológicas.

Na primeira fase a de instabilidade, predominam processos de erosão e deposição que podem atingir somente algumas áreas (Fitzpatrick, 1980), equivalendo, segundo Burns & Tonkin (1982), à noção de limite crítico.

Durante a fase de estabilidade ambiental, ocorre o predomínio dos processos pedogenéticos, que, operando nos sedimentos depositados no período anterior, vão constituir novos solos. Estes, se não sofrerem remoção parcial, total ou soterramento em um segundo K-ciclo, serão submetidos a novos processos pedogenéticos influenciados, se for o caso, por novas condições climáticas (Fitzpatrick, 1980), ou ainda, podem ser parcialmente recobertos enquanto a pedogênese opera.

Utilizando a concepção sistêmica, este modelo conceitual tem como base a ideia de troca de fluxos de matéria e energia entre solo e ambiente controlada pelo fator clima. Burns & Tonkin (1982) e Johnson, Keller & Rockwell (1990), discutindo estes tipos de modelos, defendem a importância de se incluírem as noções de limites críticos (*threshold*) e retroalimentação (*feedback*) nos estudos pedogeomorfológicos para uma melhor compreensão da variabilidade espaço-temporal dos solos.

As relações que envolvem a geologia, a geomorfologia e a pedologia foram ressaltadas nas chamadas Superfícies Geomórficas na Escola Norte Americana, para designar porções da paisagem definidas no espaço e no tempo, resultantes destas inter-relações e com limites geográficos bem definidos (Espindola, 2008;2010). É uma porção da paisagem com limites geográficos definidos especificamente no espaço e no tempo (Ruhe 1956, 1969; Daniels et al., 1971; Daniels & Hammer, 1992).

Os modelos clássicos de evolução da paisagem, em especial das superfícies de aplainamento, reúnem a compreensão da pediplanação, onde uma superfície de erosão que é o produto de uma intensa denudação origina vertentes pela dissecação nos contatos líticos,

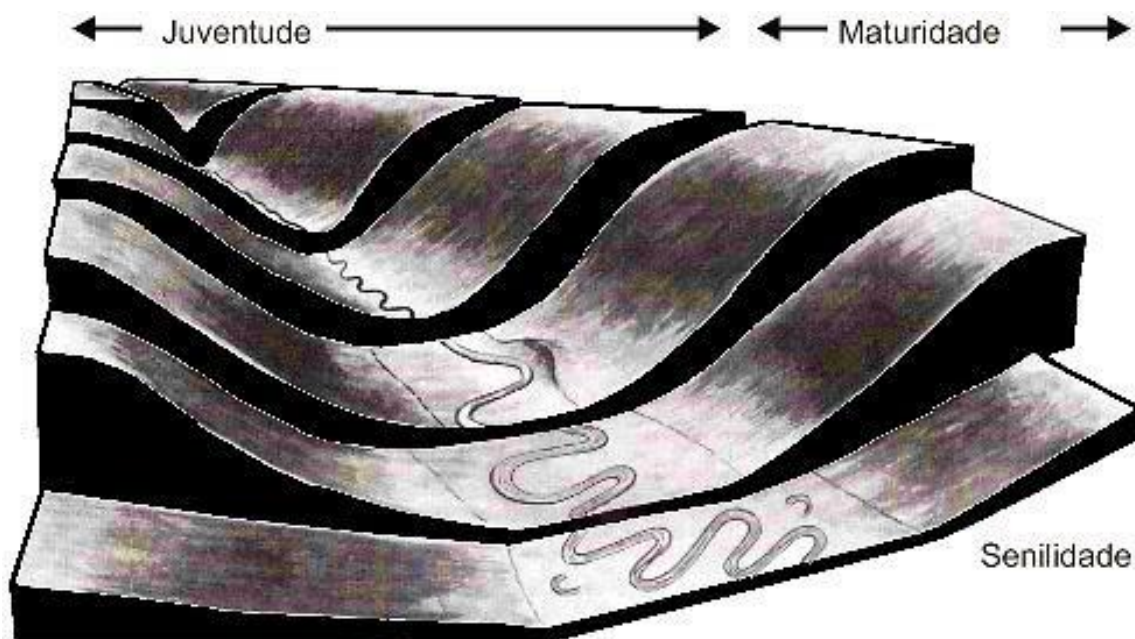
estruturais e estratigráficos (Davis, 1889). Duas teorias regem esta compreensão, o ciclo geográfico ou geomórficos a Teoria da Pediplanação (King, 1967).

Millot (1983) se baseou em trabalhos pedológicos à época e lançou como hipótese a explicação de que aplainamentos estavam associados à alternância de processos pedogenéticos na zona tropical que variavam com as mudanças climáticas. Tal hipótese convergiu com o conceito de etchplanação de Wayland (1933) com destaque de que pediplanos estão quase sempre associadas a crostas lateríticas.

1.1 Modelo de Peneplanização de Davis

O modelo de Peneplanização de Davis associado aos ciclos de erosão corresponde à variação de mudanças climáticas e cronologia de levantamento de uma região pela redução gradual via erosão natural, no qual o ciclo abrange os estágios juventude, maturidade e senilidade, cada um deles caracterizado por um momento da paisagem e morfologia de relevo correspondente (Figura 1).

Figura 1. Modelo Peneplanização de Davis. Fonte: Bigarella (2009).



No estágio da juventude não há condições de formação de lateritas (processos redoximórficos) devido às configurações de relevo apresentar vertentes escarpadas contendo rochas expostas ou coberta por sedimentos inconsolidados, e com isso não haver intensificação do intemperismo químico, assim como impedimento de drenagem necessária a redução do ferro (Davis, 1889).

Já na maturidade, há vertentes de declives alterados que já apresentam coberturas um pouco mais estáveis. Nestas condições há impedimentos isolados de drenagem, podendo se formar ou não lateritas. E no estágio de senilidade, que também é o mais longo do ciclo, os vales suficientemente aprofundados e o relevo rebaixado têm vertentes com baixos declives. Nessas condições há água estagnada junto ao aumento da temperatura que ativam processos redoximórficos dada posição de sopé e deposição, e assim intensificação das reações químicas permitindo intensa plintização (Davis, 1889).

Nesta concepção, se houver neotectônica com inversão do relevo, após a peneplanização e a plintização, pode ocorrer os processos de petroplintização. Neste processo as plintitas podem evoluir para petroplintitas e posteriormente se instalar o processo pedogenético de latossolização. Assim, este entendimento do Modelo implica sempre em um peneplano, porém com petroplintitas residuais (Davis, 1889).

1.1.1 Modelo de Pediplanação de King

Enquanto Davis postulava a formação do aplainamento pelo rebaixamento da paisagem pela erosão natural, King (1956) postulou que a pediplanação tem sua origem na regressão lateral, por erosão das cabeceiras e movimentos de massa, substituindo os processos de peneplanização pelos de pedimentação e pediplanação (Figura 2).

Figura 2. Modelo de Pediplanação de King. Fonte Bigarella (2009).



King (1956), ao criar este Modelo assimilou contribuições de Penck (1953) e principalmente a ideia do “*piednontreppen*”, da qual extraiu o conceito de relevo crítico e

enalteceu, como Penck, que a formação da escarpa segue as Leis da Física e escoamento da água, sem qualquer ciclicidade do relevo.

Na concepção de, somente superfícies, que permaneceram por um imenso lapso de tempo sem serem rebaixadas pela erosão, podem acumular crostas, espessas cimentadas por óxidos de ferro, carbonatos, sílica dentre outros (King, 1956).

Semelhante ao modelo de Davis, é no estágio de senilidade postulado por King (1967), que há condições ideais para lateritização. Porém, diferentemente de Davis, ele considera que as crostas lateríticas (petroplintitas) têm sua origem na precipitação dos constituintes ferruginosos advindos da alteração das rochas sob influência do lençol freático, que ascendem para horizontes acima por capilaridade. Dessa maneira, por capilaridade, eles passam a atingir as partes superiores do perfil, precipitando em um ambiente óxico e após ciclos de umedecimento e secagem nesta condição as plintitas se transformam em petroplintitas.

1.1.2 Modelo de Pediplanação semiárida

O modelo de interpretação da paisagem semiárida enaltece a origem de pedimentos e *inselbergs* pela da ciclicidade do tempo e do clima. Entre os autores que discutem este modelo estão: James (1933), Martonne (1943), King (1956), Ab'Sáber (1960) e Bigarella et al. (1965).

Bigarella et al. (1965) descrevem que a paisagem semiárida está alicerçada no recuo das vertentes íngremes por degradação lateral, deixando à jusante, um plano de baixa inclinação, cuja origem tem duas fases: Intemperização, forçando o recuo paralelo das vertentes íngremes, e processos de remoção de detritos (formação de depósitos correlativos).

Na zona tropical estas superfícies se desenvolvem a partir de longas fases de climas semiáridos, no qual a rocha fica recoberta por sedimentos inconsolidados, e em períodos úmidos, estes sedimentos são carregados pela água para os baixios, formando depósitos correlativos e onde tem início alterações químicas mais intensas (Bigarella et al., 1965).

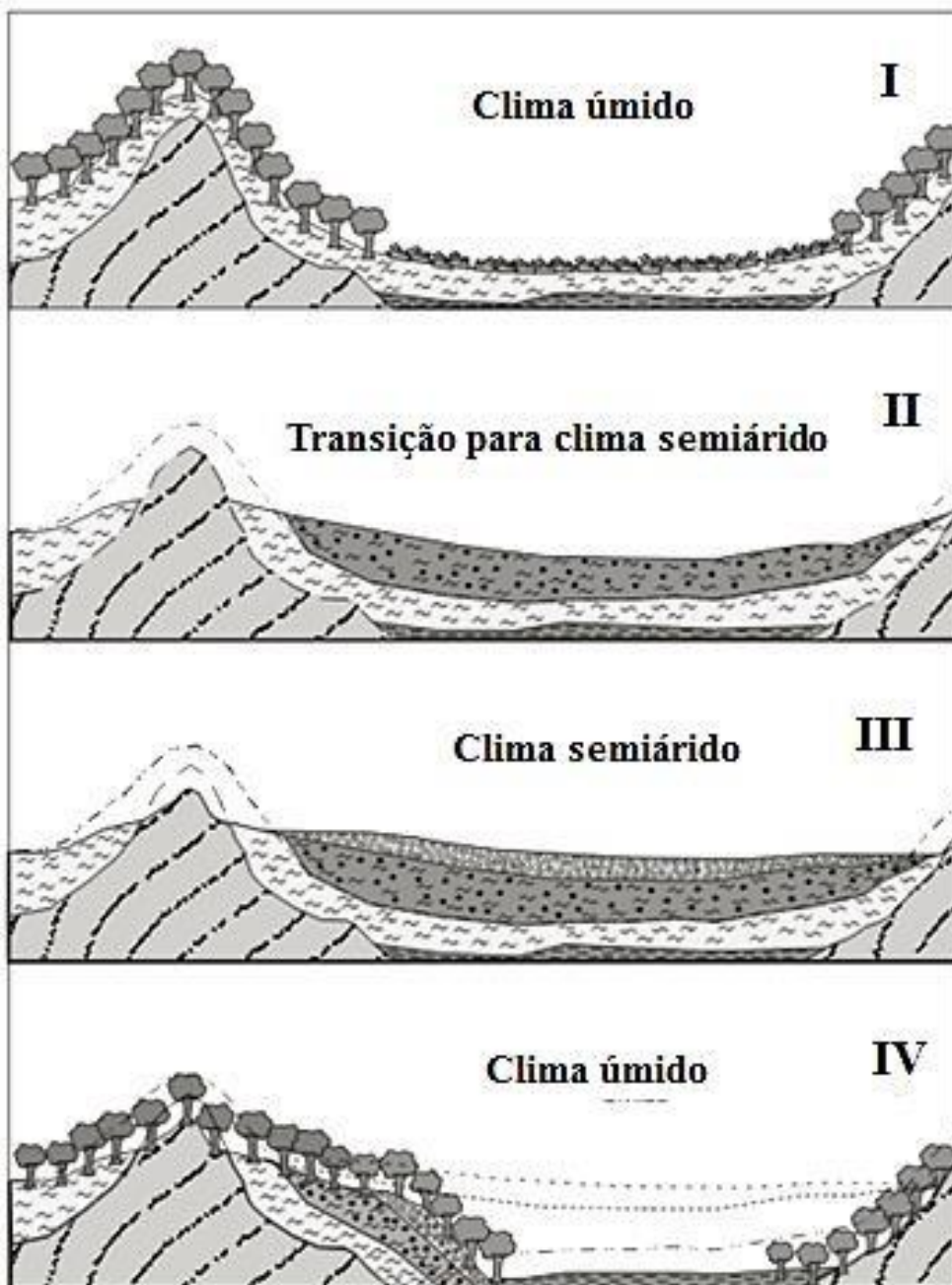
Dependendo da litologia, a desagregação por alívio de pressão é a fase inicial de intemperismo físico, seguida pela descamação e alterações químicas devido as reações de hidrólise (Biot, 1960).

Nestas condições, soluções ferro-silicosas sobem por capilaridade para a superfície da rocha, podendo conter também manganês pelo qual precipitam em um ambiente óxico, formando couraças (Bigarella et al., 1965).

O modelo da pediplanação semiárida no Nordeste, considera que o aparecimento de crostas ferruginosas (petroplintitas), ocorre devido a mudanças climáticas, que encerrou o ciclo de erosão sob clima semiárido e iniciou uma fase de alteração sob clima úmido (Ab'Sáber,

1969). Em períodos úmidos com maior pluviosidade, há o espessamento do manto de alteração com ocorrência de fitofisnomias florestais mais densas por todos os pedimentos (Bigarela et al., 1965; Ab'Sáber, 1969). Porém, numa mudança para um clima semiárido a árido acompanhado de chuvas torrenciais são responsáveis pela destruição, mobilidade dos pedimentos e substituição da vegetação florestal densa. E assim, as rochas serão desnudadas, dando origem a *inselbergues*, associados a superfícies de erosão (Figura 3).

Figura 3. Modelo de evolução da paisagem proposto para semiárido brasileiro, proposto por Bigarela et al. (1965) e Ab'Sáber (1969).

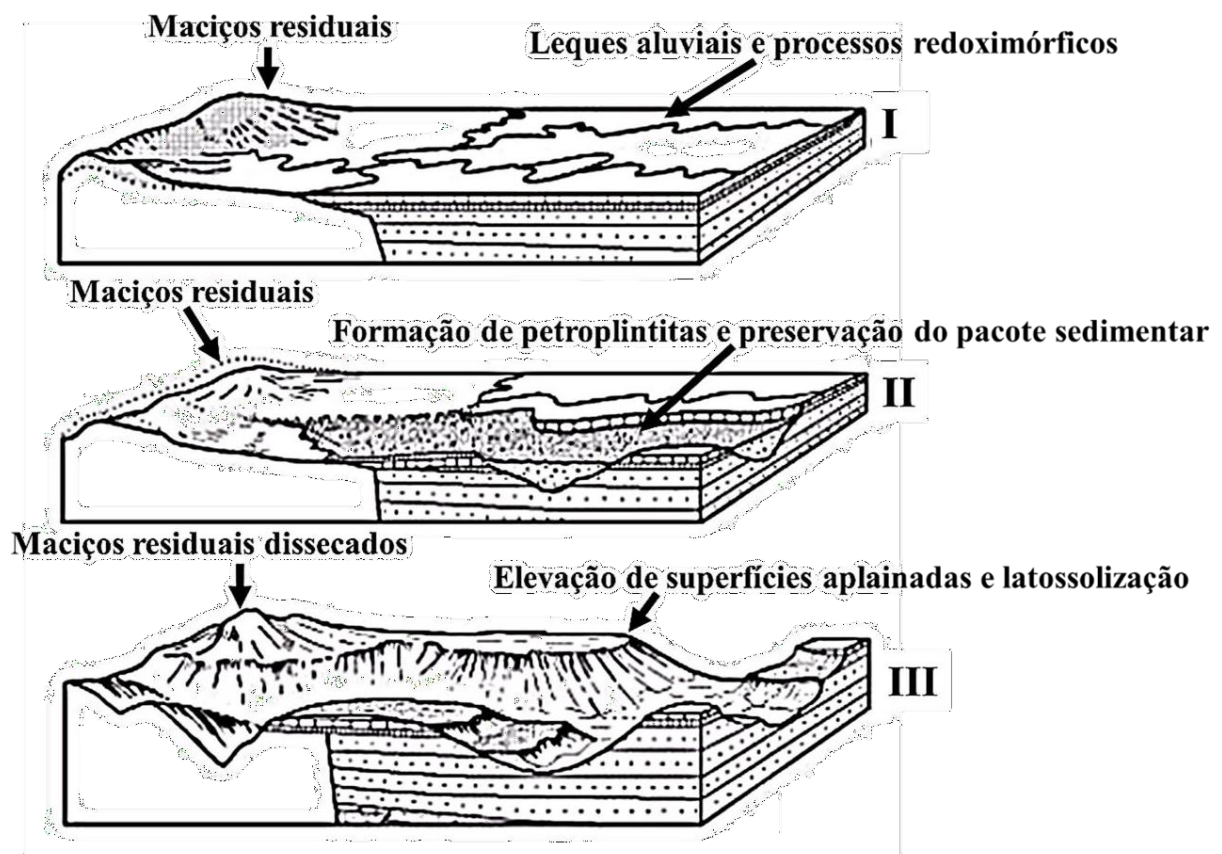


1.1.3 Modelo de Etchplanação: superfícies de aplainamento

Etchplanos foram descritos por Wayland (1933) e Thomas (1989a;1989b;1994) como superfícies de aplainamento associada a condições tropicais, que passaram por uma rápida química das rochas do escudo cristalino ou maciços residuais antigos e que não apresentam relevos tectônicos.

Numa adaptação de Tardy (1997), esta alteração está sintetizada na (Figura 4) se inicia na superfície sob influência do impedimento de drenagem e movimento vertical do lençol freático, que gera uma alteração química da rocha (fase I). Esta zona alterada através de ciclos de umedecimento e secagem forma precipitados de ferro, inicialmente a plintita e posteriormente a petroplintita (fase II) que confere estabilidade e controle estrutural e toda região periférica passa a ser denudada e há concomitante inversão do relevo com latossolização (fase III).

Figura 4. Modelo de Etchplanação / aplainamento adaptada de Peulvast e Sales (2002).



Budel (1957) readequou o conceito original, acrescentando a hipótese de dupla superfície de nivelamento. Assim, a superfície alterada é modificada enquanto a superfície basal de alteração ou frente de alteração aprofunda-se e modela a rocha por processos de alteração química.

Millot (1983) sistematizou as ideias contidas em modelos genéticos de pediplanação, elaborados por pedólogos, no continente africano, sobre coberturas pedológicas em desequilíbrio, e criou uma hipótese para a explicação dos grandes aplainamentos espalhados por quase todos os continentes, entendida como pediplanação climática.

Esse autor acrescenta que a alteração geoquímica, a transformação pedogenética e a erosão superficial, interagindo e operando em conjunto são os agentes eficazes para a pediplanação sobre rochas duras.

O conjunto da cobertura inicial, mais a cobertura transformada, compõem um sistema de transformação pedológica. É nessa cobertura fragilizada que age o escoamento pluvial; mas, a progressão para montante da frente de transformação desloca a ruptura de declive da vertente, levando à pedimentação (Boulet et al., 1977).

Aplainamentos sobre rochas duras são evidenciados por duas discordâncias geométricas generalizadas: frente de alteração e o sistema pedológico. Que são discordantes com a formação geológica e regularizados pelo nível do lençol freático. A ação da água promove a regularização hipodérmica da rocha e o aplainamento da superfície (Millot, 1983).

Em climas com estações úmidas bem definidas e, a primeira discordância geométrica aparece entre a couraça e o manto de alteração, que pode ser com materiais argilosos, ferruginosos, aluminosos, silicosos ou carbonáticos.

Em áreas com climas com estações alternadas, seca e úmida, a segunda discordância geométrica se desenvolve, e é representada pela frente de erosão que separa o esqueleto arenoso da matriz argilosa. Essa frente é discordante e atravessa indiferentemente todos os produtos pedológicos e o manto de alteração, seja ele argiloso, ferruginoso, silicoso ou etc (Millot, 1983).

A depender do clima, as frentes de alteração e lixiviação podem estar em equilíbrio ou não. Nas regiões com estações contrastadas, a alteração geoquímica, as transformações pedológicas e a erosão superficial operam juntas e em sucessão.

Em equilíbrio, as duas frentes progridem, formando o aplainamento. Em climas áridos ou semiáridos, a alteração geoquímica é interrompida e progride de erosão. Dessa maneira, os dois planos de discordância se encontram, tornando-se somente um e configurando o grande aplainamento (Millot, 1983).

1.2 O Planalto da Borborema: revisitando sua gênese

A história geológica do Nordeste Brasileiro pode ser contada a partir da teoria do ciclo supercontinental de Damian Nance e Tom Worsley. Segundo o qual através de numerosos ciclos de orogênese fini-proterozóica denominada de “Ciclo Brasileiro” no Proterozoico, que o Rodínia (Neoproterozóico) e Colúmbia (Paleoproterozóico) se fragmentaram dando origem ao super-contidente Panótia, E através deste mesmo ciclo, o Panótia foi reorganizado durante todo Paleozóico originando o mega-contidente Pangea, que no final do Permiano se fragmentou, dando origem a dois megacontinentes: Gondwana e Laurásia, que eram formados por diferentes blocos separados por extensas zonas de cisalhamento (Saad, 1993).

No Mesozóico devido à deriva de placas, durante a abertura do Oceano Atlântico (Neocomiano) e separação das placas Sul-Americana e Africana, a região Nordeste da América do Sul (Província Borborema) foi submetido a uma variação de esforços entre o final do Jurássico e o Cretáceo superior (Françolin e Szatmari, 1987). Estes esforços propiciaram a instalação de um conjunto de pequenas bacias continentais, que compõem o sistema de riftes do Nordeste brasileiro (Mabesoone e Castro, 1975).

Devido alívio de pressão após o Cretáceo, houveram alçamentos tectônicos lentos em toda região, que atuaram durante todo o Paleogeno e Neogeno, e desorganizou as coberturas sedimentares fanerozóicas, bem como dos mantos de alteração relacionados às fases de intemperismo, que se desenvolveram durante um período de estabilidade associado ao lento soerguimento tectônico (Mabesoone & Castro, 1975). Estes alçamentos atuaram ao longo de estruturas reativadas do Pré-Cambriano, em geral, realçando os controles estruturais herdados e sobrepondo o modelado às distintas litologias, representadas pelas faixas móveis brasileiras com rochas de diferentes graus de metamorfismo regional, maciços arqueanos e proterozóicos gnáissico/migmatíticos e corpos intrusivos brasileiros de diversas dimensões e áreas aflorantes (Correa, 2001).

De acordo com Jardim de Sá et al. (1984) a evolução da Província Borborema iniciou-se durante o Cenozóico; o primeiro evento de soerguimento teria ocorrido em 90 Ma ou 75 Ma (discordâncias erosivas no Turoniano Médio e no Campaniano Superior). Essa epirogênese (movimentos de arqueamentos lentos) ocorreram intensamente na província Borborema desde o Cretáceo, onde as principais estruturas desses eventos foram: o Planalto da Borborema com o Piemonte da Borborema, a Depressão Sertaneja, a Chapada do Araripe, e os platôs, anteriormente assentados na superfície que soergueu.

Nesse contexto, segundo Morais Neto et al. (2009), na gênese do Planalto da Borborema estão episódios de soerguimento pós-cretáceo com idades que vão de 100 até 20

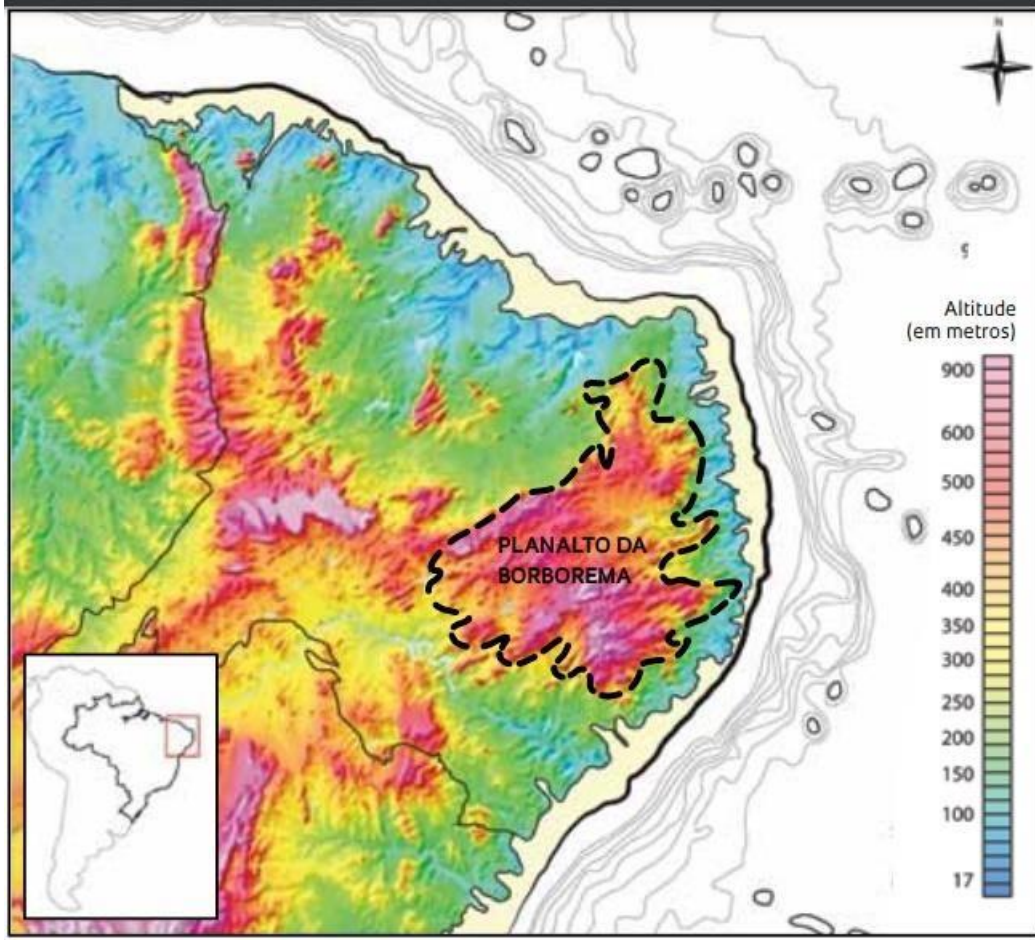
milhões de anos, além disso, o contexto da província Borborema não é apenas resultado de um aplainamento que vem desde a última orogênese Brasileira (650-480 milhões de anos), mas também de maciços residuais que foram soerguidos junto ao domo que originou o Planalto da Borborema, cuja evolução e formas de relevos associados pode ser vista no Quadro 1.

Quadro 1. Evolução das superfícies do Planalto da Borborema. Adaptada de Lage (1996).

Idades	Patamares	Equivalência	Formas de relevo
Cretáceo Superior, Médio, Inferior Jurássico	>1000m	Pós-Gondwana definida por King (1956); Pd3 proposto por Bigarella & Andrade (1964).	Peneplano Relevo reativado
Plioceno Superior e inferior Mioceno Glicoceno Albiano	650 e 900m	Superfície Sul-Americana (King, 1956); Pediaplano Pd2 (Bigarella e Andrade, 1964); Superfície Sulamericana (Mabesoone e Castro, 1975).	Peneplano dissecado em altitudes de 200-900m. Formação de um Peneplano generalizado extenso
Pleistoceno Médio e inferior	200-600m	Depressão Sertaneja (Mabesoone e Castro, 1975); superfície Velhas (King, 1956); Pd1 de Bigarella e Andrade (1964).	Planícies de erosão, superfícies exumadas

Assim o Planalto da Borborema (Figura 5) ou maciço da Borborema corresponde ao conjunto de terras altas que se distribuem ao longo da fachada do Nordeste oriental do Brasil, ao norte do rio São Francisco, com cotas de 200 a 1200m, formado por processos epirogênicos associados à fragmentação da Pangeia e ao magmatismo intraplaca atuante ao longo do Cenozoico. Organizado em torno do Planalto da Borborema, a configuração do relevo faz deste um importante dispersor da drenagem, onde uma densa rede de drenagem é responsável pela intensa dissecação. Entre as áreas elevadas formam-se zonas aplainadas onde os processos denudacionais suplantaram os agradacionais, formando vastas superfícies erosivas (Correa et al., 2010).

Figura 5. Planalto da Borborema. Fonte: Oliveira e Medeiros (2012).



Ainda segundo Correa et al. (2010), a plataformização orogênica lenta, oriunda de alívio de pressão, do Planalto da Borborema com arqueamentos, está diretamente influenciada pelo intemperismo de zonas tropicais através do mecanismo orogênese X intemperismo, que originou um Peneplano central com maciços residuais isolados de litologias mais resistentes (cristas). Entre as cristas de arqueamento em linhas de falhas, se instalavam bacias sedimentares intracratônica na incisão fluvial. Crandall (1910) já chamara esta área de peneplano granítico.

Estas fases de intemperismo na superfície do Planalto da Borborema possibilitaram a sedimentação de bacias sedimentares como as da Formação Serra dos Martins (FSM), cuja deposição provavelmente ocorreu após 70 Ma (Pós-Campaniano até o Paleoceno ou Eoceno), em fundo de canal, preenchimento de canal, transbordamento de canal e de planície de inundação, variando de arenitos finos, médios e grossos a seixos, sendo comum a formação de solos como Gleissolos no canal e Plintossolos em leques aluviais (Menezes, 1999).

No nordeste brasileiro, vários trabalhos atestam os efeitos dos processos de inversão do relevo e formação de superfícies aplainadas, sejam de ênfase estrutural a partir da análise da

resposta no relevo às reativações tectônicas, sejam enfatizando o papel exercido pela erosão diferencial do embasamento. Esta compreensão para paisagem enquadra-se na perspectiva geomorfológica regional discutida em Mabessone & Castro (1975); Lima (2008) e Correa (2001); Corrêa et al. (2010); Gurgel et al. (2013) Tavares et al. (2015).

1.2.1 As superfícies aplainadas da Formação Serra dos Martins (FSM): uma geocronologia

1.2.1.1 Deposição

A plataformização orogênica lenta no Planalto da Borborema, oriunda de alívio de pressão, resultaram em um sistema de arqueamentos diretamente influenciados pelo mecanismo orogênese X intemperismo, que originou um Peneplano central com maciços residuais isolados de litologias mais resistentes (cristas). Entre estas cristas de arqueamento em linhas de falhas foram instaladas bacias sedimentares intracratônicas em incisões fluviais meandantes (Menezes, 1999).

Estas fases de intemperismo possibilitaram a deposição de sedimentos nas bacias intracratônicas que posteriormente foram denominados FSM. A análise petrográfica dos litotipos siliciclásticos da FSM revela 60% a 70% de grãos detríticos e 99% de quartzo (Menezes, 1999). Mica, turmalina, zircão, rutilo, leucoxênio, anatásio e estauroлита ocorrem como constituintes acessórios (< 1%). A matriz, embora quase inexistente, ocorre como constituinte traço durante a infiltração por argilas, enquanto o cimento constituído por argilas, óxidos e hidróxidos de ferro e sílica ocupam 30% a 40%. Assim, os principais eventos diagenéticos foram cimentação por caulinita, precipitação de sílica, precipitação de óxidos e óxi-hidróxidos de Fe (Menezes, 1999).

1.2.2.2 Alçamento e etchplanagem

Durante a evolução do peneplano incisões fluviais se encaixaram em falhas com aprofundamento de sopés. Concomitantemente flutuações de energia deposicional e intemperismo no sistema fluvial meandrante formaram um pacote sedimenta estratificado com arenitos e conglomerados laterizados.

A FSM é constituída por sedimentos siliciclásticos de granulação grossa a conglomerática, por vezes brechóide, podendo ocorrer arenitos finos a médios e intercalações de níveis siltico-argilosos (Menezes, 1999). Ainda, são texturalmente imaturos, com arcabouço constituído por grãos e seixos de quartzo subangulosos, dispersos numa matriz argilosa, via de regra caulinizada. Sua espessura varia de 5 a 70 metros, com média na faixa de 20-30 metros.

São reconhecidas uma fácies basal caulínítica, contendo algumas camadas conglomeráticas e, uma outra superior arenítica arcosiana e relativamente friável que também apresenta conglomerados e, geralmente, apresenta-se bastante silicificada (Campos & Silva, 1969). Essa última camada teria sido afetada pela laterização. No município de Areia é reconhecida a seguinte estratigrafia (Tabela 1).

Tabela 1. Estratificação da FSM no município de Areia -PB.

Unidade	Estratificação	Espessura
7	Latossolo Amarelo	6m
6	Plintossolo Pétrico Concrecionário de borda	11m
5	Arenito com intercalação de argila de coloração branca ou bege de diagênese media; laterizado na capa	8m
4	Arenito conglomerático, de coloração roxa, com intercalações de camadas argilosas	6m
3	Arenito, de coloração roxa, laminação distinta	12m
2	Siltito, de coloração amarelo-vermelhada de laminação indistinta	20m
1	Arenito siltico, cor bege com mosqueados discretos, sem estratificação	4m
	Embasamento cristalino (granito/gnaiss)	

Assim, o ferro, hora reduzido, oxidou, e em ciclos de umedecimento e secagem e houve plintitização seguido de endurecimento desses materiais (petroplintitas). Essa superfície rica em ferro oxidado formou uma couraça ferruginosa que deu estabilidade a somital que gradualmente foi sendo alçadas à condição de topo concomitante à latossolização, formando mesetas homoclinais (superfícies de aplainamento com inversão de relevo na posição de platôs).

Tais hipóteses são corroboradas em Correia et al. (2010), quando usam a proposta terminológica de “antéclise rejuvenescida” para explicar eventos de epirogênese que elevaram as superfícies de cimeira e os remanescentes de bacias sedimentares fanerozóicas que igualmente foram soerguidas. Assim, ciclos graduais de alçamento até o Plioceno possivelmente elevou a superfície da Borborema e o pacote sedimentar da FSM as altitudes atuais de até 800 m.

Associados a esses eventos, numerosos ciclos de denudação desde o Paleoceno (Mabessone & Castro, 1975) criaram condições para inversão do relevo (Maia et al., 2014; Maia e Bezerra, 2019). A última denudação no Plioceno, denominado evento Cariris Velhos ou deformação das coberturas do Plio-Pleistoceno do Planalto da Borborema (Morais Neto & Alkmim, 2001), deixaram os testemunhos com a morfologia recente e resistiram a denudação

porquanto ao duplo aplainamento da etchplanação (Maia et al., 2016), que permitiu preservação do pacote sedimentar na somital planar e um gradual reposicionamento no topo pela ação do controle morfoescultural da couraça que se configura como cinturão de ferro.

1.3 O período Quaternário no Nordeste brasileiro: uma síntese

O período Quaternário (período mais recente da era Cenozóica que se divide nas épocas Pleistoceno e Holoceno) pode ser 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. Neste sentido, vastas superfícies de erosão estão correlacionadas a fases de clima seco e floresta seca, enquanto climas úmidos providenciariam formação de solos e floresta úmida (Gradstein et al., 2004; Moura, 2001).

Estas oscilações climáticas dos períodos glaciais influenciaram o hemisfério sul por meio da redução das temperaturas e da umidade, o que afetou as formações vegetais de forma a haver isolamento de florestas em refúgios altomontanos e uma expansão de formações abertas nos ambientais baixos (Corrêa, 2001). Trabalhos clássicos sobre o Quaternário e sua influência no Nordeste brasileiro foram sintetizados no (Quadro 2).

Quadro 2. Cronologia e trabalhos utilizando proxies em estudos do Quaternário no Nordeste do Brasil.

Autores	Local	Proxy	Principais resultados
Melo (2008)	Brejos de Madre de Deus (PE)	Sedimentos e LOE	Entre 73.900, 67.200 e 20.100 anos A.P. remobilização dos fragmentos mais grossos das coberturas superficiais, como indicativo de uma cobertura vegetal aberta após período de seca prolongada sob condições torrenciais.
Ferreira et al. (2013)	Floresta (PE)	Sedimentos e 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.).
Tavares (2015)	Serra da Baixa Verde (PE)	Sedimentos e LOE	Decreveu 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 5.000 anos A.P.).
Oliveira et al. (1999)	Vale do Rio Icatu (BA)	Pólen	Um período muito úmido e temperaturas mais reduzidas foram observadas no final do Pleistoceno (10990-10540 anos A.P. De 10540 a 8910 anos A.P. houve progressivo aumento de temperatura e alta umidade. De 8910 a 6790 anos A.P. houve um progressivo declínio de taxa de floresta e aumento de taxa de caatinga e cerrado. A partir de 4535 anos A.P. houve um retorno a um mosaico de vegetação composta de floresta de galeria, caatinga e cerrado, indicando um clima mais úmido. Desta data até o presente houve um aumento nos taxa de caatinga e de cerrado, caracterizando uma diminuição de umidade e o declínio da floresta de galeria, aspecto encontrado no ambiente atual.
Pessenda et al. (2001) e Ribeiro (2002)	Barreirinhas (MA)	Isótopos do carbono	Nas florestas observou-se valores de $\delta^{13}C$ mais empobrecidos (entre -27‰ e -29‰) do que nas áreas de cerrado (entre -17‰ e -21‰). Com base nas variações de $\delta^{13}C$ da MOS e considerando que as datações dos fragmentos de carvão continuam a se apresentar mais antigas com o aumento da profundidade do solo, observou-se que locais onde hoje encontra-se vegetação de cerrado, como no km 25 (-19,2‰), provavelmente foram ocupados por vegetação arbórea mais densa e típica de floresta ($\delta^{13}C$ de -24‰) no Pleistoceno tardio. Entre aproximadamente 9.000 e 3.800 anos AP, observou-se um enriquecimento isotópico de até 7‰ em todos os pontos, sugerindo uma maior influência de plantas C4 no período, com provável expansão do cerrado eventualmente associado a um clima mais seco. Após esse período, e com exceção ao solo do km 54, observou-se um empobrecimento isotópico em todos os solos da transeção, indicativo de menor influência de vegetação C4 e presença mais significativa de plantas C3 na região, provavelmente associada à presença de um clima úmido e similar ao atual.
Ledru et al. (2002)	Nordeste do Maranhão	Pólen	observaram um significativo aumento porcentual de até 70% de pólenes de herbáceas que corresponde a uma rápida e abrupta troca climática durante o Pleistoceno superior (11.600 até aproximadamente 10.000 anos AP). Os autores consideraram que a temperatura pode ter diminuído em cerca de 2°C neste intervalo, assim como observaram a presença significativa de fragmentos de carvão em todo o Holoceno, indicando a ocorrência de paleoincêndios que foram associados ao domínio de uma vegetação arbórea mais aberta. Entre 10.000 e 7.000 anos verificaram 50% de pólenes arbóreos de mata ciliar e entre 7.000 e o presente instalação da vegetação de cerrado com 50% de pólenes de árvores de cerrado (aumento de Byrsonima e Mimosaceae), atestando a instalação de um clima similar ao atual.

Pessenda et al. (2010)	Piauí, Ceará e Paraíba	Fragmentos de Carvão Istópos de carbono e pólen	indicaram significativa presença de fragmentos de carvão durante o período aproximado de dez mil e 3.600 anos calibrados antes do presente. Os dados polínicos e isotópicos de tais registros também acusaram a abertura da vegetação florestal e a expansão do cerrado em direção ao campo nas áreas de estudo. Tais aspectos também permitiram inferir a presença de um provável clima mais seco do que o atual e, similar aos registros obtidos no bioma Amazônico, em período semelhante.
Santos et al. (2012)	Serra da Capivara (PI)	Isótopos de Carbono	Mudanças paleoclimáticas no Holoceno médio também foram identificadas a partir de estudos de palinomorfos, ao qual sugerem que desde pelo menos 5.130 anos AP a caatinga já estava instalada na região, ainda que na área tenham ocorrido grandes oscilações paleoclimáticas no Holoceno
Gouveia et al. (2005)	Piauí, Ceará, e Paraíba	Isótopos de carbono	Com base nos dados isotópicos obtidos, é possível postular que aproximadamente desde o Pleistoceno (15.000 anos A.P.) ao início do Holoceno (10.000-9000 anos AP), vegetação arbórea (savana lenhosa) esteve presente nas áreas de estudo. Esta fase provavelmente estava relacionada a mais fase úmida. Posteriormente, desde ~ 9000 anos AP até 4000-3000 anos AP, o Cerrado se expandiu, provavelmente relacionado à presença de um clima mais seco. A alta concentração de carvão encontrada em os locais de estudo confirmam a ocorrência de uma fase mais seca durante este período. De aproximadamente 4000-3000 anos A.P. até o presente, uma tendência em direção a valores mais esgotados foi interpretada como uma expansão da vegetação arbórea devido ao retorno a uma fase mais úmida e provavelmente semelhante ao clima atual. Em síntese, no Holoceno inferior, no Nordeste brasileiro, há 9.100 anos A.P., uma súbita retomada da umidade removeu os regolitos expostos sob a atuação de fortes chuvas capazes de gerar depósitos de cascalhos. O Holoceno médio, pode ser caracterizado por um clima úmido e quente, com adensamento da cobertura vegetal, proporcionando processos de erosão laminar sobre as encostas. Já no Holoceno superior, oscilações climáticas decorrentes de eventos do tipo <i>El Niño</i> e <i>La Niña</i>, estão associados a períodos longos de semiaridez seguidos de períodos com muita precipitação decorrentes da retomada da circulação normal, com vários momentos de erosão/deposição e estabilização da paisagem ligada à formação de solos aluviais rasos nos terraços fluviais a partir de 2.200 anos A.P.

1.4 Os Brejos de Altitude do Nordeste brasileiro

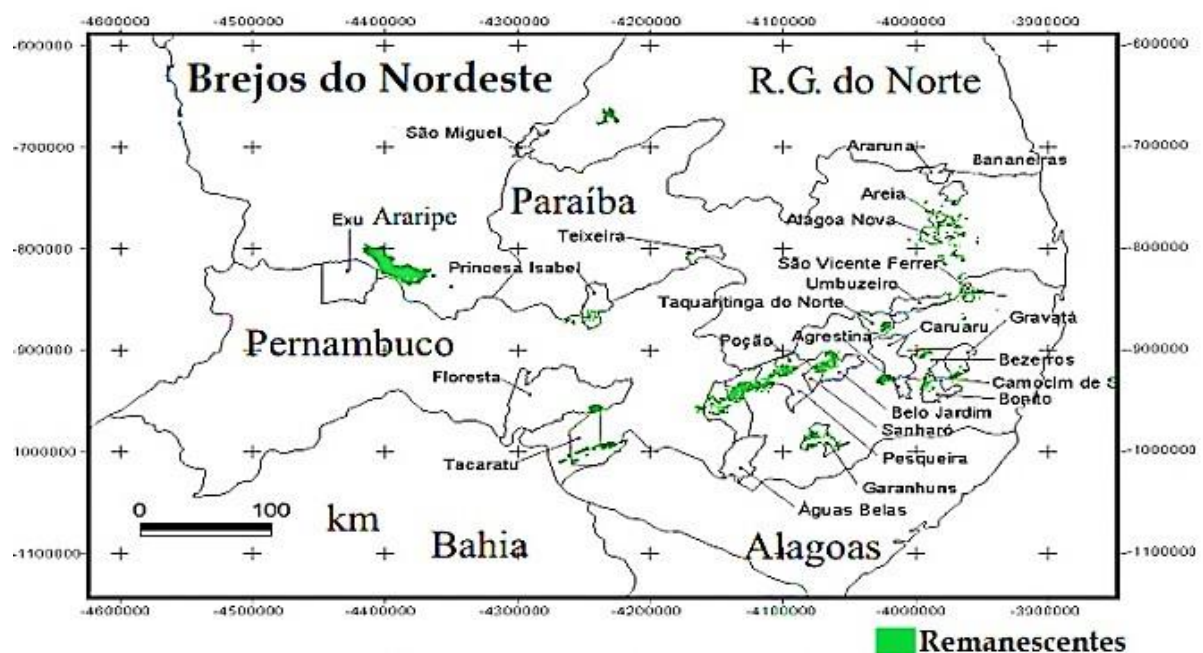
Há diferentes abordagens utilizadas para definir Brejos de Altitude, como sistematizado em Medeiros e Cestaro (2020). Acreditamos que são platôs onde as chuvas orográficas causam maior umidade e a ocorrência de solos mais profundos com florestas mais úmidas, onde o microclima (plúvio-nebular) e o isolamento geográfico criou condições para manutenção destas florestas em redutos sob a forma de um ecossistema espacialmente minoritário.

Segundo IBGE (2012), diferente dos Brejos de outras regiões do Brasil que são ambientes alagados, os do Nordeste são equivalentes altomontanos e insularizados pelo semiárido. São florestas montanas (altitude > 600 m) ou sub-montanas (altitude entre 100 a 600 m) de ombrófilas a estacionais, com variação florística determinada pelos fatores climáticos (precipitação, temperatura e vento) e fisiográficos como a orografia e o efeito da continentalidade.

Os Brejos de Altitude são refúgios úmidos (Tabareli e Santos, 2004), estão presentes nos compartimentos mais elevados da província Borborema. Segundo Vasconcelos-Sobrinho (1971), há 64 áreas de Brejos de Altitude no Nordeste, distribuídos em municípios do Agreste e Sertão, nos estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco.

Estão presentes nos estados do Ceará, Paraíba, Pernambuco e Rio Grande do Norte (Figura 6) como espaços geográficos florestados (serras, chapadas, planaltos e platôs), com cotas de 500 a 1200 m (Tabarelli e Santos, 2004).

Figura 6. Distribuição dos Brejos de Altitude no Nordeste do Brasil. Fonte: Tabarelli et al., (2004).



A hipótese sobre a origem desses refúgios florestais deve-se às variações climáticas ocorridas na transição do Plioceno para o Quaternário, explicitadas na teoria dos Refúgios, proposta por Ab'Saber (2002), entre outros autores.

Tal teoria surgiu da contribuição de diferentes pesquisadores, assim no período quaternário (pleistoceno, nos últimos 2 milhões de anos e até 10.000 A.P.), as glaciações e interglaciações determinaram, entre outras, as fitofisionomias vegetais com variações de um clima frio e seco e um quente e úmido. No momento das glaciações houveram avanços de florestas secas e savanas aliada a chuvas torrenciais e erosão de solos com exposição de afloramentos rochosos verticais e horizontais. No momento de interglaciação houvera maior distribuição e quantitativos pluviométricos, formação de solos e avanço de florestas úmidas. Concomitantemente com a progressão da aridez, houve recuo e fragmentação dos espaços anteriores florestados, permanecendo as florestas úmidas em redutos de vegetação e fauna altomontanos sob forma de um ecossistema minoritário.

Esses geossistemas são refúgios atuais para espécies da Mata Atlântica dentro dos domínios da Caatinga, mas também abrigam plantas com distribuição amazônica (e.g., *Apeiba tibourbou* Aubl.) e algumas espécies típicas do Cerrado e das florestas serranas do sul e sudeste do Brasil (e.g., *Phytolacca dioica* L.) (Tabarelli e Santos, 2004).

1.5 Reconstituição paleoambiental utilizando proxies do solo

Estudos paleoambientais utilizam ferramentas denominadas de indicadores proxy (esporos, espículas de esponjas, fitólitos, frústulas de diatomáceas, entre outros), que são registro que podem ser interpretados e cruzados (multi-proxy) utilizando metodologias e abordagens variadas que tem como propósito fornecer evidências de variações e mudanças climáticas que ocorreram na natureza (IPCC).

Nos estudos de reconstituição, o solo é um registro importante das mudanças ambientais. Este, é uma evidência dos processos de formação e evolução da paisagem, visto que, condições climáticas, tectônicas e as atividades humanas, são importantes na alteração de sua morfologia ao longo do tempo. O solo é testemunha da história da paisagem e de seus povos, um continuum conectado aos ecossistemas no tempo e no espaço, possuindo memória geológica, biológica e humana (Janzen, 2006).

Ele é um importante reservatório de proxies que são indicadores e bioindicadores de momentos da paisagem, incluindo informações físico-químico e biológicas. Dentre eles se destacam os grãos de pólen, fitólitos, espículas de esponjas, foraminíferos, ostracodes e frústulas de diatomáceas, assim como análises isotópicas e elementares da matéria orgânica do solo, que podem ser relacionados a uma cronologia e um método de datação. Dessa forma, o

solo pode fornecer indicadores paleoambientais, sobre eventos passados que podem ajudar o entendimento dessa evolução (Silva e Vidal, 1999; Luz, 2003; Duleba et al., 2005; Pessenda et al., 2005; Calegari, 2009; Calegari et al., 2013).

Os estudos de reconstituição paleoambiental buscam entender as dinâmicas ambientais pretéritas ocorridas ao longo do tempo, possibilitando inferir aspectos passados e futuros no que tange ao clima, vegetação, eventos erosivos, momentos de estabilidade da paisagem, níveis de poluição, entre outros aspectos (Horak-Terra et al., 2015). Dessa forma, é muito importante entender esses aspectos para interpretar os diferentes eventos climáticos que aconteceram durante a evolução do planeta e que foram responsáveis pela formação da paisagem atual.

O uso de multi-indicadores ambientais e o conhecimento dos processos atuais são fundamentais para os estudos, visto que a complexidade desse tipo de ambiente exige cuidados redobrados na interpretação dos resultados, que podem ser confundidos, mascarar ou ocasionar interpretações inadequadas (Pessenda et al., 2005).

Os fitólitos vêm sendo utilizado como um proxy promissor na reconstituição de ambientes pretéritos, por ser um material inorgânico que não requer condição especial de preservação, sendo considerado um dos fósseis de plantas terrestres mais duráveis, por possuir morfologia capaz de auxiliar na diferenciação de vegetação (Albert, 1995; Barboni et al., 1999).

Este proxy, são partículas microscópicas de opala biogênica, com tamanhos geralmente entre 60-100µm, sendo encontrados nas frações areia fina e silte. Os fitólitos se formam durante o processo de fotossíntese e evapotranspiração das plantas, através da precipitação de sílica amorfa oriunda da solução de ácido silícico $[\text{Si}(\text{OH})_4]$ (Piperno, 1988; Albert, 1995).

Estudos importantes do valor taxonômico e classificação morfológica de fitólitos foram realizados por Twiss et al. (1969) e Twiss (1992), e Bremond (2003) que descreveram as principais subfamílias e tipos de fitólitos com significado taxonômico e ambiental, dentre as quais se destacam as monocotiledôneas e dicotiledôneas. Segundo os autores, as Monocotiledôneas com significado taxonômico (diagnóstico) são:

- Subfamília *Panicoideae* – *Poaceae* alta de ciclo fotossintético C_4 , típica dos climas quentes e úmidos ou de solos com forte teor de água disponível, mas existem também algumas *Panicoideae* de ciclo fotossintético em C_3 , que crescem em áreas de sombra, principalmente sob o dossel das florestas tropicais. Estas *Poaceae* produzem fitólitos, sobretudo dos tipos *bilobate* e *cross*.
- Subfamília *Chloridoideae* – *Poaceae* baixas de ciclo fotossintético em C_4 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* e *hat-shaped* produzidos em seus troncos e predominantemente nas folhas.

Monocotiledôneas com significado ambiental

- Família *Poaceae* - Englobam todos os morfotipos produzidos por gramíneas, inclusive os morfotipos com significado taxonômico
- Subfamília *Bambusoideae* - *Poaceae* de ciclo C₃, características das zonas tropicais e temperadas quentes, essencialmente florestais, não produzem fitólitos de tipo característico. Grosso modo, as principais características dos ambientes, fitólitos e de suas plantas originárias estão descritas no (Quadro 3).

Quadro 3. Principais características dos ambientes, fitólitos e de suas plantas originárias. adaptado de Madella et al. (2005).

Ambiente	Fitólito	Táxon
Quente úmido Áreas à sombra, sob o dossel de florestas tropicais	<i>Bilobate short cell</i> (dumbbell) (Barboni et al. 1999)	Gramíneas sobretudo <i>Panicoideae</i> alta C ₄ , também algumas <i>Panicoideae</i> C ₃ ; <i>Chloridoideae</i> , <i>Arundinoideae</i> e <i>Bambusoideae</i>
Regiões secas de baixa latitude e altitude ou condições edáficas secas	<i>Saddle</i> (Barboni et al. 1999)	Gramíneas sobretudo <i>Chloridoideae</i> baixas C ₄ ; algumas <i>Bambusoideae</i> C ₃ , <i>Arundinoideae</i> C ₃
Regiões temperadas, frias e altas elevações intertropicais	<i>Rondel</i> (conical, circular) (Barboni et al. 1999)	Gramíneas sobretudo <i>Pooideae</i> C ₃ , também <i>Bambusoideae</i> C ₃
	<i>Elongate echinate long cell</i> (elongate spiny) (Barboni et al. 1999)	Gramíneas <i>long cells</i>
	<i>Elongate psilate</i> (elongate smooth)	Gramíneas <i>long cells</i>
Clima quente úmido	<i>Cylindrical polylobate</i>	Gramíneas predominam nas <i>Panicoideae</i> (C ₄ e C ₃)
Regiões temperadas, frias e altas elevações intertropicais	<i>Trapeziform short-cell</i> (rectangular)	Gramíneas <i>Pooideae</i>
	<i>Acicular hair cell</i> (point-shaped)	Gramíneas (<i>micro-hair</i> ou <i>prickles</i> de todas as epidermes); também nas <i>Palmae</i> , sementes de outras plantas
	<i>Bulliform cell</i> <i>Cuneiform</i> (fanshaped) <i>Parallelepipedal</i>	Gramíneas (células buliformes de todas as epidermes)
	<i>Globular granulate</i> (spherical rugose)	Dicotiledôneas lenhosas (troncos de árvores e arbustos tropicais)
	<i>Globular psilate</i> (spherical smooth)	Dicotiledôneas (epidermes de folhas e parênquima) Gramíneas (raízes e sementes)
	<i>Globular echinate</i> (Crenate spherical)	Troncos e folhas de <i>Arecaceae</i>

Outro proxy importante são os isótopos. Na natureza cada elemento tem um isótopo dominante “leve”, que no caso do carbono é o (^{12}C), e um “pesado” (^{13}C). A discriminação dos isótopos do C nas plantas acontece por processos biológicos do ciclo da fotossíntese (Berrier & Prosser, 1996).

Estudo paleoambientais utilizando isótopos se baseia no fato de que a composição isotópica varia muito pouco, sendo estável, ao longo dos estratos dos ecossistemas. A composição isotópica do Carbono é expressa pela relação de átomos de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ presentes na amostra. Por ser muito pequena é expressa em partes por mil (‰), e definida pela equação: $\delta^{13}\text{C} = (\text{Ramostra} - \text{Rpadrão}) / \text{Rpadrão} * 100$, cujo Ramostra é a relação isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ da amostra e Rpadrão é a relação isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do padrão (Pessenda et al., 2005).

A datação também é uma técnica fundamental para entender a natureza dos eventos paleoclimáticos e determinar a sua cronologia. O método de datação mais difundido é o baseado no isótopo radioativo ^{14}C (Trumbore, 2000).

As plantas assimilam o ^{14}C pela fotossíntese e os animais pela alimentação. Como a taxa de produção na alta atmosfera do ^{14}C é tida como constante, a relação $^{14}\text{C}/^{13}\text{C} \sim 1,3 \times 10^{-12}$ encontrada no estoque de carbono atmosférico é muito próxima daquela encontrada nos organismos vivos (Libby, 1955; Broecker, 2003).

Com a morte do organismo, a assimilação do ^{14}C é interrompida. Por ser radioativo, o teor de ^{14}C decai a uma taxa constante (meia vida de 5.730 ± 30 anos). Isto permite calcular a idade da matéria orgânica até o limite aproximado de 60.000 anos AP (antes do presente) (Gouveia et al., 2002). Esta variação isotópica ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) permite classificar os indivíduos vegetais em três grandes grupos plantas C3, C4 e CAM. O ^{13}C influencia diretamente estes grupos fotossintéticos em suas propriedades bioquímicas, através da diminuição ou aumento das enzimas de fixação primária do dióxido de carbono (CO_2), assim como na limitação à difusão desse gás nas folhas.

As plantas com fotossíntese C3, apresentam CO_2 reduzido a fosfoglicerato, cuja molécula tem três átomos de carbono, dividida por uma enzima que discrimina o $^{13}\text{CO}_2$, que resulta em valores baixos de ^{13}C nessas plantas. Já as plantas de fotossíntese C4, apresentam o CO_2 reduzido à ácido aspártico ou málico, com quatro átomos de carbono nas moléculas, dividido por uma enzima que altera pouco o $^{13}\text{CO}_2$, resultando em valores de ^{13}C mais altos (maior teor de ^{13}C) nas plantas C4 do que nas plantas C3 (Gleixner, 2002).

De maneira geral, plantas C3, que são a maioria das plantas lenhosas, de porte arbóreo e arbustivo, assimilam CO_2 através do ciclo de Calvin-Benson, com valores $\delta^{13}\text{C}$ que podem variar de -32 a -22‰, com uma média de -27‰, uma vez que assimilam preferencialmente

moléculas do isótopo ^{12}C . Já Gramíneas C_4 utilizam o ciclo de Hatch-Slack e apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ que podem variar de -9 a -17‰, com uma média de -13‰.

Algumas plantas CAM - Metabolismo Ácido das Crassuláceas, como as Crassulaceae, Euphorbiaceae, Orchidaceae, Bromeliaceae e Cactaceae, apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -10 a -28‰ (CAM facultativas) (Gleixner, 2002; Killops & Killops, 2005). O $\delta^{15}\text{N}$ é usado para distinguir as fontes da matéria orgânica sedimentar, sendo que valores de ~8,5‰ são encontrados para algas e ~0,5‰ para plantas terrestres (Meyers 1997).

Diante do exposto essa dissertação buscou correlacionar dados geomorfológicos e pedológicos e criou uma hipótese de evolução da paisagem para os Brejos De Altitude: Areia, Bananeiras e Cuité que comungam em sua paisagem a FSM. O capítulo 1 busca essa relação de distribuição de solos, evolução da paisagem, atributos do solo e serviços ecossistêmicos, já o capítulo 2 tem como foco compreender a gênese do horizonte húmico que só ocorre no Brejo de Altitude de Areia-PB.

1.6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER, A. N.. Posição das superfícies aplainadas no planalto brasileiro. *Notícia Geomorfológica*, São Paulo, v. 3, n. 5, p. 52-54, 1960.

AB'SABER, AZIZ NACIB. O nordeste brasileiro e a teoria dos refúgios. *Trópico e Meio Ambiente*, 24: 35-61. (Anais do Seminário de Tropicologia. Recife: Massangana), 2002.

ALBERT, R. M. Nuevo sistema de análisis descriptivo para fitólitos de sílice. *Pyrenae*, nº 26. p.19-38, 1995.

BERRIER, A.; PROSSER, J. S. Automated analysis of light-element stable isotopes by isotope ratio mass spectrometry. In: BOUTTON, T. W.; YAMASAKI, S. I. (Ed.). *Mass spectrometry of soils*. New York: Marcel Dekker, p.1-17, 1996.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. da. Pediplanos, Pedimentos e seus Depósitos Correlativos no Brasil. *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba, v. 1, n. 16-17, p.117-151, jul. 1965.

BIROT, P. *Le Cycle d'Erosion sous différents Climats*. Rio de Janeiro, 1960.

BOULET, R.; BOCQUIER, G.; MILLOT, G. Géochimie de la surface et formes du relief. I. Déséquilibre pédobioclimatique dans les couvertures pédologiques de l'Afrique tropicale de l'Ouest et son rôle dans le aplanissement des reliefs. *Science Géologique Buletin.*, 1977.

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. Thèse de Doctorat en Géosciences de l'environnement, direction J. GUIOT, Université Aix-Marseille III, Aix-Marseille (Ph.D. Thesis). 2003.

BROECKER, W. S. Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? *Science* 300: 1519–1522, 2003.

BÜDEL, J. Die doppeleten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. *Zeitschrift für geomorphologie*, Stuttgart, n.1, p. 201-228, 1957.

BURNS, S. F., and TONKIN, P. J. Soil-geomorphic models and the spatial distribution and development of alpine soils. In Thorn, C. E. (ed.), *Space and time in geomorphology*. London: Allen and Unwin, 25–43., 1982.

BUTLER, B.E. PenLod-Lc phenomena in landscape as has been studied. CSIRO. 20p. (Soil Publication, 1959.

CALEGARI, M. R. Ocorrência e significado paleoambiental do Horizonte A húmico em Latossolos. Tese de Dout. ESALQ/USP. 256p. 2008.

CALEGARI, M. R.; VIDAL-TORRADO, PABLO; MADELLA, M.; PESSENDA, L. C. R.; MARQUES, F. A.. Reconstrução das Condições Ambientais de Formação de Horizontes Húmicos em Latossolos: Contribuições da Análise de Fitólitos. In: XV SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 2013, Vitória. Anais do Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada - Uso e ocupação da terra e as mudanças das paisagens. Vitória, v. 15, 2013.

CAMPOS E SILVA, A. Contribuição ao estudo do Grupo Barreira no Rio Grande do Norte. In: Arquivos do Instituto de Antropologia Câmara Cascudo – UFRN, 14p, 1969.

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

CORRÊA, A.C.B. Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, NESP, Rio Claro, 2001. 386p., 2001.

CRANDALL, R.. Geografia, Geologia, Suprimento d'água, transportes e açudagens. Rio de Janeiro: I.F.O.S., Série 1BD (Publicação, 10), 1910.

DANIELS, R. B. & HAMMER, R. D. Soil Geomorphology. New York, John Wiley & Sons, 1992. 236p.

DANIELS, R.B., GAMBLE, E.E. and Cady, J.G.. The relation between geomorphology and soil morphology and genesis, *Advances in Agronomy* 23, p. 51–88, 1971.

DAVIS, W.M. The Geographical Cycle. *Geogr. J.*, 14(5):481-504, 1909.

Duleba, W.; Coimbra, J.C.; Petri, S. & Barbosa, C. F. Foraminíferos, tecamebas e ostracodes recentes utilizados como bioindicadores em estudos ambientais brasileiros. In: C.R.G. Sousa; K. Suguio; M. Santos & P.E. Oliveira (eds) *Quaternário do Brasil*. ABEQUA. Ribeirão Preto, Editora Holos, p. 176-210, 2005.

ESPINDOLA, C. R. A pedologia e a evolução das paisagens. *Revista do Instituto Geológico, São Paulo*, 31 (1/2), 67-92, 2010.

ESPINDOLA, C. R.. Retrospectiva crítica sobre a pedologia: um repasse bibliográfico. 1. ed. Campinas: Ed. da UNICAMP, 2008. v. 1. 397p.

FERREIRA, B.; CORREA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F. Depósitos eólicos inativos do sub-médio São Francisco, evidências de atividade eólica durante o Pleistoceno, Pernambuco, nordeste do Brasil. *Sociedade & Natureza*, v. 25, n. 2., 2013.

FITZPATRICK, E. A. Soils – their formation, classification and distribution. New York: Longman. 353p., 1980.

GLEIXNER, G. Molecular dynamics of organic matter in a cultivated soil. *Organic Geochemistry*, v. 3, p. 357-366, 2002.

GOUVEIA SEM, PESSENDA LCR, ARAVENA R, BOULET R, SCHEEL-YBERT R, BENDASSOLI JA, RIBEIRO AS, FREITAS HA. Carbon isotopes in charcoal and soils in studies of paleovegetation and climate changes during the late Pleistocene and the Holocene in the southeast and centerwest regions of Brazil. *Global Planet. Change* 33(1-2): 95-106, 2002.

GOUVEIA, S. E. M. et al. Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no nordeste do Brasil através dos isótopos do carbono da matéria orgânica dos solos e fragmentos de carvão. In: X Congresso da Abequa, Espírito Santo, 2005.

GOUVEIA, S.E.M. ; PESSENDA, L.C.R. ; BENDASSOLLI, J.A. ; ARAVENA, R. ; RIBEIRO, A.S. ; SAIA, S.E.M.G. ; VEDOVETO, M. . Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no nordeste do Brasil através dos isótopos do carbono da matéria orgânica dos solos e fragmentos de carvão.. In: X Congresso da ABEQUA, 2005, Guarapari, 2005.

GRADSTEIN,F.M.; OGG,J.G.; SMITH,A.G.; BLEEKER,W.; LOURENS,L.J. 20A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27(2): 83-100, 2004.

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

HORÁK-TERRA, I.; CORTIZAS, A. M.; DA LUZ, C. F. P.; LÓPEZ, P. R.; SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. Holocene climate change in central–eastern Brazil reconstructed using pollen and geochemical records of Pau de Fruta mire (Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 437, p. 117-131, 2015.

HUGGETT, R. J. Soil landscape systems: a model of soil genesis. *Geoderma*, v.13, p. 1–22, 1975.

JAMES, P. E. A configuração da superfície do sudeste do Brasil. *Boletim Geográfico*, ano 4, n. 45, p. 1104-1121, 1946.

JARDIM DE SÁ, E.F. A evolução Proterozóica da Província Borborema. In: SBG, XI Simpósio de Geologia do Nordeste, Atas, 1984.

JOHNSON, D.L.; KELLER, E.A. & ROCKWELL, T.K. Dynamic pedogenesis: new views on some key concepts, and a model for interpreting Quaternary soils. *Quaternary Research*, 33: 306-319, 1990.

KING, L.C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geogr.* 18:147-265, 1956.

KING, L.C. *The Morphology of The Earth*. Olier & Boyd, Edinburg, 726 p.,1967.

LEDRU, M.P.; MOURGUIART, P.; CECCANTINI, G.; TURCQ, B.; SIFEDDINE, A. Tropical climates in the game of two hemispheres revealed by abrupt climatic change. *Geology*, v.30, n.3, p.275-278, 2002.

LEDRU, M.P.; MOURGUIART, P.; RICCOMINI, C.. Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 271: 140-152., 2009.

Libby W. F. Radiocarbon Dating. In: Flint R. F. & Deevey E.S.Jr. (Eds.). Chicago, 2nd Ed., University of Chicago Press, American Journal of Science, Radiocarbon Supplement, Vol. I (1959), 218 pp. 1955.

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

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.

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

MABESSONE, J. M; CASTRO, C; Desenvolvimento Geomorfológico do Nordeste Brasileiro, *Boletim do núcleo Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia*. 3, 1975.

Madella M., Alexandre A., Ball T. International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. *Annals of Botany*, 96(2) 253-260. 2005.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. . Structural Geomorphology in Northeastern Brazil. 1. ed. Springer, 2019.

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

MARTONNE, E. de. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico (1ª parte). *Revista Brasileira de Geografia*, v. 5, n. 4, p. 523-550, 1943.

MEDEIROS, J. F.; CESTARO, L. A. As diferentes abordagens utilizadas para definir brejos de altitude, áreas de exceção do nordeste brasileiro. *Sociedade e Território* , v. 31, p. 97-119, 2020.

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

colúviais. 2008. 136 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco. Recife, PE, 2008.

MENEZES, M. R. Estudos sedimentológicos e o contexto estrutural da Formação Serra dos Martins nos platôs de Portalegre, Martins e Santana/RN. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Dissertação Geodinâmica e Geofísica (Mestrado), 174p. 1999.

MEYERS, P. A. Organic geochemical proxies of paleoceanography, paleolimnologic and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, v. 27, p. 213-250. 1997.

MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenic processes. In: MELFI, A. J. & CARVALHO, A.(ed.). *Lateritisation Processes. Proceedings IInd International Seminar on Lateritisation Processes*. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico - USP, p. 53-63, 1983.

MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenic processes. In: MELFI, A. J. & CARVALHO, A.(ed.). *Lateritisation Processes. Proceedings IInd International Seminar on Lateritisation Processes*. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico - USP, p. 53-63, 1983.

MILNE, G. Some suggested units of classification and mapping particularly for East African soils. *Soil Research*, v.4, p.183–198, 1935.

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

MOURA, J.R.S. Geomorfologia do Quaternário. In: Guerra, A.J.T. e Cunha, S. B. (Org.) *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. 3. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001.

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. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 152:319-337. 1999.

PENCK, W. *Morphological analysis of land forms: a contribution to physical geology*; trad. de Hella Czech. e Catherine C. Boswell. London, Macmillan. 429p., 1953.

RANULPHO, R. Fitólitos em depósitos de colúvio do Quaternário superior na face Nordeste da bacia sedimentar do Araripe/CE: significado paleoambiental. Tese de doutorado. Universidade Federal de Pernambuco, 2016.

PESSENDA, L. C. R., GOUVEIA, S., FREITAS, H. Isótopos do carbono. In L. Pessenda (ed.) *Quaternário do Brasil*. USP, São Paulo, 2005 p. 75-83, 2005.

PESSEDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R. Radiocarbon dating of total soil organic matter and humin fraction and its comparison with ^{14}C ages of fossil charcoal. *Radiocarbon*. 2001.

PEULVAST, J. P. ; CLAUDINO-SALES, V. . Aplainamento e Geodinâmica:revisitando um problema clássico em Geomorfologia. *Mercator (UFC)* , Fortaleza, Ce, v. 1, n.1, p. 113-150, 2002.

PIPERNO, Dolores R. *Phytolith analysis: An archaeological and geological perspective*. San Diego, Academic Press. 280pp. 1988.

RIBEIRO, A. S. Dinâmica paleoambiental da vegetação e clima durante o Quaternário Tardio em domínios da mata Atlântica, brejo do semi-árido e cerrados nordestinos, utilizando isótopos do carbono da matéria orgânica do solo e das plantas. Tese (Doutorado em Ciências) Universidade de São Paulo, Piracicaba. 2002, 193 p.

RIBEIRO, A. S. Dinâmica paleoambiental da vegetação e clima durante o Quaternário Tardio em domínios da mata Atlântica, brejo do semi-árido e cerrados nordestinos, utilizando isótopos do carbono da matéria orgânica do solo e das plantas. Tese (Doutorado em Ciências) Universidade de São Paulo, Piracicaba. 2002, 193 p.

RUHE, R. V. Geomorphic surfaces and the nature of soils. *Soil Science*. Baltimore, v. 82, n. 2, p. 441-445. 1956.

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

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, 2012.

SILVA, A.C.; VIDAL TORRADO, P. Gênese dos Latossolos húmicos e sua relação com a evolução da paisagem numa área cratônica do Sul de Minas Gerais. *R. Bras. Ci. Solo*, 23:329-341, 1999.

TABARELLI, M.; SANTOS, A.M.M. Uma breve descrição sobre a história natural dos Brejos Nordestinos. In *Brejos de Altitude em Pernambuco e Paraíba, História Natural, Ecologia e Conservação*. In: TABARELLI, M.; PÔRTO, K.C., CABRAL, J.J.P. *Brejos de altitude em Pernambuco e Paraíba. História natural, ecologia e conservação*. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, (série Biodiversidade, n. 9), p.17-24. 2004.

TARDY, Y. *Petrology of Laterites and tropical soils*. Masson, Paris, 419pp, 1997.

TAVARES, B. A. C. ; BARROS, A. C. M. ; CORREA, A. C. B. . Intemperismo nas superfícies de cimeira do planalto da borborema. Revista de Geociências do Nordeste , v. 1, p. 66-75, 2015.

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.

THOMAS, M.F. The role of etch processes in landform development. II etching and the formation of relief. Zeits. Geomorph., 33(3). 257-274., 1989b.

THOMAS, M.F., 1994. Geomorphology in the Tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes. John Wiley & Sons, Chichester, 460 pp., 1994.

THOMAS, M.F. The role of etch professes in landform development. I. Etching concepts ond their applications. Zeits. Geomorph., 33(2) 129-142., 1989a.

TRUMBORE, S. 2000. Age of soil organic matter and soil respiration: Radiocarbon constraints on belowground C dynamics. Ecological Applications 10, 399-411, 2000.

TWISS, C.; Suess, E.; Smith, R. M. Morphological classification of grass phytoliths. Soil Science Society of America Proceedings, Madison, v.33, p.109–115., 1969.

TWISS, P.C. Predicted world distribution of C 3 and C 4 grass phytoliths. In Phytolith systematics (pp. 113-128). Springer, Boston, MA., 1992.

VASCONCELOS-SOBRINHO, J. As regiões naturais do Nordeste, o meio e a civilização. Recife: Conselho do Desenvolvimento de Pernambuco, 1971. 441 p.

WAYLAND, E.J. Peneplains and some other erosional plataforms. Ann. Rept. Bull. Protectorate of Uganda Geol Surv., note 1. p. 77-79, 1933.

2. CAPÍTULO I

EVOLUÇÃO DA PAISAGEM, DISTRIBUIÇÃO E SERVIÇOS ECOSSISTÊMICOS DOS SOLOS NOS BREJOS DE ALTITUDE DA PARAÍBA

Marques, A.L. **Evolução da paisagem, distribuição e serviços ecossistêmicos dos solos nos Brejos de altitude da Paraíba.** Areia-PB: UFPB, agosto de 2019. 42-76p. (Dissertação de Mestrado em Ciência do Solo). Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo. Orientador: Raphael Moreira Beirigo, coorientador: Pablo Vidal Torrado.

RESUMO

A pedogeomorfologia buscar envolver a geologia, geomorfologia e pedologia numa única visão para compreender a paisagem. Um dos principais produtos da pedogeomorfologia são os precipitados de ferro ou crostas lateríticas (laterita, laterito, ferricrete, cangas, tapiocangas, couraças, petroplintita, *ironstone* etc). A Formação Serra dos Martins-FSM (Paleocano), que antecede o Barreiras, consiste em capeamentos sedimentares de arenito-conglomerado laterizados desconectados na Paraíba e Rio Grande do Norte. Os Latossolos derivados da Formação Serra dos Martins são objeto desse estudo por serem pouco estudados em sua correlação com a paisagem. Neste contexto, o objetivo deste trabalho é evidenciar a distribuição de solos nas mesetas homoclinais da Formação Serra dos Martins, criar uma hipótese de evolução da paisagem, estudar os atributos dos solos e seus principais serviços ecossistêmicos. Como metodologia utilizou-se o mapeamento geomorfológico e distribuição de solos que favoreceram a identificação de uma hipótese de evolução da paisagem, estudo dos atributos e serviços ecossistêmicos. A pedogênese e a morfodinâmica, seria um indicativo de que toda região do domínio da FSM teria sido recoberta, em época geológica pretérita, por um conjunto de capeamentos isolados, mas contemporâneos. A conservação desses testemunhos na paisagem tem forte influência do duplo aplainamento da etchplanação com erosão periférica à somital e transformação geoquímica dos topos (laterização), e soma-se o fator resistência litológica dos corpos graníticos sobre o qual se assetam. A laterização providencia o surgimento de Plintossolos Pétricos nas bordas das mesetas o que configura um controle estrutural. As áreas que já estão sendo intemperizadas passam por coluviamento e forma Argissolos e Cambissolos e no interior das mesetas há gênese dos Latossolos. Na distribuição destes solos, os fatores clima e organismos é o mais importante, uma vez que os Latossolos de Areia na Paraíba apresentam horizonte A húmico e este município apresenta a maiores precipitação e vegetação plúvio-nebular que diferem dos outros dois municípios. Os principais serviços ecossistêmicos são estoque de carbono e distribuição de água nos interflúvios das bacias hidrográficas.

Palavras-Chaves: Latossolos, Planalto da Borborema, petroplintita.

Marques, A.L. **Evolution of the landscape, distribution and ecosystem services of soils in the *Brejos de Altitude* of state Paraíba from Brazil.** Areia-PB: UFPB, August 2019. 42-76 p. (Master's Dissertation in Soil Science). Graduate Program in Soil Science. Advisor: Raphael Moreira Beirigo. Coadvisor: Pablo Vidal Torrado.

ABSTRACT

Pedogeomorphology seeks to involve geology, geomorphology and pedology in a single vision to understand the landscape. One of the main products of pedogeomorphology are iron precipitates or lateritic crusts (laterite, laterite, ferricrete, petroplinthite, ironstone, etc.). The Serra dos Martins (FSM) Formation (Paleocano), which precedes the *Barreiras*, consists of sedimentary cappings of disconnected laterized sandstone-conglomerate in *Paraíba* and *Rio Grande do Norte* state. The Ferralsol derived from the FSM are the object of this study because they are little studied in terms of their correlation with the landscape. In this context, the objective of this work is to evidence the distribution of soils in homocline plateaus of the Serra dos Martins Formation, to create a hypothesis of landscape evolution and to verify the main ecosystem services. The methodology used was the geomorphological mapping of soil distribution, which favored the identification of a hypothesis for the evolution of the landscape and its ecosystem services. Pedogenesis and morphodynamics would indicate that the entire region of the FSM domain would have been covered, in a past geological period, by a set of isolated but contemporary claddings. The conservation of these cores in the landscape is strongly influenced by the double flattening of the etchplanation with peripheral to somital erosion and geochemical transformation of the tops (laterization), and the lithological resistance factor of the granitic bodies on which they rest is added. Laterization provides the appearance of Petric Plinthols on the edges of plateaus, which configures a structural control. The areas that are already being weathered undergo colluvium and form Acrisols and Cambisols and inside the plateaus there is the genesis of Ferralsol. In the distribution of these soils, the climate and organisms factors are the most important, since the Ferralsols in the municipality of *Areia* has a humic horizon and this municipality presents the highest rainfall and cloud-covered vegetation that differ from the other two municipalities. Ecosystem services are carbon storage and water distribution in the interfluves of river basins.

Key words: Ferralsol, *Borborema* Plateau, petroplitic.

2.1 INTRODUÇÃO

As interações existentes entre Geologia, Geomorfologia e Pedologia são ressaltadas nas chamadas superfícies geomórficas para designar uma visão única e integral da litosfera, onde a distribuição dos solos na paisagem é definida no espaço e no tempo por limites geográficos (Espindola, 2010).

Um dos principais produtos da pedogeomorfologia são as Lateriras nas suas mais generalistas formas e escolas de pensamento (crostas, laterito, ferricrete, cangas, tapiocangas, couraças, petroplintita, *ironstone* etc). A origem do termo Laterita data de 1807, quando o inglês Francis Buchanan, em relato de uma viagem a Índia (1802-1803), descreveu um material retirado do solo que era suficientemente macio para ser cortado e que endurecia irreversivelmente quando exposto a secagem. Dado sua utilização na construção civil, Buchanan os denominou laterita (do latim: later, tijolo) (Ollier e Pain, 1996; Ollier, 1991).

A formação de Lateritas é intensificada nos trópicos, continentes sul-americano, Oceania (Austrália) e no africano onde cobrem aproximadamente 65% do seu território, mas também verificadas nos EUA, Índia e na Europa (Tardy; Melfi; Valetton, 1988; Tardy et al., 1990; Tardy; Kobilsek; Paquet, 1991; Oliveira et al., 2009; Porto, 2010; Butt; Intern; Anand, 2000; Augustin; Lopes; Silva, 2013; Prado et al., 2014; Bourman, 1996; Bourman et al., 2019).

Trabalhos realizados Tardy e Roquin (1998) e Bétard (2012) chegaram à conclusão que o Nordeste do Brasil, a África Ocidental e o Sul Índia compartilharam eventos paleoclimáticos semelhantes pós Cretáceo Superior favoráveis à formação de Lateriras. Nessa região, fazes de alteração geoquímica iniciadas no pré-Eoceno, criou essas espessas Lateritas, equivalentes “alóctones” de Widdowson e Gunnell (1999), que favoreceram a manutenção de platôs com altitudes acima de 600 m (Peulvast e Bétard, 2015).

A Formação Serra dos Martins (Paleocano), que antecede o Barreiras, consiste de expoentes desse processo na forma de mesetas homoclinais com capeamentos sedimentares de arenito-conglomerados ferrolizado desconectos no estado da Paraíba e Rio Grande do Norte (Menezes, 1999; Moraes Neto e Alkmim, 2008; Maia et al., 2016; Marques et al., 2019).

Os Latossolos derivados da Formação Serra dos Martins são objeto desse estudo por serem pouco estudados em sua correlação com a paisagem. Neste contexto, o objetivo deste trabalho é evidenciar a distribuição de solos nas mesetas homoclinais da Formação Serra dos Martins, criar uma hipótese de evolução da paisagem, estudar os atributos dos solos e seus principais serviços ecossistêmicos.

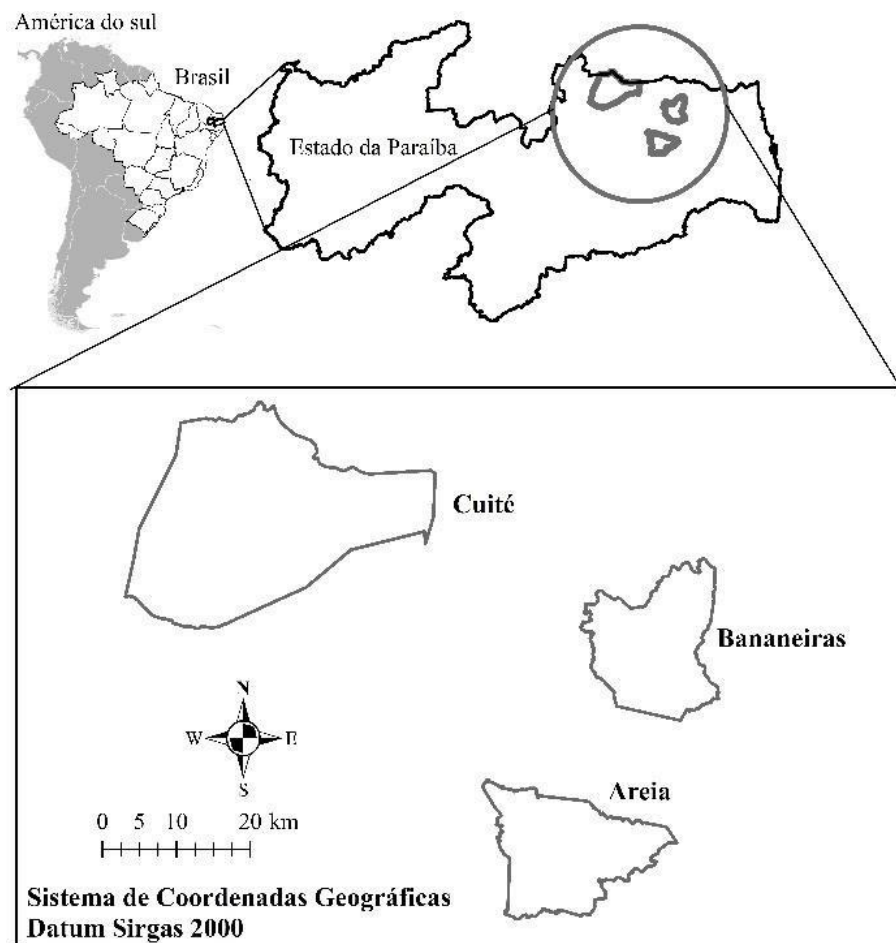
2.2 MATERIAL E MÉTODOS

2.2.1 Área de estudo

O recorte amostral dessa pesquisa envolve os municípios de Areia, Bananeiras e Cuité, que estão localizados na mesorregião do agreste do estado da Paraíba. Areia (06° 57' 46" S e 35° 41' 31" O) está localizado nas escarpas orientais da Borborema a uma altitude de 659 m. Bananeiras (06° 45' 00" S 35° 37' 58" O) está localizada nas escarpas orientais da Borborema à 552 m de altitude. Cuité (06° 29' 06" S 36° 09' 25" O) está localizado no limite da Borborema nos degraus estruturais do rio Curimataú à 750m de altitude (Figura 7).

Areia e Bananeiras apresentam o clima As (tropical quente e úmido). Areia tem precipitação de 1077mm e temperatura média anual de 24.5°C e Bananeiras tem precipitação de 954 mm e temperatura média anual de 25 °C Ambos municípios têm período chuvoso de janeiro a setembro, e o período seco, de outubro a dezembro. São influenciados por dois mecanismos atmosféricos, no verão, a Massa Equatorial Continental, e no inverno, a Massa Tropical Atlântica. Apesar de serem afetados por os mesmos mecanismos atmosféricos, Areia tem maior altitude recebendo maior descarga pluvial, e Bananeiras sofre sombra pluvial do município vizinho de maior altitude, Solânea. Cuité apresenta o clima BSh (Semiárido quente), precipitação de 585mm e temperatura média anual de 25.6°C. Fevereiro a julho é o período chuvoso e agosto a janeiro é o período seco, sob influência também dos dois mecanismos atmosféricos (Alvares et al., 2013).

Figura 7. Mapa do Brasil com o Nordeste, mapa do Nordeste e mapa da Paraíba com a localização dos municípios em estudo.



2.2.2 Levantamento cartográfico e caracterização geomorfológica

Inicialmente foram levantadas cartas geológicas e geomorfológicas das áreas no Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) projeto RadamBrasil e estudos de autores regionais. A partir do recorte das áreas foram estudadas as unidades geomorfológicas e de cada unidade foram extraídas as informações morfológicas e morfométricas. Para análise da geomorfologia regional foi utilizada a interpretação Foto-Geológica pelo Método Lógico-Sistemático (Arcanjo, 2011). As bases morfométricas utilizadas: hipsometria, declividade, drenagem, lineamentos e relevo sombreado são oriundas do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) da Agência Espacial Americana *National Aeronautics and Space Administration* (NASA).

O resultado final desse processo foi uma discussão das unidades morfoestruturais em escala de 1:100.000, mapeamento das unidades geomorfológicas (escala 1:50.000) e mapeamento das superfícies geomórficas (1:10.000).

2.2.3 Caracterização pedológica, geomórfica e cruzamento de informações

No estado da Paraíba há dois conjuntos de capeamentos da Formação Serra dos Martins, distribuídos da seguinte forma: platôs: Areia-Bananeiras-Solânea-Dona Inês e platôs Cuité-Picuí. Foram trabalhados os platôs Areia-Bananeiras-Solânea-Dona Inês e Cuité-Picuí, comumente conhecidos como Serra de Cuité e Serra de Solânea com abertura de três perfis pedológicos de Latossolos.

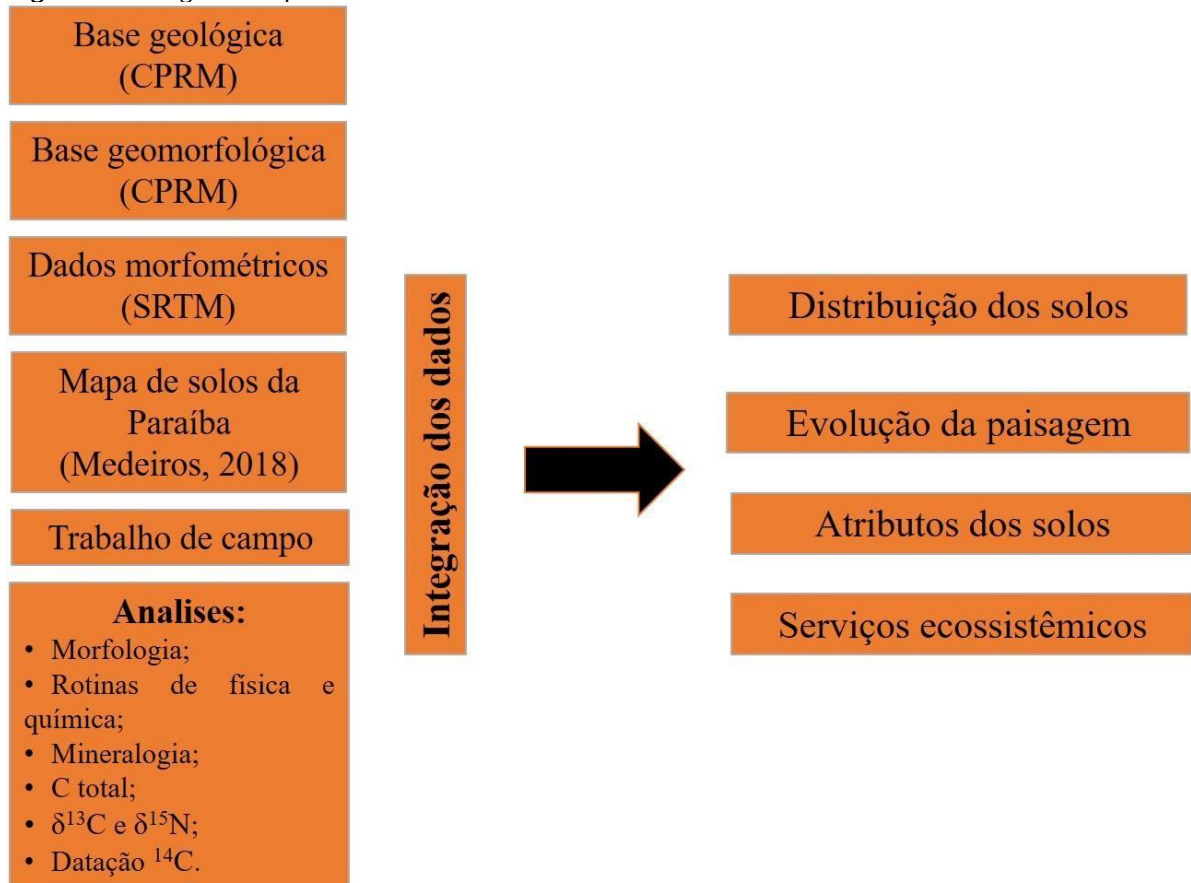
O mapeamento da distribuição das classes de solos nas unidades geomorfológicas foi realizado conforme o Mapa de solos do estado da Paraíba com escala de 1:100.000 (Medeiros, 2018). Hipsometria, declividade, relevo sombreado, levantamentos de campo com tradagens (até 100 cm) e observações de barrancos foram utilizados para identificar platôs com Latossolos. A partir do cruzamento dessas informações foi obtido a configuração ‘platôs com topos planos, acima de 600 e até 750 m de altitude, declividade de até 15° e presença de Latossolos e Plintossolos.

Os solos foram descritos e amostrados segundo normas constantes em Santos et al. (2015) e classificados segundo Embrapa (2018). Todos os horizontes foram submetidos às análises químicas (ataque sulfúrico, pH, teores trocáveis de Ca, Mg, Na, K, Al e carbono orgânico (Walkley; Black, 1934), análises granulométricas (TFSA) (método do densímetro) e de densidade do solo conforme Teixeira et al. (2017). As análises químicas e físicas foram realizadas nos Laboratórios do Departamento de Ciência do solo da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz (ESALQ) da Universidade de São Paulo (USP) em Piracicaba-SP.

A mineralogia dos solos foi determinada por meio da difratometria de raios-X, seguindo protocolo descrito em Teixeira et al. (2017) que consiste na remoção da matéria orgânica das amostras com peróxido de hidrogênio (H₂O₂), dos óxidos de ferro pedogênicos com ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) (Mehra E Jackson, 1960). A fração areia foi separada por peneiramento e a fração argila e silte por sedimentação (Jackson, 2005). Os minerais das frações areia e silte foram identificados em lâminas em pó. A fração argila foi montada em lâminas orientadas e identificadas após saturação com Mg²⁺ (MgCl 1 mol L⁻¹) em temperatura ambiente (25°C) e Mg²⁺ solvatadas com glicerol. Os minerais foram submetidos à difração de raios X em Difratorômetro D-2 Phaser. Esta análise foi realizada no Núcleo Ciência do Solo e Mineralogia do Instituto Nacional do Semiárido (INSA).

As análises de isótopos estáveis foram realizadas no Laboratório de Ecologia Isotópica do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA) da USP. A datação de C14 foi realizada no Laboratório Beta Analytic em Miami-EUA. O fluxograma desta metodologia pode ser visualizado na (Figura 8).

Figura 8. Fluxograma de procedimentos realizados.

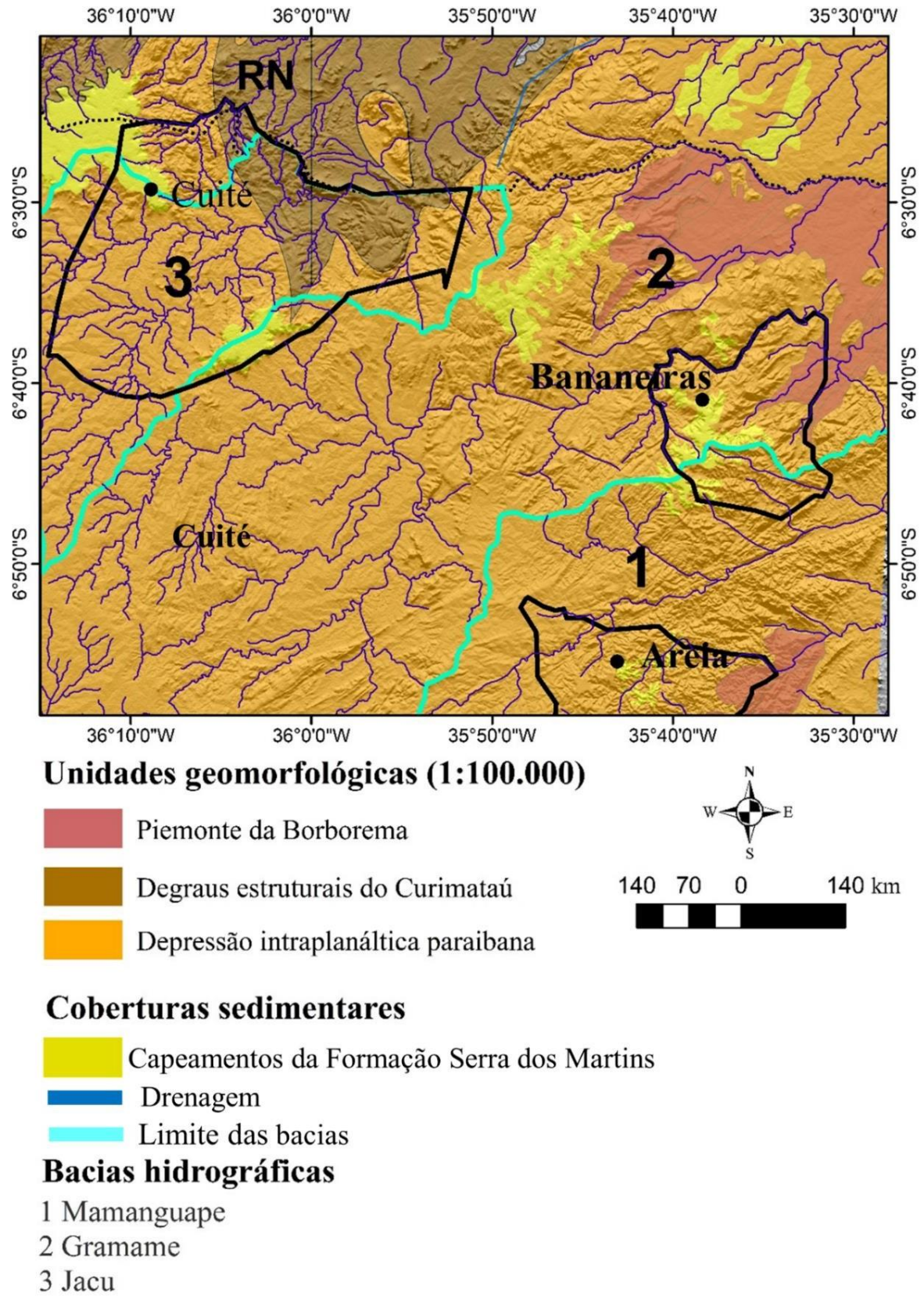


2.3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

2.3.1 Geologia e geomorfologia estrutural da área

Na região de estudo ocorrem três morfoestruturas (Depressão intraplanaltica paraibana, Piemonte de Borborema e Degraus Estruturais do Curimataú), que formam o complexo cristalino, derivado de suítes intrusivas e unidades metamórficas. As suítes intrusivas correspondem a um conjunto de rochas graníticas granodioríticas e sinorogênicas, e as unidades metamórficas correspondem a gnaisses, xistos e metassedimentares, ambas de idade brasileira (Angelim et al., 2006). Além disso, há uma unidade morfoescultural, que são capeamentos sedimentares em forma de mesetas homoclinais da FSM (Figura 9).

Figura 9. Mapa estrutural da área de estudo.



A unidade morfoestrutural, Depressão intraplanáltica paraibana foi proposta por Correia et al. (2010). Está localizada na porção central da Borborema paraibana e encontra-se cercada por compartimentos de encostas, onde a perturbação tectônica mais intensa permitiu o desenvolvimento de feições planas circundadas por maciços residuais em sua maioria graníticos que forma a Cimeira do domo do Planalto da Borborema. Devido essa depressão ser constituída por gnaisses e migmatitos, essa área também é denominada peneplano granítico por Crandall (1910), e que é limitado ao sul pelos Maciços Remobilizados do Domínio da Zona Transversal.

A segunda morfoestrutura é o Piemonte de Borborema. Essa é uma unidade oriental da Província, caracterizada por uma zona de cinzalhamento formada na ruptura de plútons via alívio de pressão durante o soerguimento do Planalto estrito sensu (Monteiro, 2015), que forma as escarpas orientais da Borborema, com morfologia de graus e rampeamentos estruturais, além de isoladamente inselbergs no contato com o pediplano litorâneo paraibano.

Também conhecida como região de encostas orientais úmidas da Borborema (Correia et al., 2010), essa morfoestrutura é marcada por um alinhamento diferencial, onde se distingue uma porção setentrional com direção N-S e um setor meridional alinhado a NE-SW. Trata-se de uma área intensamente dissecada e rampeada em direção ao litoral, com altitudes que variam entre 200 e 500 m e desníveis de até 300m, destacando-se na paisagem alguns blocos serranos com altitudes superiores a 600 m.

Esta região reflete um controle tectônico com planos alçados e inclinados para SE, sendo a dissecção controlada pelas linhas de fratura, que se refletem nos interflúvios, geralmente apresentando linhas de cumeadas e cristas simétricas em concordância com as direções dos falhamentos, além de diferentes modelados decorrentes de diferenças litológicas (Monteiro, 2015). Em adição, ressalta-se o intenso metamorfismo nesta morfoestrutura advinda da orogênese Brasileira, onde gnaisses, xistos e metassedimentares apresentam diferentes composições mineralógicas e ângulos de foliação ou faturamento (Correia et al., 2010).

Durante o Cenozóico essas rochas metamórficas foram submetidas à flexura do rebordo continental, resultando em um arranjo de blocos soerguidos, rebaixados e basculhados, formando um modelado em cristas, pontões, *inselbergs* e demais relevos de topografia movimentada, no caso de rochas resistentes, enquanto relevos com menores declives e depressões estão associados com litologias mais susceptíveis ao intemperismo (Correia et al., 2010).

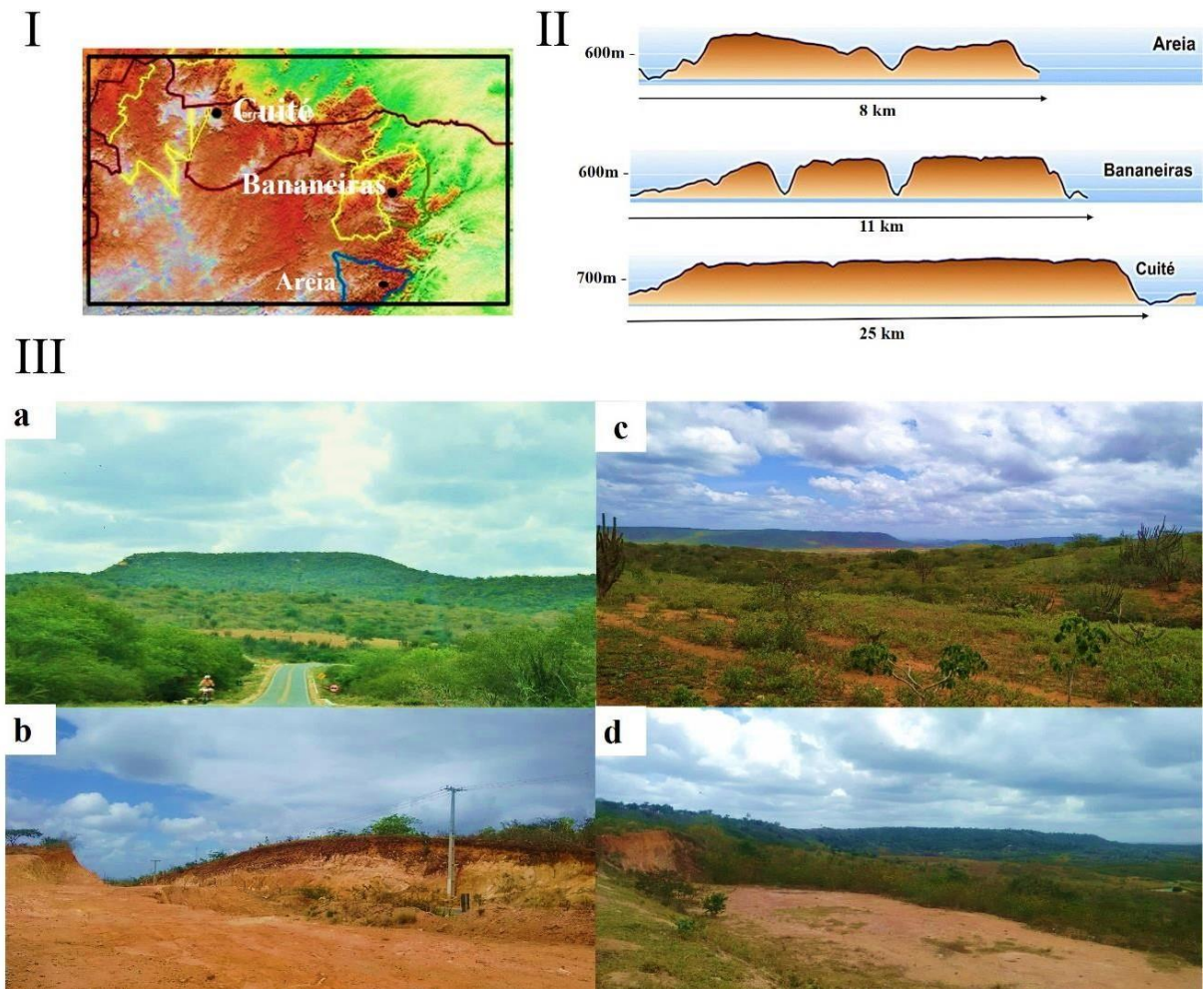
A terceira morfoestrutura são os Degraus estruturais do Curimataú. Esta unidade apresenta compartimento bordejados por soleiras epigênicas, constituindo pedimentos

escalonados com desníveis topográficos de até 100 m, formando o cinturão do vale Tectônico do Curimataú ou depressão intermontana do Paleoproterozoico (Carvalho, 1982). A litologia é constituída por granitos, migmatitos e xistos.

O conjunto de capeamentos sedimentares FSM. São somitais planares que recobrem alguns platôs do agreste da Paraíba nos municípios de Areia, Araruna, Bananeiras, Cuité, Dona Inês, Nova Floresta e Picuí, o agreste do Rio Grande do Norte, nos municípios de Lagoa Nova, Cerro Cora, e o sertão potiguar, nos municípios de Triunfo Potiguar, Jucurutu, Portalegre e Martins (Lima, 2008; Moraes Neto & Alkmim, 2001; Maia et al., 2014; 2016).

A configuração geomorfológica da FSM (Figura 10) são mesetas assimétricas acima de 540 m com relevo plano a suave ondulado, intercortadas nas falhas e contatos líticos pela dissecação onde se encaixa a drenagem. Em subsuperfície nessas mesetas são encontradas Lateritas. Em Areia devido ao clima mais úmido todo material dos colúvios derivados da FSM passaram por pedogênese e formaram Argissolos. Em Bananeiras e Cuité encontram-se desde blocos a pavimentos que formam Tálus. Nesses pavimentos ocorrem movimentos de massa e caos de blocos associados com machas de Argissolos Vermelho-Amarelos.

Figura 10. Distribuição e localização dos capeamentos da FSM (I), morfologia das mesetas assimétricas (II), e Mesetas assimétricas (III); o item a: é uma das meseta localizada entre os municípios de Cuité e Barra de Santa Rosa, onde se observa a morfologia tabular exercendo a posição de topo; o tem b: é a borda da mesa de Solânea, onde se pode observar o Plintossolo Pétrico na cor vermelho escuro (cinturão ferruginoso) e o nível basal do pacote sedimentar aquém; o tem c: é a borda da mesa do município de Dona Inês; e o item d: Tálus da mesa Solânea, com seixos, matacões e caos de blocos.



2.3.2 Distribuição dos solos nos compartimentos geomorfológicos dos municípios

O município de Areia apresenta no sentido Leste-Oeste sua primeira unidade geomorfológica: Escarpa Oriental da Borborema (Figura 11). Esta escarpa, que é do Neoproterozoico, situa-se com uma linha de falhas verticais de borda (Correa et al., 2010), que resultam em maciços escarpados que formam o cinturão oriental do Planalto da Borborema “estrito sensu”. No município esta unidade corresponde a 12% do território e é representada por morros dissecados escarpados formando um sistema interfluvial complexo, que abrangem um desnível topográfico em forma de degraus, com hipsometria de 159 -428m.

Este desnível é a parte interior do contato entre os Maciços de Cimeira orientais (Mesoproterozoico) e o Piemonte da Borborema (Neoproterozoico). A geologia desta unidade é a

Suíte granítica migmatítica peraluminosa Recanto/Riacho do Forno, formada por ortognaisses e migmatitos granodioríticos a monzograníticos (Correa et al., 2010; Monteiro, 2015).

A segunda unidade são os Maciços da Cimeira oriental. Está unidade é formada por patamares de 450 e 1200m e é o Planalto stricto sensu como relatado por Monteiro (2015). Representa 63% do território do município e formada por conjunto de morros, morrotes e colinas (Leste-Oeste), por vezes escarpados, porém tipicamente ondulados. A hipsometria varia de 529 a 636 m com declividade ondulada a escarpadas. Têm como geologia o Grupo Seridó e a porção Noroeste o Plúton Dona Inês. Este Plúton possui a forma de elipse alongada na direção NE, estando intrudido em ortognaisses paleoproterozóicos, com sienogranitos a monzogranitos pouco foliados, equigranulares a porfiríticos, de cor cinza, contendo menos de 10% de biotita modal e granada (Borges, 1996).

A terceira unidade (9% do território) são as mesetas homoclinais derivadas da Formação Serra dos Martins, que é de origem fluvial. A base da formação é constituída por arenitos homogêneos e friáveis, esbranquiçados, mal selecionados, localmente conglomeráticos e caulíníticos, com camadas silicificadas. Na porção média são bancos de arenitos argilosos, homogêneos, de cor amarela-avermelhada, com grãos de quartzo sub-angulosos a arredondados. No topo da formação ocorre Lateritas com Latossolos Amarelos e Plintossolos Pétricos nas bordas.

Estas mesetas em sua maioria são morros testemunhos que formam um conjunto de capeamentos distribuídos pelo agreste e sertão do Planalto da Borborema, e que sucessivamente foram elevados a condição de topo com posterior denudação, principalmente no evento Cariris Velhos, como retrato por Maia et al. (2014; 2016). Evento esse compreendido como deformação das coberturas terciárias (Plio-Pleistoceno) do Planalto da Borborema por Moraes Neto (1999).

A quarta unidade é o Peneplano (Paleoproterozóico) com 16% do território, que é uma área que está passando por denudação formando uma somital plana genericamente suave, com morrotes e um sistema de ombreiras, além de maciços residuais isolados. A declividade é suave-ondulada, a geologia é constituída pelo Complexo Serrinha Pedro Velho, composta por ortognaisses félsicos e intercalações básicas; e pela Formação Seridó, formada por metassedimentos de grau baixo a médio, como xistos de composição pelítica com intercalações de rochas calcissilicáticas e quartzito (Santos et al., 2002).

Correia et al. (2010), chamou essa região de Depressão Intraplanáltica Paraibana, onde este setor, na porção central da Borborema Paraibana, encontra-se delimitado a leste e oeste pelos compartimentos de encostas. A falta de uma perturbação tectônica mais intensa permitiu o desenvolvimento de feições bastante planas, limitadas ao sul pelos Maciços Remobilizados

do Domínio da Zona Transversal. O clima semi-árido severo reinante (Cabaceiras registra apenas 275 mm/ano e Soledade 350 mm/ano) não permite o desenvolvimento de regolito, expondo os gnaisses e migmatitos diretamente à superfície.

No mapeamento geomorfológico do município de Bananeiras (Figura 11) foram identificadas três unidades. A primeira unidade é o Peneplano da Borborema (75% do território), seguido pelas Rampas coluviais do Curimataú (15% do território) e as Mesetas homoclinais (10% do território). As Rampas coluviais do Curimataú são depósitos escalonados angulosos. O município de Cuité possui quatro unidades geomorfológicas (Figura 11). A primeira são os Depósitos de Tálus. Estes depósitos de Tálus (15% do território) são unidades alóctones identificadas por toda paisagem semiárida. Tem sua gênese a partir do movimento lateral e massa e acúmulo em encostas em conjunto com blocos de rochas. Surgiram principalmente no Quaternário, quando condições ambientais de semiaridez associadas a chuvas torrenciais favoreciam transporte de material.

A segunda unidade é o Peneplano (60% do território), que abrange uma declividade suave-ondulada e hipsometria variando de 358 a 457 m. A formação geológica é constituída pelo Complexo Serrinha Pedro Velho. A terceira unidade são os Degraus estruturais do Curimataú (20% do território) que é um cinturão escalonado (Horst) do vale Tectônico do Curimataú (Grabén) ou depressão intermontana do Paleoprotezoico de Carvalho (1982). Esta unidade apresenta declividade variando de ondulada a escarpada com desníveis topográficos de até 100 m. A geologia é o Complexo Santa Cruz, que compreende augen-gnaisses graníticos, leuco-ortognaisses quartzo-monzoníticos a graníticos. A quarta unidade são as Mesetas homoclinais (5% do território) identificadas em cotas hipsométricas superiores a 600 m.

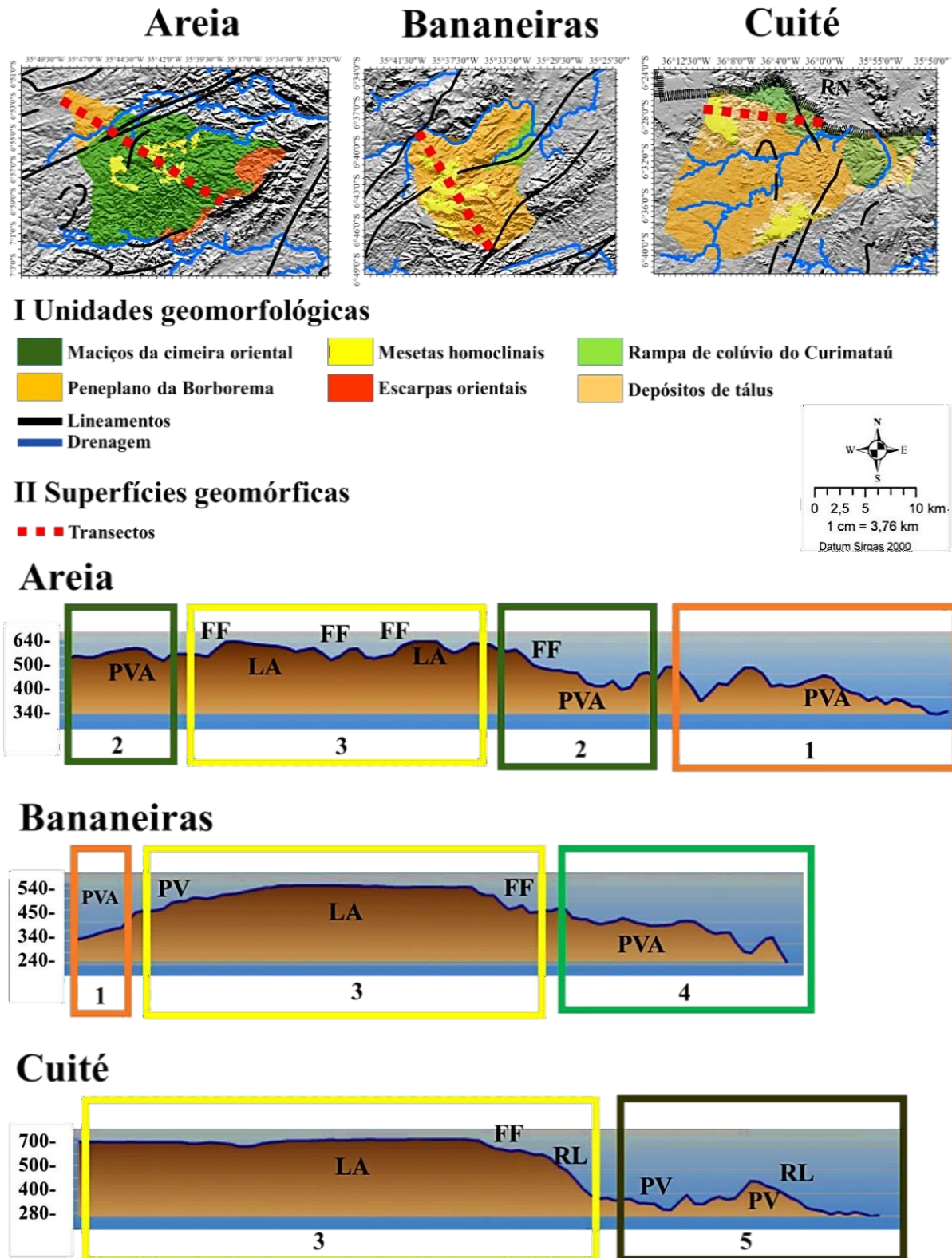
2.3.2.1 Superfícies geomórficas

Os municípios estão dentro dos mesmos compartimentos geomorfológicos numa escala de 1:50.000, e por isso, as superfícies geomórficas são continuas (Figura 11). A partir do município de Areia inicia-se as superfícies geomórficas. A superfície 1 (120-180 m), faz parte da unidade geomorfológica Escarpas orientais da Borborema, onde há Argissolos Vermelho-Amarelos (PVA) em morros e morrotes do sistema de interflúvios, e Gleissolos Háplicos (GX) nos fundos dos vales. Tais classes de solos se repetem na superfície 2 dos Maciços da Cimeira oriental, no qual fazem parte os municípios de Areia e de Bananeiras (500-750 m) (Figura 11).

A superfície 3 (600-750 m) está na unidade Mesetas homoclinais, onde Latossolos Amarelos (LA) ocorrem nas somitais planares, Plintossolos Pétricos (FF) nos ombros e Argissolos Vermelho-Amarelos na meia encosta. Bananeiras está inserido na superfície 4 (200-

300 m), que faz parte da unidade Peneplano da Borborema, onde devido sistema de ombreiras com colinas e morrotes se têm Argissolos Vermelho-Amarelos. Na superfície 5 (300-500m), que faz parte da unidade Degraus estruturais do Curimátaú, encontra-se o município de Cuité, onde se tem a ocorrência de Neossolos Litólicos (RL) nos declives escalonados e Argissolos Vermelho-Amarelos em declives mais suaves e residuais (Figura 11).

Figura 11. Unidades geomorfológicas e geomórficas dos municípios de Areia, Bananeiras e Cuité-PB. LA (Latosso solo Amarelo), FF (Plintossolo Pétrico), PV (Argissolo Vermelho-Amarelo), RL (Neossolo Litólicos).



2.3.3 Evolução da paisagem

A hipótese de evolução desta paisagem baseia-se em leituras de Pedro e Melfi (1983), Nahon (1986), Thomas (1994), Daniels et al. (1978), Menezes (1999), Lima (2008) e Soil Taxonomy (1999), e se apoia no Modelos de formação absoluta de Laterita de Goudie (1973).

Inicia-se quando a paisagem era um sistema fluvial meandrante no Paleoceno-Eoceno, com posterior etchplanação (formação de Petroplinitita e couraça com controle estrutural) e inversão do relevo, no Eoceno. Durante esse momento sopé, os sedimentos trazidos pela gravidade foram passando por processos redoximórficos e cimentação com encouraçamento do pacote sedimentar. Retifica essa discussão as idades dos ciclos de denudação pós-cretácea do maciço da Borborema, que forneceu arenitos e conglomerados paleógenos (Luz et al., 2015).

Corroborar essa discussão o fato da plintitização ocorrer concomitante à deposição na fase de sopé através dos ciclos de umedecimento e secagem que eram influenciados por mudanças climáticas recorrentes dessa região, como relatado por Souza (1987) e posteriormente comprovado por datação de traços de fissão em apatita (AFTA), que sugeriram que a FSM foi depositada entre 64 e 25Ma (intervalo Paleoceno – Oligoceno) (Morais Neto et al., 2008), e a idade obtida dos óxidos/hidróxidos de ferro por meio do método (U-Th)/He (Lima, 2008), indicam 20Ma de formação. Correlativo a esse processo, a latossolização avançou.

A inversão de relevo do pacote sedimentar tabular ferruginizado gradativamente elevou-o a condição de topo com morfologia de mesetas homoclinais. Quando no momento de mesetas homoclinais, a couraça foi sendo desmantelada (alteração in situ) e avançou a latossolização, no interior das mesetas, e Plintossolos Pétricos concrecionários se mantiveram nas bordas.

Crer-se que os Latossolos se restringem ao núcleo das mesetas devido melhor ação da precipitação e florestamento em conjunto com a bioturbação. As bordas estão mais susceptíveis a erosão gravitacional e por isso se mantem como Plintossolos Pétricos Concrecionários, e enaltece essa hipótese, o fato de haverem veios de quartzo nas bordas.

Estas mesetas em sua maioria hoje funcionam como morros testemunhos devido a denudação, principalmente no evento Cariris Velhos, como retrato por Maia et al. (2014; 2016). Evento esse compreendido como deformação das coberturas terciárias (Plio-Pleistoceno) do Planalto da Borborema por Moraes Neto e Alkmim (2008).

Nesse sentido o esquema de evolução da paisagem dos Brejos de Altitude capeados pela FSM no estado da Paraíba está sinterizado na (Figuras 12) e na (Figura 13) estão os Latossolos estudados e variações de isótopos de carbono e nitrogênio.

O $\delta^{15}\text{N}$ nos horizontes da base (Bw e Bwc) dos três perfis são superiores a 8,5‰, que é um indicativo de material de ambiente lagunar devido o enriquecimento de nitrogênio por algas (Meyers 1997), e corrobora a hipótese de ambiente lagunar lântico meandrante também citada por Menezes (1999).

O $\delta^{13}\text{C}$ em Bananeiras e Cuité tem valores médios em torno de -26 ‰, que difere de Areia que apresenta valores médios em torno de -24‰. Tais dados não mostram que Areia tem uma vegetação menos úmida que Bananeiras e Cuité, uma vez que os valores destes dois municípios (Bananeiras e Cuité) são enriquecidos de plantas CAM (cactáceas e bromeliaceae), comuns nestas duas áreas, e pouco comuns em Areia.

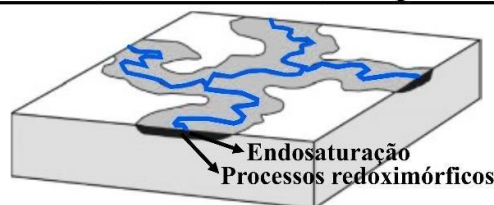
É observado também que os valores de enriquecimento de $\delta^{13}\text{C}$ em Bananeiras e Cuité são constantes o que difere do $\delta^{13}\text{C}$ de Areia que oscilam e corrobora com a origem dos carvões identificados no perfil até 120 cm (horizonte A4). A datação do horizonte A4 em 6.150 anos está corroborada com fases mais secas da paisagem e entrada de uma vegetação seca.

Nesse contexto inicialmente formou-se hematita no processo de plintitização, que é favorecida em condições quentes e secas e baixa precipitação na posição de sopé. Na fase de inversão de relevo em condições de topo com latossolização formou-se a goethita associada com precipitação sem impedimento de drenagem, temperaturas baixas e elevados teores de matéria orgânica (florestas úmidas de Brejos de Altitude). Quanto aos nódulos, concreções e couraça, quando quebrados, apresentam em seu interior grãos de quartzo cimentados por ferro de coloração avermelhada (hematita) e com partes externas amareladas (goethita) (Figura 14).

Figura 12. Evolução da paisagem da FSM no estado da Paraíba.

Etapa 1 (planície de inundação)

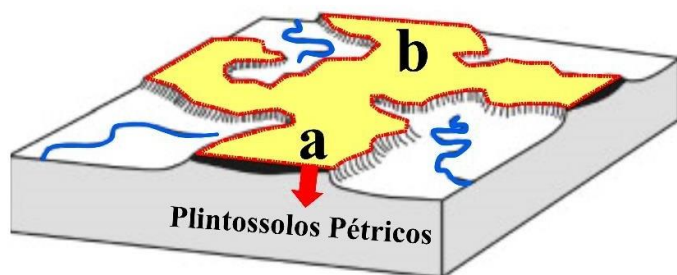
Sistema fluvial meandrante do Paleoceno-Eoceno: deposição de arenitos, seixos e caulinita, e diagênese de conglomerados.



Ciclos de umedecimento e secagem: **Plintita**

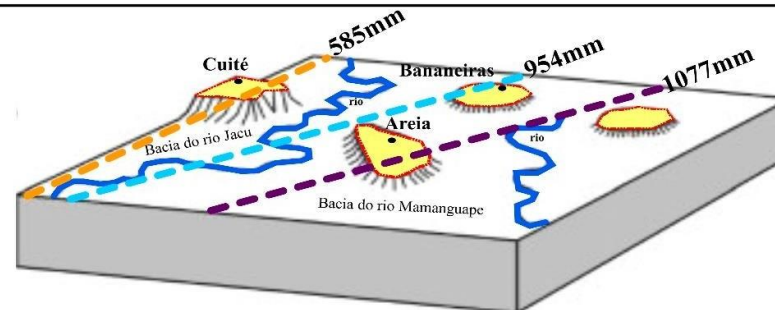
Etapa 2 (Inversão do relevo)

A partir do Eoceno houve a Etchplanação: numerosos ciclos de umedecimento e secagem transformaram Plintita em Petroplintita e consequentemente houve a formação da couraça, que sustentou a inversão da superfície basal. Na posição de topo e em condições mais úmidas a couraça foi sendo dismantelada (alteração in situ), via Latossolização no interior das mesetas, e Plintossolos Pétricos concrecionários se formaram nas bordas. Estes Plintossolos formam um cinturão: “a” que estabiliza as superfícies planares latossólicas “b”



Etapa 3 (mesetas homoclinais)

Erosão diferencial regional no Plioceno denudou a superfície periférica e surgiram as mesetas homoclinais disjuntas. A Latossolização em condição de chuvas orográficas desestabilizou a hematita que hidratada formou a goethita.



Etapa 4 (Espessamento dos Latossolos)

Climas mais úmidos no Plioceno acentuaram o espessamento dos Latossolos goethíticos;

No Holoceno Médio tem-se início a gênese dos horizontes A que se espessou até 120cm apenas em Areia e está datado em 6.150 A.P.

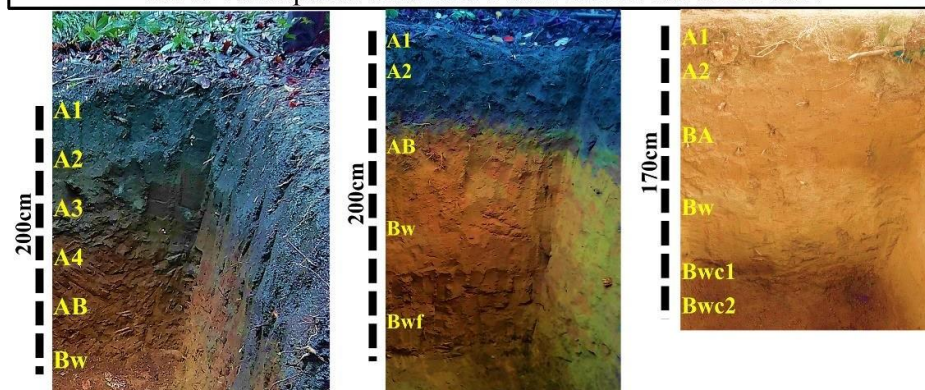


Figura 13. Latossolos estudados e variações de isótopos de carbono e nitrogênio.

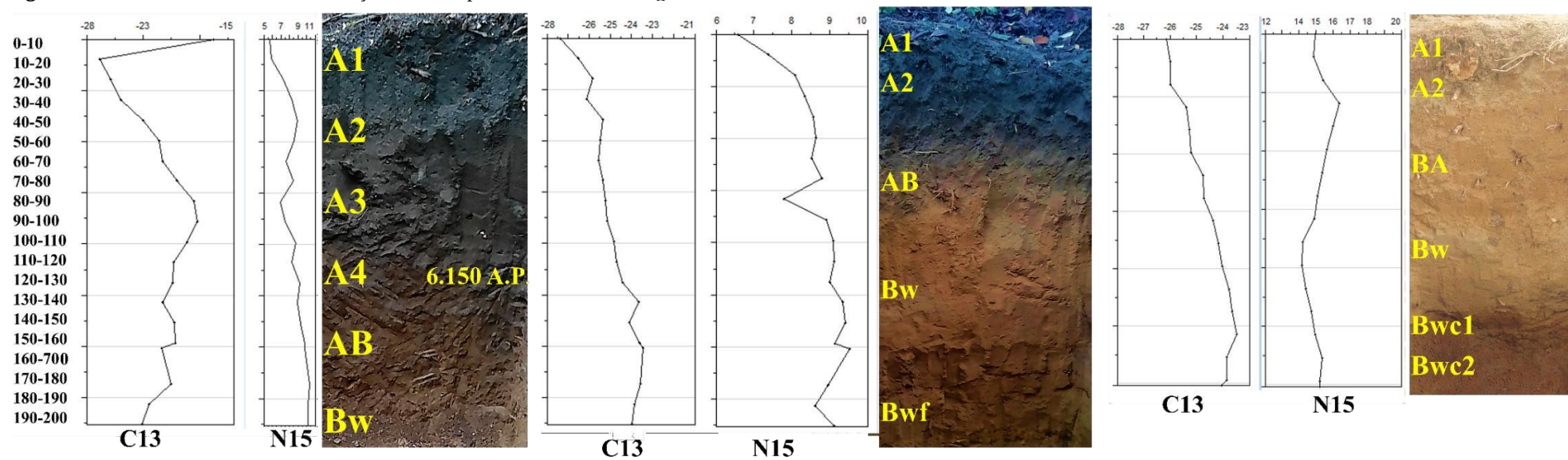
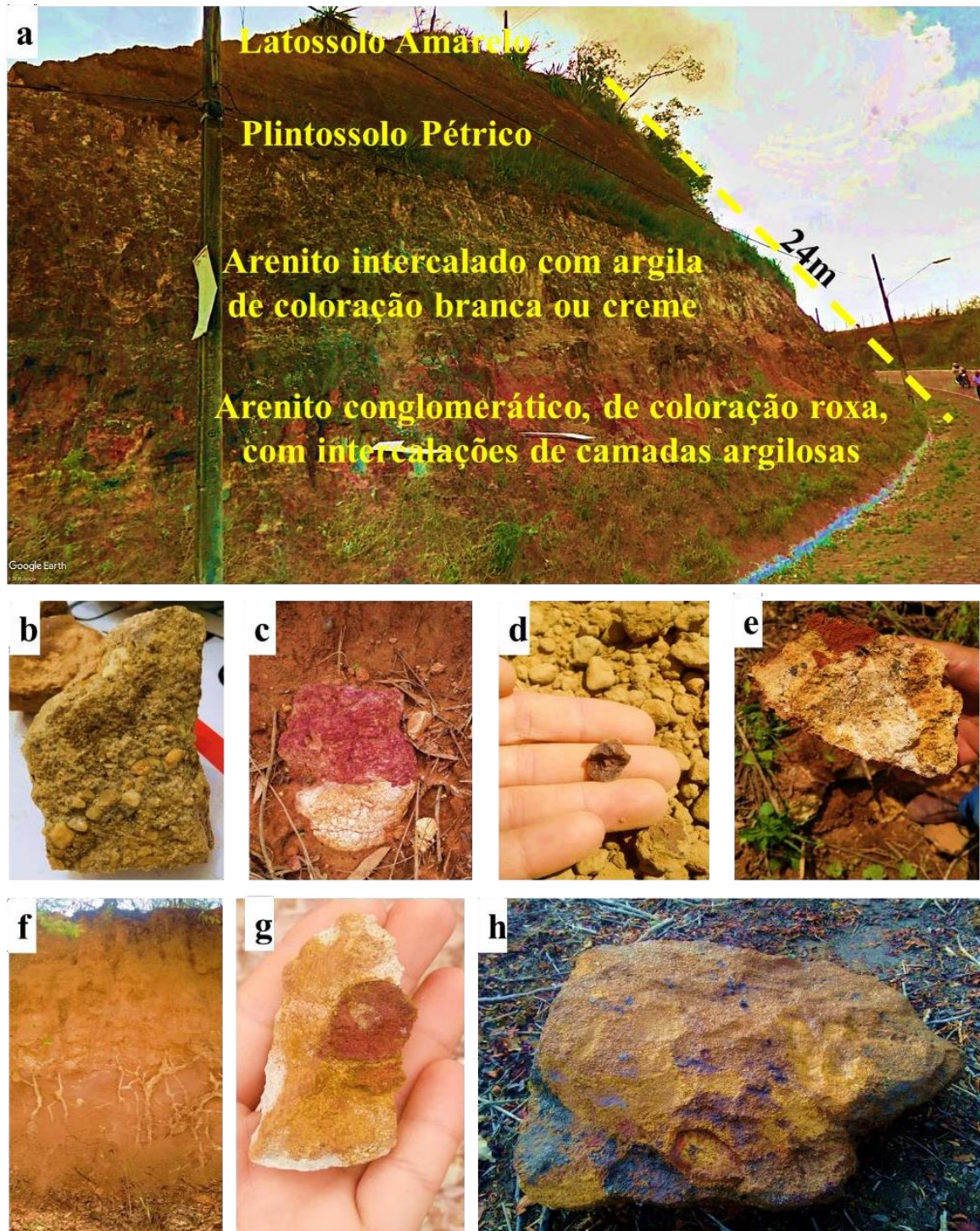


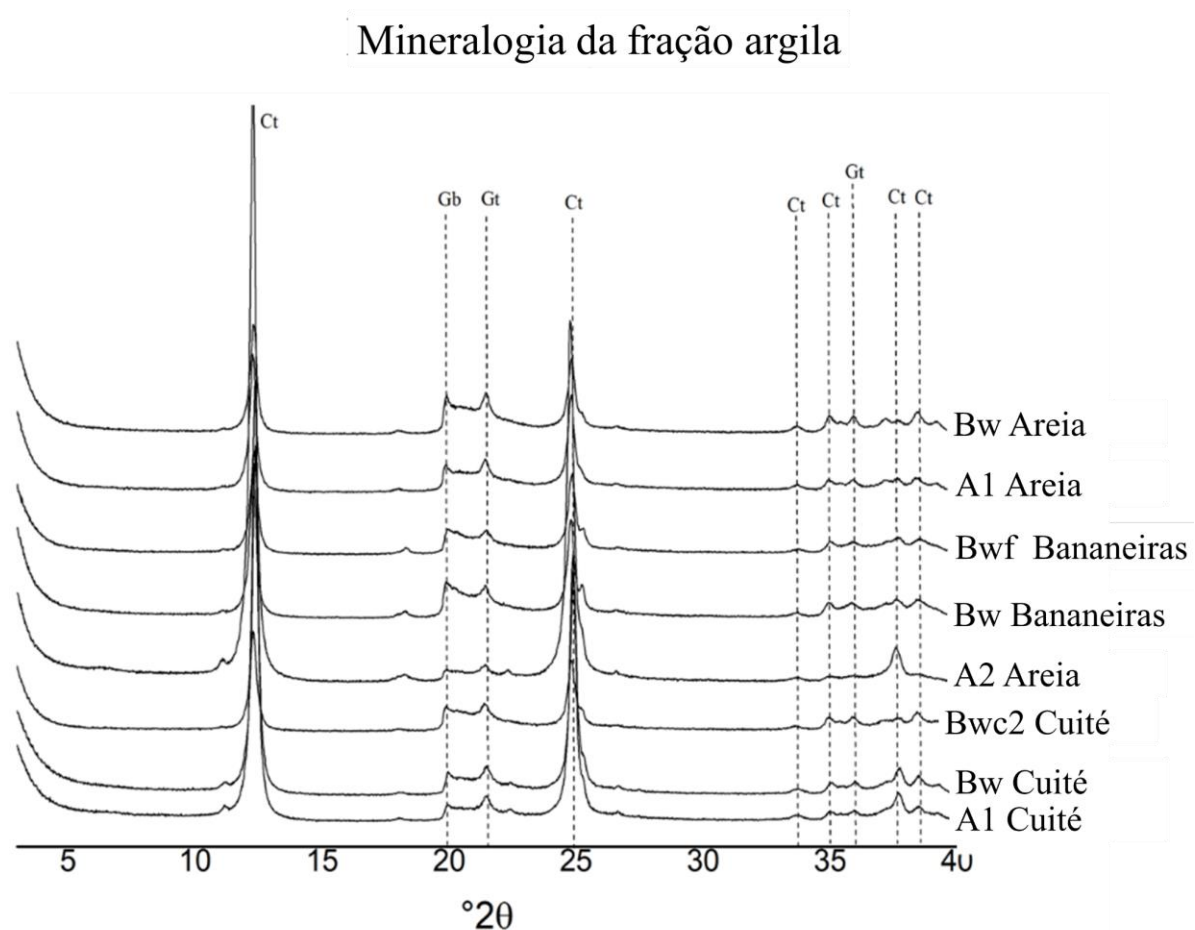
Figura 14. Detalhes morfológicos das rochas, nódulos e concreções da FSM a: corte vertical da mesa Solânea-Bananeiras e unidades estratigráficas proeminentes. b: arenito-conglomerado do nível basal. c: Bloco de nódulos hematíticos silicificados. d: concreção ferro-manganosa. e: Torrões com mosqueados: Amarelo (goethita), vermelho (hematita), branco pálido (caulinita) e preto (óxidos de Mn ou MOS). f: Perfil de Latossolo goethítico com nódulos, concreções, gretas de contração e paleobioturbações, como preenchimento de vazios e fissuras, antes ocupadas por raízes, por caulinita. g: nódulo com o núcleo de hematita e bordas com goethita e grãos de quartzo. h: bloco da couraça com nódulos e bordas sendo dismanteladas pela goethita.



Estas características são confirmadas pelos resultados obtidos com a DRX da fração argila que permitiu a identificação de picos de caulinita (Ct), goethita (Gt) e de gibbsita (Gb) nos perfis estudados (Figura 15). O maior número de picos de goethita e caulinita principalmente nos horizontes Bw e Bwc advêm da via goethitica de latossolização com óxidos de ferro, além da Gibbsita que é um óxido de alumínio influenciado pelo grau de intemperismo destes solos e o m%.

Estes minerais (óxidos) são mais estáveis aos processos de intemperismo uma vez que já estão altamente intemperizados. Estas informações corroboram o estudo Nunes & Espindola (1985) em Latossolos da FSM da Serra de Santana, que identificaram goethita e caulinita, além de traços de biotita e hematita como produto do intemperismo de um material retrabalhado plintitizado e outros materiais que vão desde areia à bloco de rocha. De acordo com estes autores a *posteriori* esses materiais foram silicificados e formaram o arenito e o conglomerado, respectivamente, e possibilitaram mobilidade dos oxi-hidróxidos de Fe e Al presente nas argilas para cimentação.

Figura 15. DRX da fração argila de Latossolos Amarelos (P1: Areia); (P2: Bananeiras); (P3:Cuité) do estado da Paraíba. Ct: caulinita; Gt: goethita; Gb: gibbsita.



Importante destacar que compreende-se nessa hipótese de evolução da paisagem que a plintitização ocorreu concomitante à deposição através dos ciclos de umedecimento e secagem que era influenciados por mudanças climáticas recorrentes dessa região, hipótese essa também levantada por Souza (1987), e posteriormente comprovada por datação de traços de fissão de apatita (AFTA), que sugeriram que a FSM foi depositada entre 64 e 25Ma (intervalo Paleoceno – Oligoceno) (Morais Neto et al., 2008), e idades obtidas dos óxidos/hidróxidos de ferro por meio do método (U-Th)/He, indicam idade mínima de 20Ma de formação (Lima, 2008). Corrobora essas idades também os ciclos de denudação pós-cretácea do maciço da Borborema, que forneceu arenitos e conglomerados paleógenos (Luz et al., 2015).

2.3.5 Atributos dos solos e serviços ecossistêmicos

De modo geral os solos são profundos, apresentam sequência de horizontes A húmico, BA e Bw em Areia, A, AB, Bwf em Bananeiras e A, BA e Bwc em Cuité (Tabela 2), sobretudo em Areia que tem um horizonte A húmico hiperespesso. Apresentaram cores brunadas escuras (valores e cromas ≤ 3 , cor úmida) no horizonte A em consequência do acúmulo de CO; e amareladas, matiz 10YR, em sub-superfície, refletindo a redução dos teores de CO nestes horizontes.

A estrutura dos horizontes A1, A2, A3 e A4 do Latossolo de Areia, A1 e A2 do Latossolo de Bananeiras e A1 e A2 do Latossolo de Cuité, se apresenta como granular a blocos sub-angulares em escala de profundidade, com grau de desenvolvimento que varia de fraco a moderado em escala de profundidade. A estrutura do AB do Latossolo de Areia, AB do Latossolo de Bananeiras e BA do Latossolo de Cuité, se apresentam como blocos subangulares e grau de desenvolvimento médio a moderado. A estrutura de todos os Bw são blocos sub-angulares com grau de desenvolvimento moderado, além disso, os horizontes Bwc1 e Bwc2 do Latossolo de Cuité apresenta cascalheira de nódulos e concreções ferruginosas (Tabela 2).

As expressivas percentagens de areia em todos os perfis advêm da natureza do material de origem poligenético re trabalhado que é basicamente um arenito que passou por ferrolitização. Os baixos teores de silte ($<17 \text{ g.kg}^{-1}$) em todos os perfis, refletem do alto grau de intemperismo do material sobretudo em Areia que apresenta maior variabilidade intraperfil A densidade do solo (D_s) variou entre 1,01 e 1,35 g cm^{-3} em Areia, 1,19 e 1,31 g cm^{-3} no perfil em Bananeiras e 1,21 e 1,26 g cm^{-3} em Cuité (Tabela 2).

É esperado a maior densidade no perfil de Cuité uma vez que é petroplintico e estes dados estão de acordo com os dados identificados por Nunes e Espindola (1993) em Latossolos da mesma formação sedimentar também petroplintico.

Foram observados nódulos e concreções de Fe ao longo de todos os perfis, com tendência de aumento (na quantidade) em profundidade (Tabela 2). Esta feição é produto da dissolução da hematita e migração do ferro reduzido para as bordas onde oxida e forma novamente petroplintita que cimenta arenito e caulinita.

O Latossolo Amarelo com horizonte A húmico (Areia) apresenta a menor variação na porcentagem de nódulos e concreções ao longo do perfil variando de 1,2% (no topo) e 10,4% (na base do perfil). No perfil de Latossolo Amarelo plântico (Bananeiras) a porcentagem de nódulos e concreções variou, da base para o topo, de 1,4 % a 16,2%. No perfil de Latossolo Amarelo petroplântico (Cuité) foi observada a maior variação e os maiores valores na porcentagem de nódulos e concreções, variando entre 1,7% a 81,9% (Tabela 2).

Estes dados corroboram com os dados morfológicos de Nunes e Espindola (1993, 1990 e 1985) que estudaram a latossolização na Serra de Santana-RN e Serra de Cuité-PB, e identificaram Latossolos de até 230cm na Serra de Santana e até 170cm na Serra de Cuité, ambos em comum são goethíticos, com couraça logo após o horizonte Bwc, textura variando à média e com nódulos e concreções crescentes em profundidade. Características estas também ressaltadas por Farias et al. (2018) na Serra de Santana.

Tabela 2. Atributos morfológicos e físicos dos Latossolos.

LATOSSOLO AMARELOS Distrófico húmico, Areia-PB											
Hor.	Cor	RGB	Prof.	Estrut.	Areia	Silte	Argila	Sil/Arg	DS	Tex.	Nod./Concr.
						g kg⁻¹					
A1	10YR 2/2	Bruno-muito escura	0-10	Fr, MP, G	60,2	9,9	29,9	0,33	1,30	fr.a.A	1,2
A2	10YR 2/1	Preta	10-26	Fr, M, BS	40,6	12	47,4	0,25	1,35	a.A	2,4
A3	10YR 3/2	Bruno-amarelado-escuro	26-66	Fr, G, BS	36,8	10,8	52,4	0,21	1,29	a.A	5,1
A4	10YR 3/2	Bruno-amarelado-escuro	66-120	M, MG, BS	35,6	4,4	60	0,07	1,03	a.A	7,9
BA	10YR 4/3	Bruno	120-155	M, MG, BS	32,9	2,0	64,9	0,03	1,10	a.	8,8
Bw	10YR 4/3	Bruno	155-200+	M, MG, BS	32,3	2,7	65	0,04	1,01	a.	10,4
LATOSSOLO AMARELOS Distrófico plintico, Bananeiras-PB											
A1	10YR 2/2	Bruno-muito escura	0-22	Me, Fr, MP, G	75,2	7,4	17,4	0,42	1,19	Fr.A	1,4
A2	10YR 3/2	Bruno-amarelado-escuro	22-42	Me, MG, BS	52,7	22,3	25	0,89	1,31	fr.a.A	2,8
AB	10YR 4/6	Bruno-amarelado escuro	42-65	Me, MG, BS	69,3	7	30	0,02	1,23	fr.a.A	9,9
Bw	10YR 4/6	Bruno amarelado escuro	65-140	M, MG, BS	52,1	10,4	37,5	0,28	1,24	fr.a.A	10,8
Bwf	10YR 5/8	Bruno-amarelado	140-200	M, MG, BS	53,0	7	40	0,18	1,20	a.A.	11,5
LATOSSOLO AMARELOS Distrófico petroplintico, Cuité-PB											
A1	10YR 2/1	Bruno	0-10	Me, Fr, P, G	62,5	10	27,5	0,36	1,21	Fr-ar.	1,7
A2	10YR 3/2	Bruno-amarelado-escuro	10-26	Me, MG, BS	43,8	16,2	40	0,41	1,21	Arg-ar	10
BA	10YR 4/3	Bruno	26-66	M, G, BS	42,2	7,8	50	1,23	1,23	a.A	14,6
Bw	10YR 4/6	Bruno amarelado escuro	66-120	M, G, BS	33	12	55	1,25	1,25	a.A	23,1
Bwc1	2,5YR 5/8	Bruno-amarelado	120-155	CA, G	62,4	8,4	29,2	0,13	1,26	Fr.A	79,7
Bwc2	2,5YR 5/8	Bruno-amarelado	155-170	CA,G	63	10	27	0,11	1,27	Fr.A	81,9

A reação do solo é fortemente ácida em todos os perfis, com valores de pH em água maiores que aqueles observados em KCl, indicando a predominância de cargas negativas no complexo de troca. Os perfis apresentam pH variando de 4.8 a 5.6 aumentando em profundidade, uma vez que são pobres em bases (Tabela 3).

Por sua natureza caulinita, os solos apresentam baixa Capacidade de troca catiônica (CTC). A quantidade de bases trocáveis Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+} e Na^{+} , Al^{3+} (acidez trocável), $\text{H}^{+} + \text{Al}^{3+}$ (acidez total) e saturação por alumínio (m) indicam o grau de intemperismo destes solos sobretudo no Latossolo húmico de Areia, seguido pelos Latossolo plintico e petroplintico o que corrobora também com a soma de bases (SB) de todos os perfis, que decresceu em profundidade, variando de 4,01 a 2,08 cmolc kg no Latossolo de Areia, 6,99 a 2,37 cmolc kg no Latossolo de Bananeiras, 9,22 a 4,78 cmolc kg no Latossolo de Cuité. A saturação por bases (V%) são elevadas nos horizontes A, sobretudo no Latossolo húmico o que está ligado a matéria orgânica.

Além disso, o perfil de Areia é o mais intemperizado que está corroborado pelos maiores teores de Al^{3+} , menor soma de base (SB) e maior saturação por alumínio (m). Isso poderia explicar o maior acúmulo de matéria orgânica no horizonte húmico, que pode estar relacionado com menores valores de pH e maiores concentrações de Al^{3+} trocável.

Tal observação também foi constatada por Araújo et al. (2015;2016) em Latossolos húmicos do agreste de Pernambuco. Tal relação é interessante, segundo Berthelin et al., (1994) e Pérez et al., (2007), uma vez que cátions Al^{3+} e Fe^{2+} podem substituir o Ca^{2+} durante a formação de complexos húmicos, como a fração humina.

Tabela 3. Atributos químicos dos solos

LATOSSOLO AMARELOS Distrófico húmico, Areia-PB														
Hor	pH H₂O	pH KCl	ΔpH	Ca²⁺	Mg²⁺	K⁺	Na⁺	Al³⁺	H+Al	SB	V	m	P	C org. g/kg
				----- % -----		mg kg ⁻¹		g kg ⁻¹						
A1	4,8	3,9	-0,9	2,64	1,28	0,03	0,05	1,50	7,70	4,01	34,24	27,22	0,03	60,6
A2	5,0	4,1	-0,9	1,28	0,86	0,01	0,06	1,78	7,65	2,23	22,55	44,42	0,01	37
A3	4,9	4,3	-0,6	1,17	0,85	0,00	0,05	1,81	7,24	2,08	22,35	46,48	0,01	60,9
A4	5,4	4,5	-0,9	1,12	1,73	0,01	0,08	0,86	5,51	2,95	34,90	22,55	0,01	28,6
BA	5,4	4,5	-0,9	1,10	2,11	0,00	0,07	0,59	5,31	3,20	37,57	15,59	0,01	42,7
Bw	5,3	4,7	-0,8	1,19	2,37	0,03	0,18	0,30	5,13	3,79	42,46	7,34	0,01	21,7
LATOSSOLOS AMARELOS Distrófico plintico, Bananeiras-PB														
A1	5,4	4,5	-0,9	5,46	1,41	0,06	0,05	0,53	5,03	6,99	58,15	7,05	0,01	46,9
A2	5,6	4,5	-1,1	3,69	1,17	0,03	0,05	0,68	5,78	4,96	10,74	12,06	0,05	29,9
AB	5,5	4,5	-1,0	3,50	1,28	0,04	0,11	0,77	5,74	4,95	10,69	13,46	0,02	26,3
Bw	5,6	4,6	-1,0	2,17	1,77	0,04	0,07	0,54	5,31	4,03	9,34	11,82	0,02	54,1
Bwf	5,6	4,7	-0,9	1,68	0,56	0,02	0,10	0,44	5,45	2,37	7,82	15,68	0,01	50,5
LATOSSOLOS AMARELOS Distrófico petroplintico														
A1	5,1	4,4	-0,7	6,33	2,33	0,23	0,31	0,42	6,87	9,22	57,31	4,36	0,02	34,4
A2	4,9	4,2	-0,7	4,10	1,53	0,18	0,15	0,47	6,56	5,98	47,69	7,29	0,17	36,9
BA	5,2	4,4	-0,8	3,44	1,72	0,18	0,15	0,65	5,48	5,50	50,07	10,58	0,15	48,8
Bw	5,4	4,5	-0,9	2,86	1,86	0,09	0,24	0,49	5,21	5,06	49,27	8,83	0,03	45,3
Bwc1	5,0	4,5	-0,5	2,93	1,55	0,02	0,26	0,60	5,16	4,78	48,11	11,15	0,02	31,1
Bwc2	5,2	4,5	-0,7	3,36	1,61	0,10	0,21	0,53	5,26	5,29	50,15	9,10	0,03	19,1

Dois são os serviços ecossistêmicos desses solos: estoque de carbono e acumulação de água. Os Latossolos estudados armazenam juntos 674,7 g/kg, sobretudo o Latossolo húmico, que armazena 251,5 g/kg e variou de 60,6 a 21,7 g/kg dos horizontes A ao Bw, seguido pelo Latossolo petroplintico que armazena 215,5 g/kg e variou de 54 a 26,3 g/kg dos horizontes A ao Bwc2, e o Latossolo plintico que armazena 207,7 g/kg variando de 48,7 a 19,1 g/kg dos horizontes A ao Bwf. Observa-se que o armazenamento no Latossolo do município de Cuité é superior ao do município de Bananeiras, mesmo em condições climáticas semiárida, que pode estar relacionado a densidade do horizonte de Cuité que é petroplintico.

Valores mais elevados de C orgânico foram observados na soma dos horizontes do A húmico e BA (229,8 g/kg) de Areia. Esses teores são próximos aos da região Sul e Sudeste do Brasil para Latossolos com horizonte A húmicos estudados por Calegari (2008), que obteve teores de CO superiores a 40,0 g/kg nos horizontes superficiais.

Martinez et al. (2021), observaram que locais onde há um histórico paleoambiental de mudanças naturais de estratos florestais asseguram um maior estoque de carbono orgânico em Latossolos húmicos e tal hipótese corroboram com a história pedológica do Latossolo húmico de Areia que provem de uma mistura de plantas C3 e C4 em estágios mais secos e mais úmidos.

Devido as mesetas estarem em posição Interfluvial de nascentes florestadas, estes Latossolos funcionam como receptores e distribuidores de água das bacias hidrográficas (Luizão et al., 2008; Ribeiro Filho et al., 2019). Essa relação solo-floresta-água em Brejos de Altitude é marcante, onde o equilíbrio do ciclo hidrológico depende da conservação simultânea de ambos. Segundo Braga et al. (2002), essas áreas funcionam como uma “esponja biológica”, em que a água retida é liberada gradualmente por evapotranspiração e por infiltração no solo.

A água que retorna à atmosfera facilita a formação de novas precipitações, enquanto a que percola até o freático alimenta continuamente as fontes e os pequenos cursos d'água, reduzindo os picos de vazão e equilibrando o deflúvio. Em síntese são as chamadas “áreas produtoras de água”, devido sua posição topográfica de interflúvios associados ao orografismo, e com isso florestas plúvio-nebulares (Gurevitch et al., 2009; Luizão et al., 2008; Ribeiro Filho et al., 2019).

2.4 CONCLUSÕES

Os platôs Areia-Solânea-Bananeiras e Cuité estão num raio de menos de 80km de distância, seu fracionamento em várias unidades espaciais com características morfológicas e grau de dissecação semelhantes, determinado pelo comportamento do substrato litológico frente ao intemperismo, a pedogênese e a morfodinâmica, seria um indicativo de que toda região teria sido recoberta, em época geológica pretérita, por um conjunto de capeamentos isolados, mas contemporâneos.

A conservação desses testemunhos na paisagem tem forte influência do duplo aplainamento da etchplanação com erosão periférica e transformação geoquímica dos topos (latossolização), e soma-se o fator resistência litológica dos corpos graníticos sobre o qual se assetam.

Na distribuição destes solos, os fatores clima e organismos são ressaltados, uma vez que o Latossolo do município de Areia apresenta horizonte A húmico e este município apresenta a maior precipitação e vegetação plúvio-nebular que diferem dos outros dois municípios.

O platô Areia-Solânea-Bananeiras por estarem em posição barlavento (frente de molhamento) apresentam Latossolos Amarelos mais profundos e menos nódulos e concreções, enquanto o platô Cuité por estar em posição sotavento (frente seca) apresentam um Latossolo Amarelo mediantemente profundo e com caráter concrecionário que também foi identificado no platô Areia-Solânea-Bananeiras.

2.5 REFERÊNCIAS

ALVAREZ, C.A.; STAPE, J.L.; SENTELHAS, P.C.; DE MORAES GONÇALVES, Zeitschrift, v. 22, n. 6, p. 711-728, dec. 2013.

ANGELIM, L.A.A., MEDEIROS, V.C., NESI, J.R. 2006. Programa Geologia do Brasil - PGB. Projeto Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000. Recife: CPRM/FAPERN, 2006.

ARAUJO, J. K S.; CORRÊA, M.M.; GALINDO, I. C. L.; SOUZA JUNIOR, V. S. Caracterização de latossolos amarelos húmicos em um ambiente altimontano na região agreste do estado de pernambuco, BRASIL. Bioscience Journal (UFU. Impresso) , v. 31, p. 146/1-160, 2015.

ARAUJO, J. K S.; CORRÊA, M.M.; GALINDO, I. C. L.; SOUZA JUNIOR, V. S. Caracterização de latossolos Latossolos amarelos húmicos em um ambiente altimontano na 32 região agreste do estado de Pernambuco Pernambuco, BRASIL. Bioscience Journal (UFU. Impresso) , v. 31, p. 146/1-160, 2015.

ARAUJO, J. K. S.; SOUZA JUNIOR, V. S.; MARQUES, F.A.; VORONEY, P. ; SOUZA, R.A. da S. ; Corrêa, M.M. ; CAMARA, E. R. G. . Umbric Ferralsols along a climosequence from the Atlantic coast to the highlands of northeastern Brazil: Characterization and carbon mineralization. Geoderma (Amsterdam) , v. 293, p. 34-43, 2017.

ARCANJO, J.B.A. Fotogeologia: conceitos, métodos e aplicações. Salvador: CPRM/SGB, 2011. 144 p.

BERNIER, N., & PONGE, J.F.. Humus form dynamics during the sylvogenetic cycle in a mountain spruce forest. Soil Biology and Biochemistry, 26(2), 183-220, 1994.

BORGES, S. V. F. Geologia da região do médio Curimataú – PB e o alojamento do granito de Dona Inês associado a zonas de cisalhamento transcorrentes brasileiras. 1996. 128 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

BOURMAN, R. P. Towards distinguishing transported na in situ ferricrete: data from Southern Australia. Journal of Australian Geology and Geophysics, v. 16, n. 3, p. 231-241, 1996.

BOURMAN, R.P.; BUCKMAN, S.; CHIVAS, R. A.; OLLIER, D.C.; PRICE, M. D. PRICE .Ferricretes at Burringurrah (Mount Augustus), Western Australia: Proof of lateral derivation, Geomorphology, 2019.

BRAGA, R. A. P. ; CABRAL, J. J. S. P. ; MONTENEGRO, S. M. G. L. ; PERRIER JR, G. S. . Conservação dos Recursos Hídricos em Brejos de Altitude - O caso de Brejo dos

Cavalos, Caruaru, PE. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental , Campina Grande, v. 6, n.3, p. 539-546, 2002.

CARVALHO, M. G. D. F. Estado da Paraíba: classificação geomorfológica. João Pessoa: Editora da UFPB, 1982.

CARVALHO, M. G. D. F. Estado da Paraíba: classificação geomorfológica. João Pessoa: Editora da UFPB, 1982.

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

CRANDALL, R. Geographia, Geologia, Supprimento d'Água, Transportes e Açudagem nos Estados Orientais do Norte do Brazil. Ceará, Rio Grande do Norte, ParahybaMinistério da Viação e Obras Públicas. Inspeçona de Obras Contra as Secas. Série I, D.H. Hydrologia, geologia, assumptos gerais. Rio de Janeiro. 131 p. (Publicação 4), 1910.

DANIELS, R. B.; PERKINS, H. F.; HAJEK, B. F.; GAMBLE, E. E. Morphology of discontinuous phase plinthite and criteria for its field identification in the southeastern United States. Soil Science Society of America Journal, Madison, v. 42, n. 6, p. 944-949, 1978.

EMBRAPA. Sistema brasileiro de classificação de solos. 5 ed. Brasília: Embrapa, 2018. 589p.

ESPINDOLA, C. R. A pedologia e a evolução das paisagens. Revista do Instituto Geológico, São Paulo, 31 (1/2), 67-92, 2010.

FARIAS, P. K. P.; SOUZA, C. M. M.; PORTELA, J. C.; MOURA, I. N. B. M.; SILVA, A. C. R. GENESIS AND CHARACTERISTICS OF SOILS OF THE SANTANAMOUNTAIN RANGE IN THE SERIDÓ REGION, RIO GRANDE DO NORTE, BRAZIL. Revista Caatinga , v. 31, p. 1017- 1026, 2018.

GOUDIE, A. Duricrust in tropical and Subtropical Landscapes. Oxford: Clarendon Press, 1973. 174p.

GUREVITCH, J.; SCHEINER, S.M.; FOX, G.A. Ecologia vegetal. 2. ed. Porto Alegre: ed. Artmed; 2009.

JACKSON, M.L. Soil chemical analysis: a advanced course. 2 ed. Madison: Wisconsin, 2005. 930p.

LAGE, C. S. EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO CURSO SUPERIOR DO VAZABARRIS. In: Cadernos de Geociências, nº 5, 1996.

LIMA, M. G. História do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e tectônicas. Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, Tese de doutorado, 461 p., 2008.

LUIZÃO, F. J. ; MANZI, A. O ; MESQUITA, R. C. G. ; COUTO-SANTOS, F. R. . Os serviços da floresta. Scientific American, v. 3, p. 22-29, 2008.

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

MAIA, 'RUBSON P. ; BETARD, F. ; BEZERRA, F. H. R. . GEOMORFOLOGIA DOS MACIÇOS DE PORTALEGRE E MARTINS - NE DO BRASIL: INVERSÃO DO RELEVO EM ANÁLISE. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 17, p. 273-285, 2016.

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

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

MAIA, R. P.; Bezerra, F. H. R. Structural Geomorphology in Northeastern Brazil. 1. ed. Springer, 2019.

MARQUES, A. L. ; MOURA, D. C. ; SILVA, J. B. ; SILVA, D. G. . DELINEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DA FORMAÇÃO SERRA DOS MARTINS NO ESTADO DA PARAÍBA (BRASIL): APLANAMENTOS INICIAIS. Acta Geográfica , v. 13, p. 136-155, 2019.

MARTINEZ, P., SILVA, L.C.R., CALEGARI, M.R., DE CAMARGO, P.B., VIDAL-TORRADO, P. & KLEBER, M. Carbon stocks in umbric ferralsols driven by plant productivity and geomorphic processes, not by mineral protection. Earth Surface Processes and Landforms, 2021.

MCFARLANE, M.J. Laterite and Landscape. London: Academic Press, 1976. 151 p.

MEDEIROS, B. M. Atualização da classificação do mapa de solos da Paraíba. Trabalho de conclusão de curso. Universidade Federal da Paraíba, 2018.

MEHRA, O.P. AND JACKSON, M.L. Iron Oxide Removal from Soils and Clay by a Dithionite-Citrate System Buffered with Sodium Bicarbonate. Clays and Clay Minerals, 7, 317-327, 1960.

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

MONTEIRO, K. A. Análise geomorfológica da escarpa oriental da Borborema a partir da aplicação de métodos morfométricos e análises estruturais. 2015. 222f. Tese de Doutorado – Universidade Federal de Pernambuco – CFCH, Recife, 2015.

MORAES NETO, J.M; GREEN, P.F; KARNER, G.D; ALKMIN, F.F. Age the of Serra dos Martins Formations, Borborema Plateau, northeastern Brazil: Constraints from apatite and zircon fission track analysis. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 16, p. 23-52, 2008.

MORAIS NETO, J. M. & ALKMIM, F. F. A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. Revista brasileira de Geociências. São Paulo. 31(1), p.95-106, 2001.

MORAIS NETO, J. M. As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da antéclice da Borborema. 1999. 251 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1999.

NAHON, D. Evolution of iron crusts in tropical landscapes. In: Coleman, S.H., Dethier, D.P. (Eds.), Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals. London Academic Press, pp. 169 – 191, 1986.

NUNES, E. ; ESPINDOLA, C. R. . Mineralogia da Fração Argila de Solos Desenvolvidos sobre o Grupo Barreiras no Rio Grande do Norte. Boletim de Geografia Teórica, v. 15, n.29/30, p. 354-361, 1985.

NUNES, R. ; ESPINDOLA, C. R. . Morfologia, Granulometria e Químicas dos Solos de Superfícies Terciárias do Rio Grande do Norte. Geociências, v. 12, n.2, p. 493-502, 1993.

OLIVEIRA, F. S. de; VARAJÃO, A. F. D. C.; VARAJÃO, C. A. C.; BOULANGÉ, B.; COSTA, J. L. G.; VESSANI, L. A. Alteração supergênica e morfogênese tropical no complexo máfi co-ultramáfi co acamado de Barro Alto, Go. Geociências, UNESP, v. 28, n. 3, p. 255-272, 2009.

OLLIER, C. & PAIN, C. Regolith, soils and landforms. Chichester, Wiley, 1996. 316p.

OLLIER, C.D. Laterite profiles, ferricrete and landscape evolution. Z. Geomorphol., 35:165-173, 1991.

PEDRO, G.; MELFI, A.J. The superfi cial alteration in tropical region and the lateritisation phenomena. In: Proceedings of the II International Seminar on Laterization Processes, São Paulo, IGCP-129/IAGC, p.3-13, 1983.

PÉREZ, D. V., ALCANTARA, S., RIBEIRO, C. C., PEREIRA, R. E., FONTES, G. C., WASSERMAN, M. A., VENEZUELA, T. C., MENEGUELLI, N. A., MACEDO, J. R., & BARRADAS, C. A. A. Composted municipal waste effects on chemical properties of a Brazilian soil. *Bioresource Technology*, 98(3), 525-533, 2007.

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

PRADO, R. J.; CABRAL, I. de L. L.; SILVA, A. P. M.; SOLORIZANO, P. E. M.; ALBUQUERQUE, A. P. A. de. Caracterização de material lateríticos do planalto e chapada dos Guimarães-MT por EDX, XRD e espectroscopia Mössbauer. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 15, n. 4, p. 619-637, 2014.

RIBEIRO FILHO, J.; LEMOS FILHO, L. C.; SANTOS, J. C. N. ; BRASIL, J. B. ; PALÁCIO, H. A. Q. Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow, and interception loss in the Brazilian Northeastern Atlantic Forest. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* , v. 23, p. 21-26, 2019.

SANTOS, E. J.; FERREIRA, C.; SILVA JUNIOR, J. M. da. Geologia e recursos minerais da Paraíba: texto explicativo dos mapas geológico e recursos minerais do Estado da Paraíba. Recife: CPRM, 2002. (Programa de Levantamento Geológico Básico).

Soil Survey Staff (SSS). *Soil Taxonomy - A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. Second Edition, USDA, Natural Resources Conservation Service, Washington. (Agriculture Handbook nº 436). 1999.

SOUZA, J. A. Caracterização da resposta sísmica da Formação Barreiras quando sobreposta a superfície cársticas. Dissertação (Mestrado em Geofísica), Universidade Federal da Bahia, 1987.

TARDY Y. & ROQUIN C. 1998. Dérive des continents. Paléoclimats et altérations tropicales. BRGM, 473p.

TARDY Y. 1993. *Pédrologie des latérites et des sols tropicaux*. Masson, Paris, 535p.

TARDY, Y. & NAHON, D. Geochemistry of laterites, stability of Al-Goethite, Al-Hematite, and Fe⁺³- kaolinite in bauxites and ferricretes: An approach to the mechanism of concretion formation. *Am. J. Sci.*, 285:865-903, 1985.

TARDY, Y. & ROQUIN, C. Geochemistry and evolution of lateritic landscapes. In: MARTINI, I.P. & CHESWORTH, W. *Weathering Soils & Paleosols*. Guelph, Elsevier, 1992. p.407- 433, 1992.

TARDY, Y.; KOBILSEK, B.; PAQUET, H. Mineralogical composition and geographical distribution of African and Brazilian periatlantic laterites. The influence of continental drift and tropical paleoclimates during the past 150 million years and implications for India and Australia. *Journal of African Earth Sciences*, v. 12, n. 1/2, p. 283-295, 1991. DOI: 10.1016/0899- 5362(91)90077-C.

TARDY, Y.; KOBILSEK, B.; ROQUIN, C.; PAQUET, H. Influence of periatlantic climates and paleoclimates on the distribution and mineralogical composition of bauxites and ferricretes. In: II International Symposium, Geochemistry of the Earth's Surface and of Mineral Formation, 1990, France. *Proceedings...*, France: Aix en Provence, 1990. p. 179-182.

TARDY, Y.; MELFI, A. J.; VALETON, I. Climats et paléoclimats tropicaux périalantiques. Rôle des facteurs climatiques et thermodynamiques: température et activité de l'eau, sur la répartition et la composition minéralogiques des bauxites et des cuirasses ferrugineuses, au Brésil et en Afrique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2*, v. 306, n. 4, p. 289-295, 1988.

TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. *Manual de métodos de análise de solo*. 2017, 402p.

THOMAS, M. *Geomorphology in the tropics*. NY: Wiley and Sons, 1994. 460p

WALKLEY, A. & BLACK, I.A. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Sci.*, 37:29-38, 1934.

WIDDOWSON, M.; GUNNELL Y. Lateritization, geomorphology and geodynamics of a passive continental margin: the Konkan and Kanara coastal lowlands of western peninsular India. p. 245-274. In: THIRY, M.; SIMON-COINÇON, R. (Eds.). *Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, n. 27, Oxford: Blackwell Science, 1999. 406p.

3. CAPÍTULO II

GÊNESE E SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL DE UM LATOSSOLO HÚMICO NO BREJOS DE ALTITUDE DE AREIA-PB

Marques, A.L. **Gênese e significado paleoambiental de um Latossolo húmico no Brejos de Altitude de Areia-PB.** Areia-PB: UFPB, agosto de 2019. 78-124 p. (Dissertação de Mestrado em Ciência do Solo). Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo. Orientador: Raphael Moreira Beirigo, coorientador: Pablo Vidal Torrado

RESUMO

No Planalto da Borborema, Latossolos Amarelo e com horizonte A húmico, ocorrem Nos Brejos de Altitude (ambiente altomontano), devido a Formação Serra dos Martins (FSM), que constituem o único remanescente de aplainamento do Cenozoico ainda preservado. Os Latossolos são os solos de maior representação geográfica no Brasil (50% do território), numa área de mais de 300 milhões ha, que representa um quarto dos Latossolos do mundo. A ocorrência de Latossolos com A húmicos ainda é pouco explicada pela literatura corrente, e nos brejos de altitude há apenas em Brejão (PE), Pau D'alto (PE) e agora Areia (PB). Em Areia, este solo raro para o estado, é um paleossolos relictual. Nesse sentido, está pesquisa cridou evidencias que comprovam a evolução da paisagem e sua distribuição das classes de solos, tendo por ênfase o estudo do LATOSSOLO AMARELO Distrófico húmico. Esse horizonte frequentemente é muito espesso e com baixa saturação por bases, onde temperaturas mais baixas, típicas da posição barlavento, favoreceram a distrofia do sistema e inibiram a atividade microbiana, com acúmulo de matéria orgânica até profundidades superiores a 100 cm. Assim, também exercem serviços ecossistêmicos e permanecem na paisagem atual devido ao encapsulamento do relevo e a proteção da matéria orgânica, relacionada a fatores intrínsecos ao solo e ao ambiente, como a formação de complexos organo-minerais estáveis. Essa maior quantidade de matéria orgânica resultou, portanto, de diversos fatores ambientais, que por meio das multiproxies (fitólitos, isótopos e datação), incluem variáveis climáticas (temperatura e precipitação), tipo de vegetação, paleoincêndios e posição geográfica.

Palavras-chaves: Brejos de Altitude, multiproxies, paleoincêndios.

Marques, A.L. **Genesis and paleoenvironmental significance of a humic Latosol in the Brejos de Altitude of state Paraíba from Brazil.** Areia-PB: UFPB, August 2019. 78-124 p. (Master's Dissertation in Soil Science). Graduate Program in Soil Science. Advisor: Raphael Moreira Beirigo. Coadvisor: Pablo Vidal Torrado.

ABSTRACT

In the Borborema Plateau, Xanthic Ferralsol and humic A horizon occur in the *Brejos de Altitude*, due to the Serra dos Martins Formation (FSM), which constitute the only remaining Cenozoic planing remains. Ferralsol are the most represented soils in Brazil (50% of the territory), in an area of over 300 million ha, which represents a quarter of the Latosols in the world. The occurrence of Umbric Xanthic Ferrasol with humic A is still little explained by the current literature, and in the Brejos de Altitude there are only in *Brejão (PE)*, *Pau D'alho (PE)* and now *Areia (PB)*. In *Areia*, this rare soil for the state, is paleosols. In this sense, this research has provided evidence that proves the evolution of the landscape and its distribution of soil classes, with emphasis on the study of the Umbric Xanthic Ferrasol. This horizon is often very thick and with low base saturation, where lower temperatures, typical of the windward position, favored the system dystrophy and inhibited microbial activity, with accumulation of organic matter to depths greater than 100 cm. Thus, they also perform ecosystem services and remain in the current landscape due to the encapsulation of relief and the protection of organic matter, related to factors intrinsic to the soil and the environment, such as the formation of stable organominerals complexes. This larger amount of organic matter resulted, therefore, from several environmental factors, which through the multiproxies (phytoliths, isotopes and dating), include climatic variables (temperature and precipitation), vegetation type, paleoenvironmental fires and geographical position.

Keywords: *Brejos de Altitude*, proxys, paleoenvironmental fires.

3.1 INTRODUÇÃO

Brejos de Altitude são ambientes altimontanos, onde condições microclimáticas de maior umidade e precipitação orográfica favorecem a manutenção de florestas estacionais a montanas. Há no Nordeste brasileiro, 64 áreas de Brejos de Altitude, distribuídos em municípios do Agreste e Sertão, nos estados de Alagoas, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. Estes ambientes variam de chapadas, mesas, morros e maciços residuais, florestados na forma de disjunção ecológica da Mata Atlântica ou Cerrado (Tabarelli et al., 2004).

Em alguns Brejos de Altitude do agreste e sertão do estado da Paraíba e do Rio Grande do Norte, a geologia da Formação Serra dos Martins forma um conjunto de capeamentos, que geomorfologicamente são mesetas de mergulho homoclinal. Em geral, são capeamentos sedimentares em platôs cristalinos, derivados de inversão de relevo na epirogênese e denudação da província Borborema (Maia et al., 2016; Gurgel et al., 2013; Medeiros e Cestaro, 2019).

Nestas mesetas, devido superfície somital planar em posição de topo e frentes de molhamento, houveram dois ciclos de laterização e um processo de latossolização do Plio-Pleistoceno, dentre os quais, com Latossolo húmico. A gênese de Latossolos na Formação Serra dos Martins foi estudada no Rio Grande do Norte por Nunes e Espindola (1985,1990, 1993) e Farias et al. (2018), porém na Paraíba não houveram estudos e nesse sentido compreender a história peleoambiental destes solos se faz necessário.

3.1.1 Fitólitos como proxy em estudos paleoambientais

Na formação dos dióxido de silício (SiO_2), há 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 (Twiss, 1969; Cavalcante, 2013). A entrada do ácido monossilícico na 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 (Osterrieth et al., 2009).

Dentro da divisão taxonômica das plantas, os silicofitólitos são produzidos por plantas que possuem vasos condutores de seiva (plantas vasculares), divididos nos filis 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 sob estresse hídrico, ou por mineralização dos resíduos de plantas após a morte do vegetal (BSi) (Lorente et al., 2015).

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. Estes óxidos de silício ocorrem como quartzo, cristobalita e tridimita; além de na forma amorfa como vários tipos de opala, massendo o quartzo o mais abundante dentre eles (Kampf et al., 2012). Já o termo fitólito refere-se a partículas de sílica formadas a partir da dissolução dos minerais de oxalato de cálcio (CaO_32) ou sílica (SiO_2), então denominados calcifitólitos e silicofitólitos (Piperno, 1991).

Os morfotipos de fitólitos são caracterizados por se moldarem de acordo com seu local de polimerização dentro da planta. A preservação dos fitólitos está relacionada ao ambiente. Valores acima de pH 9 aceleram a dissolução quando em ambientes quentes e úmidos. Os tipos de fitólito produzidos nas células são mais duráveis que os produzidos nas paredes celulares (Osterrieth et al., 2009). Os elementos Fe e Al quando absorvidos juntamente com a sílica protegem mais os fitólitos dos mecanismos de tafonização (Piperno, 2006; Kampf et al., 2012).

Esses fitólitos apresentam grande importância taxonômica, haja vista que muitos são específicos de determinadas famílias e, às vezes de espécies, como uma resposta das plantas ao solo, que podem permanecer por muito tempo, e por isso considerados, microfósseis (Piperno, 2006).

Estudo de fitólitos no nordeste brasileiro foram realizado por Silva (2007), Coe et al. (2012), Ranulpho (2016), Coe et al. (2017), Ricardo et al. (2018), Travassos (2019), Coe et al. (2019), Ramos (2019).

3.1.2 Latossolo húmico: da gênese à distribuição nos Brejos de Altitude do nordeste

O horizonte A húmico é definido como um horizonte mineral superficial, com cores de valor e croma (úmido) ≤ 4 , saturação por bases (V%) inferior a 65% e apresentando espessura e teor de carbono orgânico (CO) dentro de limites específicos definidos no SiBCS (EMBRAPA, 2018).

No *Soil Taxonomy* e no WRB o *Umbric horizon*, é um horizonte superficial mineral espesso, rico em húmus, de cor escura, conteúdo moderado a alto de matéria orgânica, baixa saturação por bases e com agregados de consistência dura quando seco (USDA, 2014; IUSS, 2015).

Várias hipóteses surgiram para explicar a gênese deste subgrupo de solos. Segundo Silva e Vida-Torrado (1999), parte da gênese do horizonte A húmico ocorre devido à formação de complexo organominerais de maior estabilidade na matéria orgânica do solo (MOS) que retardam a mineralização. A MOS representa até 2/3 do estoque terrestre de carbono, configurando um importante e ativo reservatório do ciclo global deste elemento (Piccolo, 2002).

Sua estabilidade se dá através de três mecanismos gerais: (i) recalcitrância herdada; (ii) adsorção por minerais e (iii) proteção física.

A recalcitrância está relacionada à estrutura química dos compostos orgânicos e, na maioria das vezes, está associada com a proporção de compostos aromáticos ou alifáticos da MOS. Altas relações C/N pode aumentar (temporariamente) ou outros obstáculos químicos a recalcitrância e diminuir a ação microbiana na MOS (Sollins, Homann e Caldwell, 1996).

Interações de compostos orgânicos com cátions (Al^{3+} , Fe^{3+} ou Ca^{2+}) ou com minerais da fração argila podem promover também aumenta a estabilidade da MOS, contra a decomposição microbiana (mineralização), já a proteção física ocorre no interior dos agregados principalmente nos microporos, onde a difusão de oxigênio e a acessibilidade de microrganismos e, ou, exoenzimas é mais restrito (Sollins, Homann e Caldwell, 1996).

Calegari (2008) realizou o estudo mais amplo sobre a gênese deste subgrupo no Brasil com um conjunto de 39 perfis, onde 11 variáveis, representando atributos ambientais, químicos e granulométricos do solo foram submetidas a análises estatísticas multivariadas, para agrupá-los segundo similaridades.

Três grupos foram definidos: G1 - Latossolos Brunos e Vermelhos em superfícies de cimeira da região Sul, com os mais altos teores de carbono orgânico e Fe, menos espesso e mineralogia mais oxídica que os demais; G2- Latossolos Vermelho-Amarelos e Amarelos em antigas superfícies geomorfológicas da região Sudeste, associados à vegetação e clima de altitude, com valores intermediários de carbono e de mineralogia; G3 - Latossolos Vermelho-Amarelos e Amarelos com A mais espessos, encontrados nos níveis mais elevados de superfícies intermediárias (Depressão Periférica Paulista e Tabuleiros do Nordeste), com os menores teores de carbono e mineralogia caulínica.

Para Singh et al. (2017) e Yu et al. (2019), o processo de estabilização da MOS tem sua influência na interação de substâncias húmicas, filossilicatos e óxidos por ligações físico-

químicas onde a quantidade de MOS ligada às argilas e o tempo de ciclagem aumentam a superfície de específica dos minerais. Ainda segundo Yu et al. (2019), a cinética de florestas mais úmidas cria composto organominerais que estabilizam a MOS e passa a armazenar carbono orgânico. E essa estabilização de compostos organominerais foi mais fortemente influenciada pela fração argila do solo através da proteção ou formação de microagregados e proteção química através da formação de complexos organominerais estáveis por ligações iônicas e covalentes.

A influência da vegetação, com regência do clima como fator de intemperismo através dos ácidos liquênicos, formação de matéria orgânica e savanização com ocorrência de paleoincêndios, são fortes elementos do Quaternário e atuaram para gênese destes Latossolos em superfícies de cimeira por todo Brasil (Oliveira, 1999; Silva e Vidal-Torrado, 1999; Marques et al., 2015; Justi et al., 2017). A maioria dos Latossolos com horizonte A húmico ocorrem no Sul e Sudeste do Brasil em superfícies de cimeira resultante de antigos ciclos de aplainamentos (Calegari et al., 2013).

No Nordeste estão relacionados às superfícies antigas de inversão do relevo da província Borborema (Grupo Barreiras e Formação Serra dos Martins). Nesta região, a distribuição desse subgrupo constitui intrigante no campo da pedogênese, uma vez que sua ocorrência, relativamente rara e, geralmente, associada a ambientes altimontanos, também é percebida em posições baixas sob clima Tropical Úmido, na transição entre as Zonas da Mata e o Agreste (Calegari, 2009; Marques et al., 2015; Araújo et al., 2015).

Estas áreas passaram por várias fases de transição do clima úmido para um mais seco substancialmente no Quaternário superior, provocando a substituição das florestas por uma cobertura vegetal menos densa, do tipo savana (Cerrado ou Caatinga), onde as chuvas concentradas promoveram fases erosivas agressivas nas vertentes culminando em verdadeiras fases de denudação regional, e fazendo as florestas se retraírem para áreas refúgio, como os Brejos de Altitude do Nordeste (Bigarella et al., 1975; Ab'Sáber, 2002).

Nos Brejos de Altitude há manchas isoladas nos municípios de Brejão e Pau D'alho em Pernambuco. Estes horizonte frequentemente são espessos e hiperespessos, com baixa saturação por bases e cor escura até profundidades superiores a 100 cm advinda do relativamente grande acúmulo de matéria orgânica (Marques et al., 2011; Calegari et al., 2013; Araújo et al., 2015).

Umas das hipóteses para gênese desses solos nestes ambientes é que permanecem na paisagem atual devido ao encapsulamento do relevo e a proteção da matéria orgânica, relacionada a fatores intrínsecos ao solo e ao ambiente, como a formação de complexos

organominerais estáveis (Marques et al., 2011). Essa maior quantidade da MOS resulta, portanto, de diversos fatores ambientais, que incluem variáveis climáticas (temperatura e precipitação), tipo de vegetação, além das classes de solos subjacentes (Marques et al., 2011; Araujo et al., 2015). Entre seus principais serviços ambientais está o alto potencial de estocar carbono (Vidal-Torrado, 1999; Marques et al., 2011; Calegari et al., 2013).

O horizonte húmico do município de Areia tem 120cm, o A não húmico de Bananeiras tem 60cm e o A não húmico de Cuité 30 cm. Assim o horizonte A húmico (1,2,3 e 4) de Areia tem 176,8 g/kg¹ de C em 120cm, e 229,8 g/kg de C nos horizontes A e AB juntos, totalizando 165 cm. Ressalta que o A1 do horizonte húmico de Areia tem 20cm e 60,59 g/kg de C.

Estes dados demonstram que este exemplar não se correlaciona a nem grupo específico citado por Calegari (2009), pois tem teores de CO superiores a 40,0 g/kg no A1 como os G1 da região sul, e tem A mais espesso como os da G3 da Depressão Periférica Paulista e Tabuleiros do Nordeste. Além de estar em superfície geomórfica antiga, com vegetação e clima de altitude como o G2 da região Sudeste. Assim também não é igual ao de Brejão e Pau D'elho em Pernambuco, pois tem maiores teores de C e um horizonte A mais espesso.

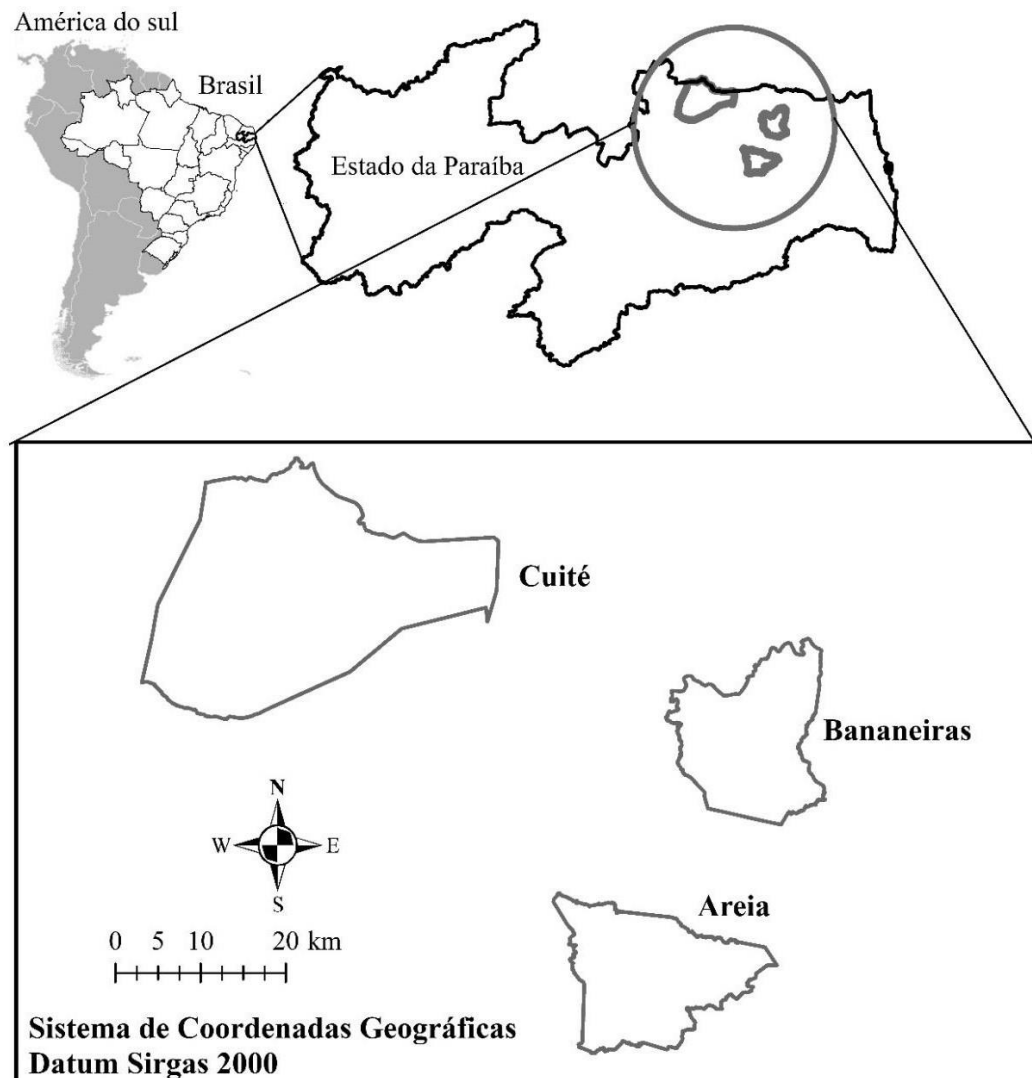
Nesse sentido, esse estudo tem por objetivos caracterizar a gênese do Latossolo húmico do Brejo de Altitude de Areia-PB, utilizando dados pedológicos e multiproxies.

3.2 MATERIAL E MÉTODOS

3.2.1 A área de estudo

Os municípios em estudo são Areia, Bananeiras e Cuité (Figura 16), localizados na mesorregião do Agreste do estado da Paraíba. Areia ($06^{\circ} 57' 46''$ S e $35^{\circ} 41' 31''$ O), apresenta 266km^2 , está localizado nas escarpas orientais da Borborema a uma altitude de 618m. Bananeiras ($06^{\circ} 45' 00''$ S $35^{\circ} 37' 58''$ O) apresenta 257 km^2 , também está localizada nas escarpas orientais da Borborema a 552m de altitude. Ambos municípios fazem parte da microrregião do brejo paraibano. O município de Cuité ($06^{\circ} 29' 06''$ S $36^{\circ} 09' 25''$ O), apresenta 741 km^2 , está localizada na região centro-oeste e microrregião do Curimataú Ocidental a 750m de altitude.

Figura 16. Mapa da América do sul com o Brasil, Paraíba e área de estudo.

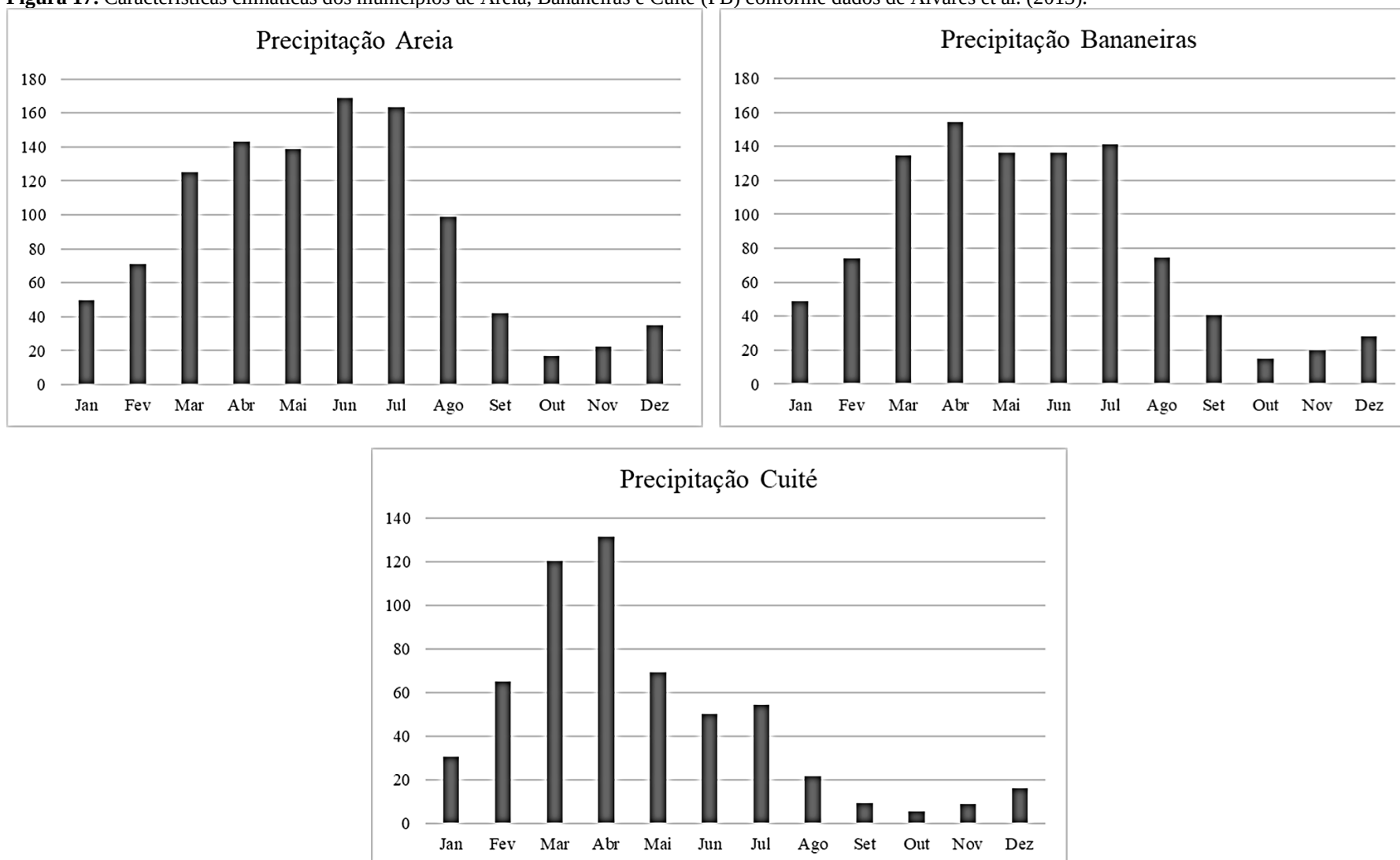


3.2.2 Características geográficas dos municípios

Os municípios de Areia e Bananeiras fazem parte do barlavento oriental da Borborema (frente de molhamento), numa área de transição entre o Piemonte da Borborema e o Planalto da Borborema. A geologia varia de suítes intrusivas a capeamentos sedimentares da Formação Serra dos Martins e Barreiras, a geomorfologia varia de morros de topos planos a escarpados e mesetas homoclinais, no domínio morfoclimático dos Mares de Morros da Borborema. Areia faz da parte da Bacia hidrográfica do rio Mamanguape, e Bananeiras da Bacia hidrográfica do rio Curimataú. O município de Cuité faz parte da Bacia hidrográfica do rio Jacú, a geologia apresenta suítes intrusivas e capeamentos da sedimentares da Formação Serra dos Martins, a geomorfologia apresenta um contraste de uma meseta homoclinal em meio ao peneplano granítico da Borborema a L-S-O e a fossa tectônica do Curimataú a N.

Areia e Bananeiras apresentam o clima As (tropical quente e úmido). Areia tem precipitação de 1077mm e temperatura média anual de 24.5°C e Bananeiras tem precipitação de 954 mm e temperatura média anual de 25 °C Ambos municípios têm período chuvoso de janeiro a setembro, e o período seco, de outubro a dezembro. São influenciados por dois mecanismos atmosféricos, no verão, a Massa Equatorial Continental, e no inverno, a Massa Tropical Atlântica. Apesar de serem afetados por os mesmos mecanismos atmosféricos, Areia tem maior altitude recebendo maior descarga pluvial, e Bananeiras sofre sombra pluvial do município vizinho de maior altitude, Solânea. Cuité apresenta o clima BSh (Semiárido quente), precipitação de 585mm e temperatura média anual de 25.6°C. Fevereiro a julho é o período chuvoso e agosto a janeiro é o período seco, sob influência também dos dois mecanismos atmosféricos (Alvares et al., 2013) (Figura 17).

Figura 17. Características climáticas dos municípios de Areia, Bananeiras e Cuité (PB) conforme dados de Alvares et al. (2013).



3.2.3 Caracterização morfológica, física, química e mineralógica dos solos

Os solos foram descritos e amostrados segundo normas constantes em Santos et al. (2015) e classificados segundo Embrapa (2018). Todos os horizontes foram submetidos às análises químicas (ataque sulfúrico, pH, teores trocáveis de Ca, Mg, Na, K, Al e carbono orgânico (Walkley; Black, 1934), análises granulométricas (TFSA) (método do densímetro) e de densidade do solo conforme Teixeira et al. (2017). As análises químicas e físicas foram realizadas nos Laboratórios do Departamento de Ciência do solo da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz (ESALQ) da Universidade de São Paulo (USP) em Piracicaba-SP.

A mineralogia dos solos foi determinada por meio da difratometria de raios-X, seguindo protocolo descrito em Teixeira et al. (2017) que consiste na remoção da matéria orgânica das amostras com peróxido de hidrogênio (H₂O₂), dos óxidos de ferro pedogênicos com ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) (Mehra E Jackson, 1960). A fração areia foi separada por peneiramento e a fração argila e silte por sedimentação (Jackson, 2005). Os minerais das frações areia e silte foram identificados em pó em lâminas. A fração argila foi montada em lâminas orientadas e identificadas após i) saturação com Mg²⁺ (MgCl 1 mol L⁻¹) em temperatura ambiente (25°C) e ii) Mg²⁺ solvatada com glicerol. Os minerais foram submetidos à difração de raios X em Difrômetro D-2 Phaser. Esta análise foi realizada no Núcleo Ciência do Solo e Mineralogia do Instituto Nacional do Semiárido (INSA).

3.2.4 Caracterização multiproxies

As análises de isótopos estáveis C e N foram realizadas no Laboratório de Ecologia Isotópica do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA) da USP. A datação de C14 foi realizada no Laboratório Beta Analytic em Miami.

As análises de fitólitos foram realizadas no Laboratório de Dinâmica Ambiental da Universidade do Oeste do Paraná (UNIOESTE), campus Marechal Candido Rondon-PR. Os fitólitos foram extraídos conforme protocolo de Calegari (2008) e Calegari et al. (2013). Os morfotipos foram nomeados segundo o International Code for Phytolith Nomenclature–ICPN 1.0 (Neumann et al., 2019) e agrupados de acordo com significado taxonômico de cada grupo: Mulholland (1989), Twiss (1987), Fredlund & Tieszen (1994), Alexandre et al. (1997,1999), Runge (1999) e Parr & Watson (2007).

Para estatística se utilizou o programa MINITAB 15, versão 2011. A partir da proporção relativa (%) de cada morfotipo foi realizada a análise multivariada de componente principal (ACP) e de agrupamento hierárquico (Cluster), empregando o método de ligação

Ward (BUSSAB et al., 1990). Essas análises foram realizadas para a verificação do índice de dissimilaridade entre as amostras e identificação de grupos que pudessem expressar as semelhanças entre famílias e extratos.

As análises de isótopos estáveis C e N foram realizadas no Laboratório de Ecologia Isotópica do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA) da USP. A datação de C¹⁴ foi realizada no Laboratório Beta Analytic.

Para análise dos agrupamentos de fitólitos são aplicados índices que norteiam a interpretação da evolução da paisagem. Assim, o Índice de Adaptação a Aridez (Iph) (Diester-Hass et al., 1973; Twiss, 1992), avalia a umidade da área de estudo no período em que os fitólitos foram produzidos, isto é, na época em que as plantas que originaram os fitólitos habitavam a área de estudo. O Iph é baseado na relação entre a quantidade de fitólitos *Chloridoid* (morfotipo *saddle*) versus a soma dos morfotipos de *Chloridoid* (*saddle*) e *Panicoid* (*Bilobate* e *Cross*).

Porcentagens altas indicam campos dominados por *Chloridoid* sob condições climáticas secas, enquanto que porcentagens baixas revelam predomínio de *Panicoid*, sob condições mais úmidas (Twiss, 1992; Alexandre et al., 1997; Fredlund e Tieszen, 1997; Barboni et al., 2007; Bremond et al., 2008).

$$Iph = \frac{Saddle}{Saddle + Cross + Bilobate\ short\ cell} \times 100$$

O Índice Climático (Ic) de Twiss (1992) oferece informações sobre a temperatura da área de estudo no período em que os fitólitos foram produzidos. Os valores deste índice variam de 0 a 100: valor 0 indica condições de temperaturas mais quentes e valor 100 indica ambiente com temperaturas mais frias. Valores altos de Ic sugerem predomínio de gramíneas C3, abundância de *Pooideae* (morfotipos *rondel* e *trapeziform short cell*) devido a condição climática mais frias (Barboni et al., 2007; Bremond et al., 2008). O Ic baseia-se na relação entre a quantidade de fitólitos *Pooideae* versus a soma de morfotipos de *Pooideae* (*Rondel* e *trapeziform short*), *Chloridoideae* (*Saddle*) e *Panicoideae* (*Bilobate* e *polylobate*):

$$IC \% = \frac{Rondel + Trapeziform\ (short\ cell\ e\ polylobate)}{Rondel + Trapeziform\ (short\ cell\ e\ polylobate) + Saddle + Cross + bilobate\ short\ cell} \times 100$$

O Índice de Cobertura Arbórea (D/P) proposto por Alexandre et al., (1997) baseia-se na relação de fitólitos de *Eudicotiledôneas* (*globular psilate e rugose*) dividido pela soma dos fitólitos de *Poaceae* (*Pooid, Chloridoid, Panicoid, Trichomes e Bulliforms*). O D/P avalia a cobertura arbórea no terreno, caracterizado pela presença do morfotipo globular no solo, ou seja, quanto maior a quantidade de globular na amostra, maior a quantidade de árvores no terreno. O morfotipo globular é diagnóstico de *Eudicotiledoneae* com hábito arbóreo. Os valores deste índice variam de 0 a 1, sendo que 0 representa o mínimo de cobertura arbórea (indicando condições mais secas) e o 1 representa o máximo de cobertura arbórea, indicando condições mais úmidas. A relação D/P é confiável para regiões tropicais (Delhon et al., 2003).

$$D/P = \frac{globular\ psilate + globular\ granulate + globular\ oblong}{bilobate + polylobate + cross + rondel + saddle + bulliform + unciform\ hair\ cell}$$

Para calcular o Índice de Cobertura arbórea em zonas tropicais de baixas altitudes Bremond et al. (2008) propõe o índice D/P° que é a razão entre os fitólitos de dicotiledôneas lenhosas (*Globular granulate*) versus os fitólitos de gramíneas (células curtas), inclusive os morfotipo *trapeziform e polylobate*. Cálculo para obtenção do índice D/P°:

$$D/P^{\circ} = \frac{Globular\ granulate}{bilobate + polylobate + cross + trapeziform + (sinuate, polylobate, short\ cell) + rondel + saddle}$$

Podem existir áreas onde esse índice D/P° não seja um bom rastreador da densidade da cobertura arbórea (Bremond, et al., 2008) pois, de acordo com autores como Delhon et al. (2003), Bremond et al. (2004) e Stromberg (2004), o morfotipo *globular granulate* não é onipresente em árvores não-tropicais, inviabilizando assim, o uso deste índice.

O Índice de stress hídrico (Fs), é razão entre a porcentagem do morfotipo Cuneiform bulliform em relação a soma dos fitólitos de *Poaceae*, exceto os *elongate* (Bremond, et al., 2005). Valores altos indicam baixa disponibilidade de água (Barboni et al., 2007). Para calcular o Índice de stress hídrico utiliza-se a fórmula:

$$F_s = \frac{Bulliform}{Bilobate + polylobate + cross + trapeziform + (short\ cell, sinuate, polylobate) + rondel + saddle + bulliform}$$

3.3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.3.1 Caracterização dos Latossolos Amarelos

De modo geral os solos são profundos, apresentam sequência de horizontes A húmico, BA e Bw em Areia, A, AB, Bwf em Bananeiras e A, BA e Bwc em Cuité (Figura 18), sobretudo em Areia que tem um horizonte A húmico hiperespesso. Apresentaram cores brunadas escuras (valores e cromas ≤ 3 , cor úmida) no horizonte A em consequência do acúmulo de CO; e amareladas, matiz 10YR, em sub-superfície, refletindo a redução dos teores de CO nestes horizontes.

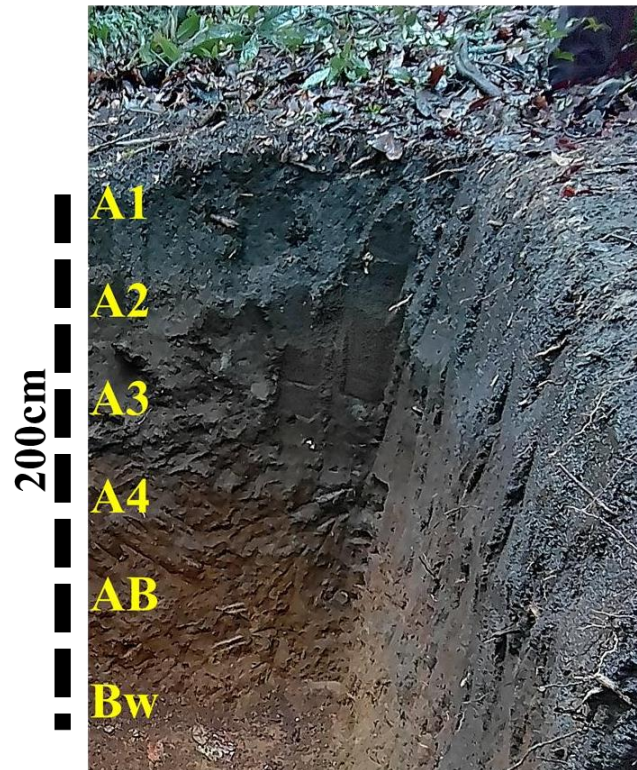
As expressivas percentagens de areia em todos os perfis advêm da natureza do material de origem poligenético retrabalhado que é basicamente um arenito que passou por ferrolitização. Os baixos teores de silte (<17 g/kg) em todos os perfis, refletem do alto grau de intemperismo do material sobretudo em Areia que apresenta maior variabilidade intraperfil. A densidade do solo (D_s) variou entre 1,01 e 1,35 g/cm⁻³ em Areia, 1,19 e 1,31 g/cm⁻³ no perfil de Bananeiras e 1,21 e 1,26 g/cm⁻³ de Cuité (Tabela 4).

É esperado a maior densidade no perfil de Cuité uma vez que é petroplintico e estes dados estão de acordo com os identificados por Nunes e Espindola (1993) na região.

Figura 18. Latossolo derivados da formação Serra dos Martins no estado da Paraíba.

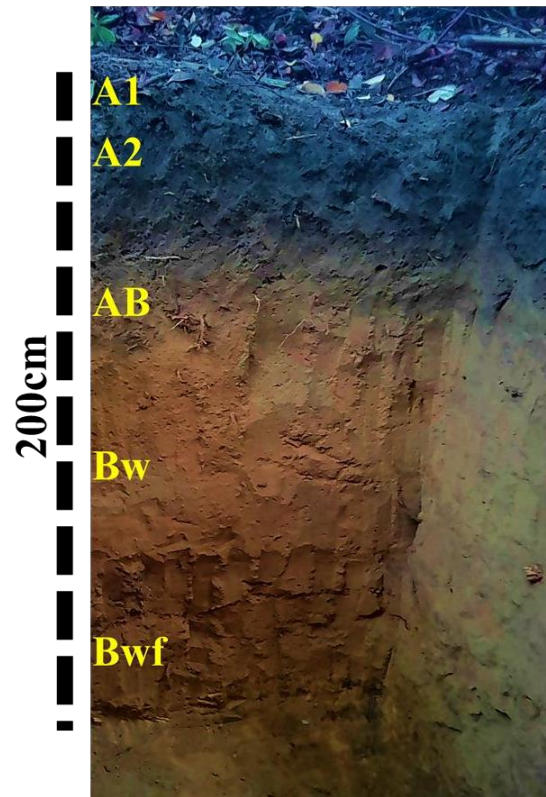
Areia

SIBCS: (P1) LATOSSOLO
AMARELO Distrófico húmico
FAO: Umbric Xanthic Ferrasol



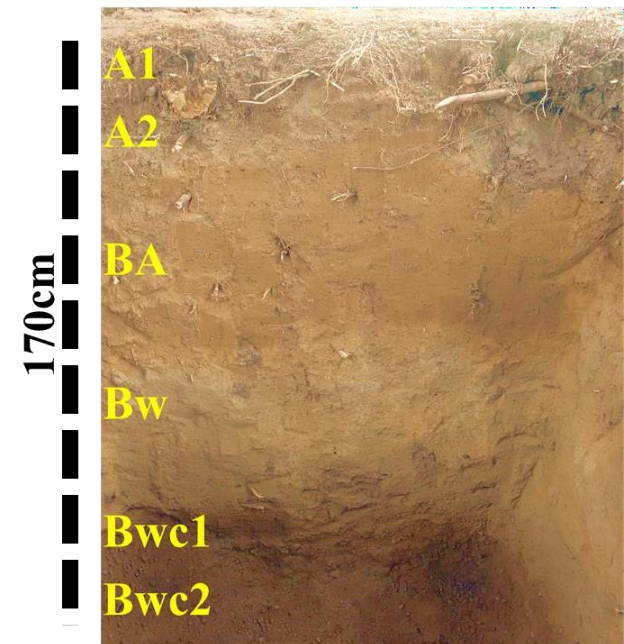
Bananeiras

SIBCS: (P2) LATOSSOLO
AMARELO Distrófico plintico
FAO: Xanthic Plinthic Ferralsol



Cuité

SIBCS: LATOSSOLO
AMARELO Distrófico
petroplintico
FAO: Xanthic Petroplinthic
Ferralsol



A estrutura dos horizontes A1, A2, A3 e A4 do Latossolo de Areia, A1 e A2 do Latossolo de Bananeiras e A1 e A2 do Latossolo de Cuité, se apresenta como granular a blocos sub-angulares em escala de profundidade, com grau de desenvolvimento que varia de fraco a moderado em escala de profundidade. A estrutura do AB do Latossolo de Areia, AB do Latossolo de Bananeiras e BA do Latossolo de Cuité, se apresentam como blocos subangulares e grau de desenvolvimento médio a moderado. A estrutura de todos os Bw são blocos sub-angulares com grau de desenvolvimento moderado, além disso, os horizontes Bwc1 e Bwc2 do Latossolo de Cuité apresenta cascalheira de nódulos e concreções ferruginosas (Tabela 4).

Em geral, os solos variaram de francoargilo-arenosos a argilo-arenosos em função do aumento de argila profundidade, porém BA e Bw do Latossolo de Areia são argilosos. Os baixos teores de silte e silte/argila são consequentes do alto grau de intemperismo do material (Tabela 4). Segundo Tombácz et al. (2004) e Oliveira et al. (2008), em Latossolos Amarelos com e sem horizonte húmico, a dispersão de argilas é causada por constituintes orgânicos, através das cargas negativas, fato esse constatado também por Corrêa et al. (2008), através de ácidos orgânicos de baixo peso molecular.

Tabela 4. Atributos morfológicos e físicos dos solos.

LATOSSOLO AMARELOS Distrófico húmico, Areia-PB											
Hor.	Cor	RGB	Prof.	Estrut.	Areia	Silte	Argila	Sil/Arg	DS	Tex.	Nod../ Concr.
g kg⁻¹											
A1	10YR 2/2	Bruno-muito escura	0-10	Fr, MP, G	60,2	9,9	29,9	0,33	1,30	fr.a.A	1,2
A2	10YR 2/1	Preta	10-26	Fr, M, BS	40,6	12	47,4	0,25	1,35	a.A	2,4
A3	10YR 3/2	Bruno-amarelado-escuro	26-66	Fr, G, BS	36,8	10,8	52,4	0,21	1,29	a.A	5,1
A4	10YR 3/2	Bruno-amarelado-escuro	66-120	M, MG, BS	35,6	4,4	60	0,07	1,03	a.A	7,9
BA	10YR 4/3	Bruno	120-155	M, MG, BS	32,9	2,0	64,9	0,03	1,10	a.	8,8
Bw	10YR 4/3	Bruno	155-200+	M, MG, BS	32,3	2,7	65	0,04	1,01	a.	10,4
LATOSSOLO AMARELOS Distrófico plintico, Bananeiras-PB											
A1	10YR 2/2	Bruno-muito escura	0-22	Me, Fr, MP, G	75,2	7,4	17,4	0,42	1,19	Fr.A	1,4
A2	10YR 3/2	Bruno-amarelado-escuro	22-42	Me, MG, BS	52,7	22,3	25	0,89	1,31	fr.a.A	2,8
AB	10YR 4/6	Bruno-amarelado-escuro	42-65	Me, MG, BS	69,3	7	30	0,02	1,23	fr.a.A	9,9
Bw	10YR 4/6	Bruno-amarelado-escuro	65-140	M, MG, BS	52,1	10,4	37,5	0,28	1,24	fr.a.A	10,8
Bwf	10YR 5/8	Bruno-amarelado	140-200	M, MG, BS	53,0	7	40	0,18	1,20	a.A.	11,5
LATOSSOLO AMARELOS Distrófico petroplintico, Cuité-PB											
A1	10YR 2/1	Preta	0-10	Me, Fr, P, G	62,5	10	27,5	0,36	1,21	Fr-ar.	1,7
A2	10YR 3/2	Bruno-amarelado-escuro	10-26	Me, MG, BS	43,8	16,2	40	0,41	1,21	Arg-ar	10
BA	10YR 4/3	Bruno	26-66	M, G, BS	42,2	7,8	50	1,23	1,23	a.A	14,6
Bw	10YR 4/6	Bruno-amarelado-escuro	66-120	M, G, BS	33	12	55	1,25	1,25	a.A	23,1
Bwc1	2,5YR 5/8	Bruno-amarelado	120-155	CA, G	62,4	8,4	29,2	0,13	1,26	Fr.A	79,7
Bwc2	2,5YR 5/8	Bruno-amarelado	155-170	CA,G	63	10	27	0,11	1,27	Fr.A	81,9

A reação do solo é fortemente ácida em todos os perfis, com valores de pH em água maiores que aqueles observados em KCl, indicando a predominância de cargas negativas no complexo de troca. Os perfis apresentam pH variando de 4.8 a 5.6 aumentando em profundidade, uma vez que são pobres em bases (Tabela 5).

Por sua natureza caulinita, os solos apresentam baixa Capacidade de troca catiônica (CTC). A quantidade de bases trocáveis Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+} e Na^{+} , Al^{3+} (acidez trocável), H^{+}Al (acidez total) e saturação por alumínio (m) indicam o grau de intemperismo destes solos sobretudo no Latossolo húmico de Areia, seguido pelos Latossolo plintico e petroplintico o que corrobora também com a soma de bases (SB) de todos os perfis, que decresceu em profundidade, variando de 4,01 a 2,08 cmolc/kg no Latossolo de Areia, 6,99 a 2,37 cmolc/kg no Latossolo de Bananeiras, 9,22 a 4,78 cmolc/kg no Latossolo de Cuité. A saturação por bases (V%) são elevadas nos horizontes A, sobretudo no Latossolo húmico o que está ligado a matéria orgânica.

Além disso, o perfil de Areia é o mais intemperizado que está corroborado pelos maiores teores de Al^{3+} , menor soma de base (SB) e maior saturação por alumínio (m). Isso poderia explicar o maior acúmulo de matéria orgânica no horizonte húmico, que pode estar relacionado com menores valores de pH e maiores concentrações de Al^{3+} trocável.

Os Latossolos estudados armazenam juntos 674,7 g/kg, sobretudo o Latossolo húmico, que armazena 251,5 g/kg e variou de 60,6 a 21,7 g/kg dos horizontes A ao Bw, seguido pelo Latossolo petroplintico que armazena 215,5 g/kg e variou de 54 a 26,3 g/kg dos horizontes A ao Bwc2, e o Latossolo plintico que armazena 207,7 g/kg variando de 48,7 a 19,1 g/kg dos horizontes A ao Bwf. Observa-se que o armazenamento no Latossolo do município de Cuité é superior ao do município de Bananeiras, mesmo em condições climáticas semiárida, que pode estar relacionado a densidade do horizonte de Cuité que é petroplintico.

Valores mais elevados de C orgânico foram observados na soma dos horizontes do A húmico e BA (229,8 g/kg) de Areia. Esses teores são próximos aos da região Sul e Sudeste do Brasil para Latossolos com horizonte A húmicos estudados por Calegari (2008), que obteve teores de CO superiores a 40,0 g/kg nos horizontes superficiais.

Martinez et al. (2021), observaram que locais onde há um histórico paleoambiental de mudanças naturais de estratos florestais asseguram um maior estoque de carbono orgânico em Latossolos húmicos e tal hipótese corrobora com a história pedológica do Latossolo húmico de Areia.

Tabela 5. Atributos químicos dos Latossolos.

LATOSSOLO AMARELOS Distrófico húmico, Areia-PB														
Hor	pH H ₂ O	pH KCl	ΔpH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Al ³⁺	H+Al	SB	V	m	P	C org. g/kg
				----- % -----		mg kg ⁻¹		g kg ⁻¹						
A1	4,8	3,9	-0,9	2,64	1,28	0,03	0,05	1,50	7,70	4,01	34,24	27,22	0,03	60,6
A2	5,0	4,1	-0,9	1,28	0,86	0,01	0,06	1,78	7,65	2,23	22,55	44,42	0,01	37
A3	4,9	4,3	-0,6	1,17	0,85	0,00	0,05	1,81	7,24	2,08	22,35	46,48	0,01	60,9
A4	5,4	4,5	-0,9	1,12	1,73	0,01	0,08	0,86	5,51	2,95	34,90	22,55	0,01	28,6
BA	5,4	4,5	-0,9	1,10	2,11	0,00	0,07	0,59	5,31	3,20	37,57	15,59	0,01	42,7
Bw	5,3	4,7	-0,8	1,19	2,37	0,03	0,18	0,30	5,13	3,79	42,46	7,34	0,01	21,7
LATOSSOLOS AMARELOS Distrófico plintico, Bananeiras-PB														
A1	5,4	4,5	-0,9	5,46	1,41	0,06	0,05	0,53	5,03	6,99	58,15	7,05	0,01	46,9
A2	5,6	4,5	-1,1	3,69	1,17	0,03	0,05	0,68	5,78	4,96	10,74	12,06	0,05	29,9
AB	5,5	4,5	-1,0	3,50	1,28	0,04	0,11	0,77	5,74	4,95	10,69	13,46	0,02	26,3
Bw	5,6	4,6	-1,0	2,17	1,77	0,04	0,07	0,54	5,31	4,03	9,34	11,82	0,02	54,1
Bwf	5,6	4,7	-0,9	1,68	0,56	0,02	0,10	0,44	5,45	2,37	7,82	15,68	0,01	50,5
LATOSSOLOS AMARELOS Distrófico petroplintico														
A1	5,1	4,4	-0,7	6,33	2,33	0,23	0,31	0,42	6,87	9,22	57,31	4,36	0,02	34,4
A2	4,9	4,2	-0,7	4,10	1,53	0,18	0,15	0,47	6,56	5,98	47,69	7,29	0,17	36,9
BA	5,2	4,4	-0,8	3,44	1,72	0,18	0,15	0,65	5,48	5,50	50,07	10,58	0,15	48,8
Bw	5,4	4,5	-0,9	2,86	1,86	0,09	0,24	0,49	5,21	5,06	49,27	8,83	0,03	45,3
Bwc1	5,0	4,5	-0,5	2,93	1,55	0,02	0,26	0,60	5,16	4,78	48,11	11,15	0,02	31,1
Bwc2	5,2	4,5	-0,7	3,36	1,61	0,10	0,21	0,53	5,26	5,29	50,15	9,10	0,03	19,1

3.3.2 Caracterização multiproxies: fitólitos, isótopos e ^{14}C

Foram identificados 11.400 fitólitos com significado taxonômico. A amostragem fitolítica em todos os perfis identificou 21 tipos de morfotipos com tamanhos entre 5 e 10 microns, que fazem parte de quatro categorias taxonômicas pertinentes a níveis de classes, famílias e subfamílias das plantas: Poaceae (*Panicoideae*, *Poideae*, *Chloroideae*, *Bambusoideae*), *Cyperaceae*, *Arecaceae* e *Eudicotiledoneae*. Além disso também houveram amostras com minerais e uma frústula de diatomácea (Figura 19). As microfotografias da amostragem podem ser visualizadas na (Figura 20).

Figura 19. Microfotografias de morfotipos de fitólitos e as respectivas categorias taxonômicas, que compõem a assembleia de fitólitos identificados nos Latossolos da Formação Serra dos Martins no estado da Paraíba. Morfotipos: a: *Bilobate short cell*; b: *Cross*; c: *Polylobate*; d: *Parallepipedal sinuate bulliform cell (Chusquea)*; e: *Rondel*; f: *Trapeziform short cell (square)*; g: *Saddle*; h: *Elongate echinate*; i: *Elongate psilate*; j: *Cuneiform bulliform cell*; k: *Parallepipedal bulliform cell*; L: *Acicular hair cell*; m: *Unciform hair cell (point-shaped)*; n: *Papillae*; o: *Globular echinate*; p: *Block*; q: *Block Carenate*; r: *Globular glandular*; s: *Globular psilate*; t: *Globular granulate*; u: *Tabular thinck*.

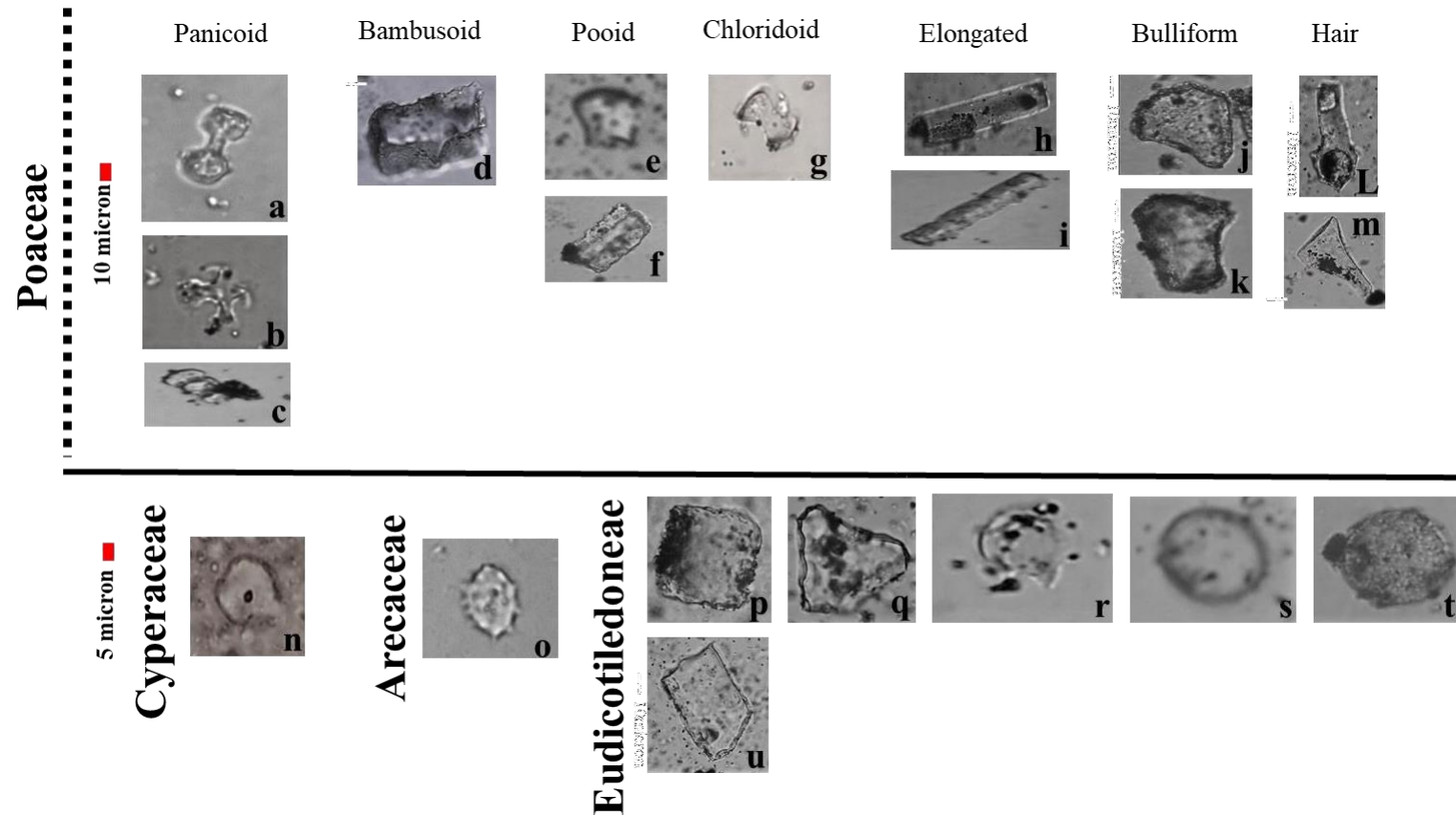
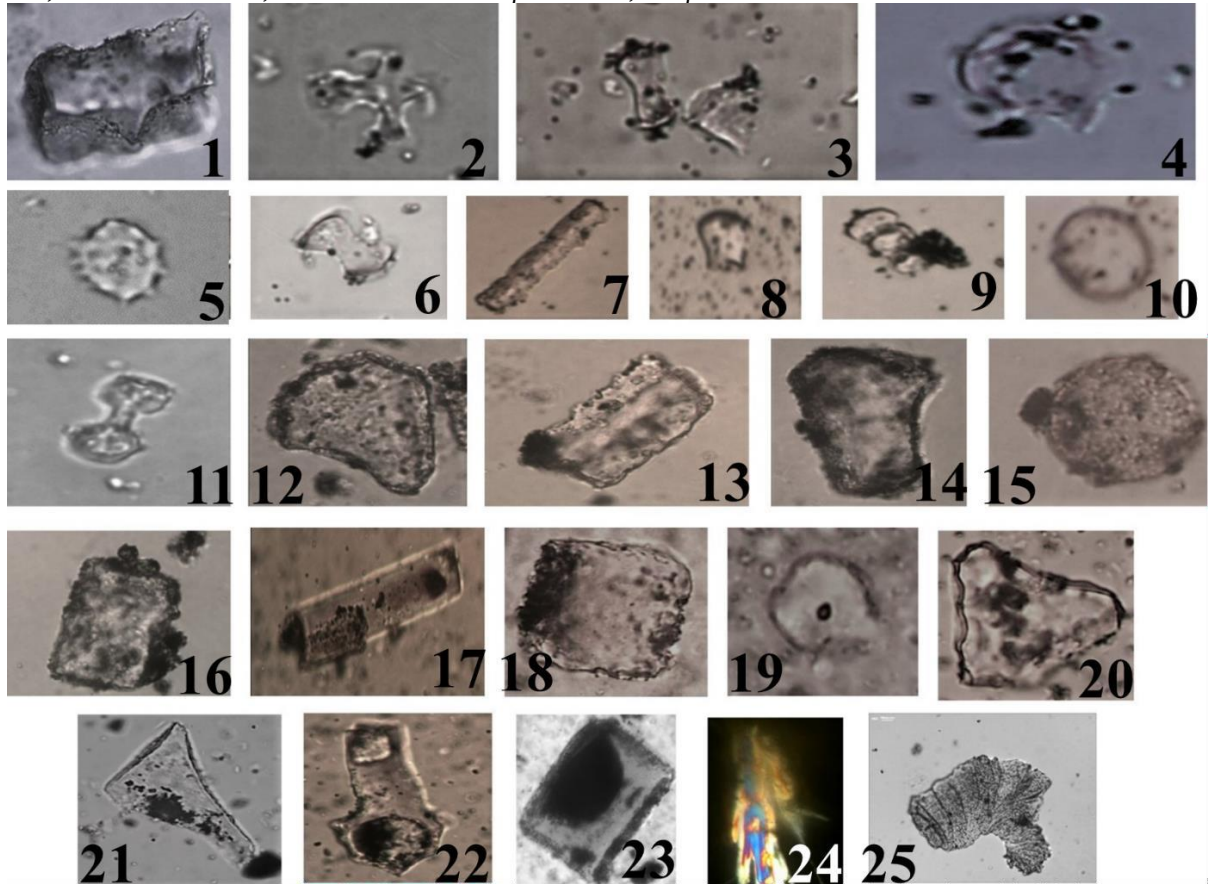


Figura 20. Microfotografias de fitólitos, minerais e frústula de diatomácea. 1: *Parallepipedal sinuate bulliform cell (Chusquea)*; 2: *Cross*; 3: *Saddle e Block Carenate*; 4: *Globular glandular*; 5: *Globular echinate*; 6: *Saddle*; 7: *Elongate psilate*; 8: *Rondel*; 9: *Polylobate*; 10: *Globular psilate*; 11: *Bilobate short cell*; 12: *Cuneiform bulliform cell*; 13: *Trapeziform short cell (square)*; 14: *Parallepipedal bulliform cell*; 15: *Globular granulate*; 16: *Block*; 17: *Elongate echinate*; 18: *Block*; 20: *Papillae*; 21: *Unciform hair cell (point-shaped)*; 22: *Acicular hair cell*; 23: *Tabular thinck*; 24: *mineral sobre luz polarizada*; 25: *frústula de diatomácea*.

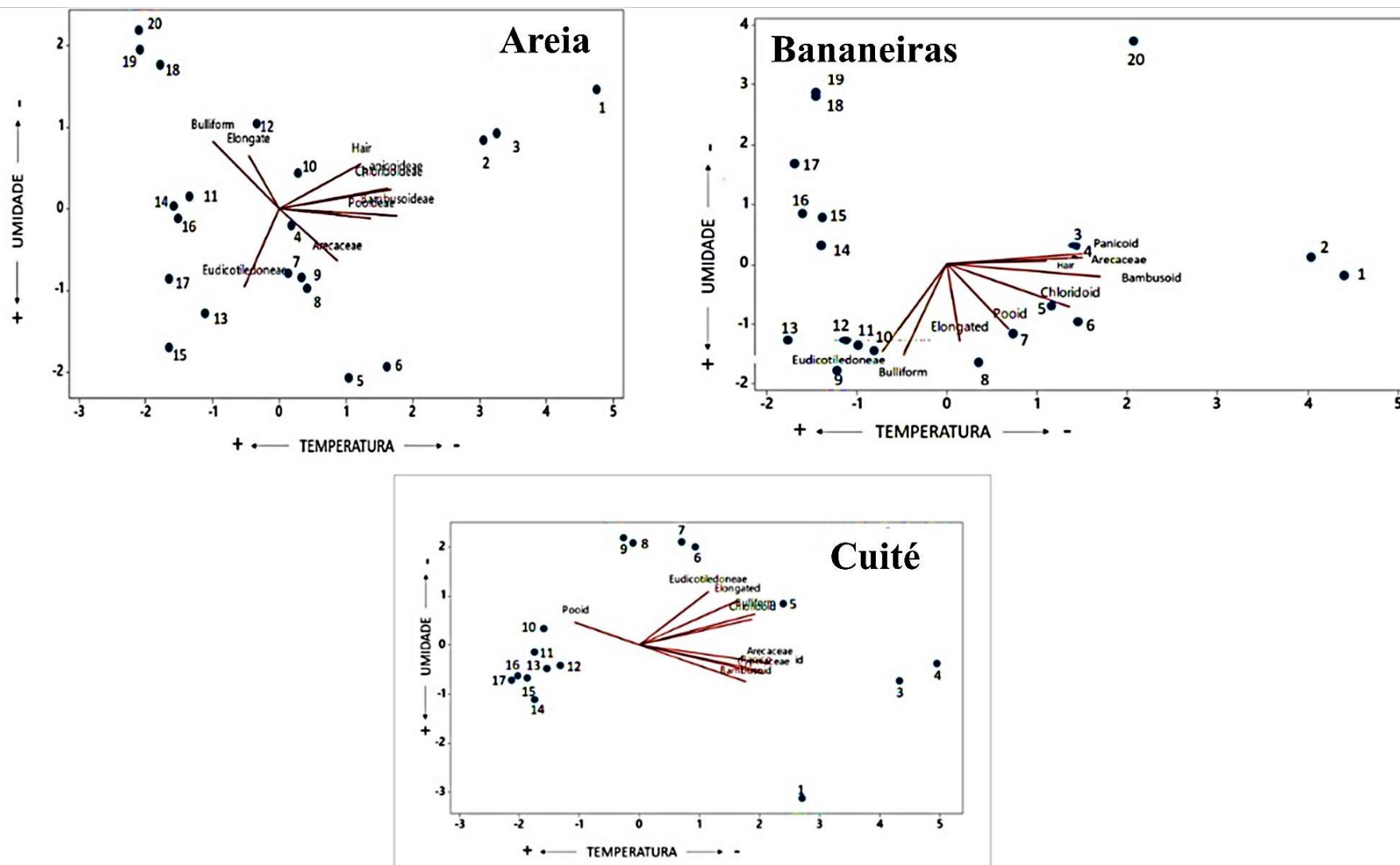


A análise da assembleia fitolítica dos perfis permitiram a interpretação das condições paleo-ambientais da área do estudo, por meio de integração de dados de fitólitos, isótopos ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$), carvões e datação ^{14}C .

Entre as gramíneas foi mais presente as *Pooideae*, marcadoras de condições climática mais frias (*rondel* + *trapeziform polylobate* + *trapeziform short cell*) e *Chloridoid* (ambiente frio e seco), assim como *Panicoideae* de ambientes quentes e úmidos (*cross* + *bilobate*) (Coe et al., 2014).

Na análise estatística compreendendo que a PCA-Eixo 1 representa as variações de temperatura do ambiente e ao PCA-Eixo 2 representa as variações de umidade (Figura 21). Verifica-se que *Eudicotyledoneae* e *Bulliform* encontram-se alinhadas a momentos de maior umidade e maior temperatura, enquanto *Pooid Chloridoid*, *Bambusoid*, *Arecaceae*, *Panicoid* e *Hair* à momentos de temperatura mais baixa e maior umidade.

Figura 21. PCA dos fitólitos dos Latossolos Amarelos da Formação Serra dos Martins no estado da Paraíba.



3.3.2.1 Estágio atual da vegetação

A amostra de 0-10 cm representa a assinatura fitolítica atual da vegetação. Esta assinatura em Areia apresenta predomínio de morfotipos produzidos pela família Poaceae, que representa 75 % da assembleia. Esta família é constituída por 15% Chloridoid, 15% de Elongated, 12% de Bambusoid, 10% de Panicoid, 10% de Bulliform, 8% de Poid e 5 de Hair. O restante da assembleia é composto por morfotipos produzidos por plantas da classe Eudicotiledoneae, que representa 24%, seguida por aqueles produzidos pela família Arecaceae (1%). A composição isotópica é $\delta^{13}\text{C}$ -21,48, com 39,4% de C4 e 60,6% de C3, além de $\delta^{15}\text{N}$ 5,69.

A assinatura em Bananeiras apresenta predomínio de morfotipos produzidos pela família Poaceae, que representa 90 % da assembleia. Esta família é constituída por 10% Chloridoid, 15% de Elongated, 10% de Bambusoid, 23% de Panicoid, 16% de Bulliform, 15% de Poid e 2 de Hair. O restante da assembleia é composto morfotipos produzidos por plantas da classe Eudicotiledoneae, que representa 7%, seguida por aqueles produzidos pela família Arecaceae (2,5%). A composição isotópica é $\delta^{13}\text{C}$ -20,43, com 46,9,4% de C4 e 53,1% de C3, além de $\delta^{15}\text{N}$ 6,58.

A assinatura em Cuité apresenta predomínio de morfotipos produzidos pela família Poaceae, que representa 90 % da assembleia. Esta família é constituída por 16% Chloridoid, 11% de Elongated, 20% de Bambusoid, 12% de Panicoid, 9% de Bulliform, 2% de Poid. O restante da assembleia é composto por morfotipos produzidos por Eudicotiledoneae, que representa 5%, seguida por aqueles produzidos por Arecaceae (3%). Tal assembleia fitolítica está corroborada com os dados de $\delta^{13}\text{C}$ -20,96 com 43,1% de C4 e 56,9% de C3, e $\delta^{15}\text{N}$ 5,69.

Nesse contexto há uma correlação entre estas assinaturas e o estrato florestal dessas áreas, sendo Areia o local mais úmido e com a maior diversidade florística dentro todos os Brejos de Altitude. Em um levantamento florístico Barbosa et al. (2004), na área do perfil do Latossolo húmico foram relacionadas 309 espécies de Angiospermas (distribuídas em 84 famílias), as famílias mais importantes com relação ao número de espécies foram Rubiaceae (24), *Malvaceae* (21) *Asteraceae* (14), *Convolvulaceae* (12), *Solanaceae* (16) e *Fabaceae* (12), enquanto os gêneros foram *Sida* (11), *Solanum* (10), *Ipomoea* (5), *Piper* (6), *Psychotria* (5), *Vernonia* (5) e *Senna* (6). Além disso, está elevada riqueza florística não foi encontrada em nenhum outro Brejo de Altitude. Também é possível correlacionar com o gradiente climático, uma vez que Areia é o município com maior precipitação.

3.3.2.2 Zonas e estágios ambientais

No Latossolo de Areia foram identificadas quatro zonas fitólíticas (Figura 22). No Latossolo de Bananeiras foram identificadas seis zonas (Figura 23) e no Latossolo de Cuité foram identificadas cinco zonas (Figura 24).

Por fazerem parte de um mesmo material de origem, superfície geomórfica, posição na paisagem e submetido à latossolização em um espaço-tempo, estes Latossolos estão interligados pela similaridade de fitólitos. Diante disso, foram identificados dois estágios ambientais que representam a gênese dos três Latossolos.

As zonas I e II do Latossolo de Areia; I, II e IIIa e IIIb Latossolo de Bananeiras; I e IIa e IIb Latossolo de Cuité formam o estágio 1 da paisagem e abrangem os horizontes inferiores Bw, Bwf e Bwc (Figura 25).

As zonas IIIa, IIIb e IV do Latossolo de Areia, IV, V e VI do Latossolo de Bananeiras e III, IV e V do Latossolo de Cuité formam o estágio 2 da paisagem (Figura 25) que reúnem os horizontes BA, AB e A.

Figura 22. Grupamentos cluster e zonas ambientais do Latossolo Amarelo distrófico húmico de Areia-PB.

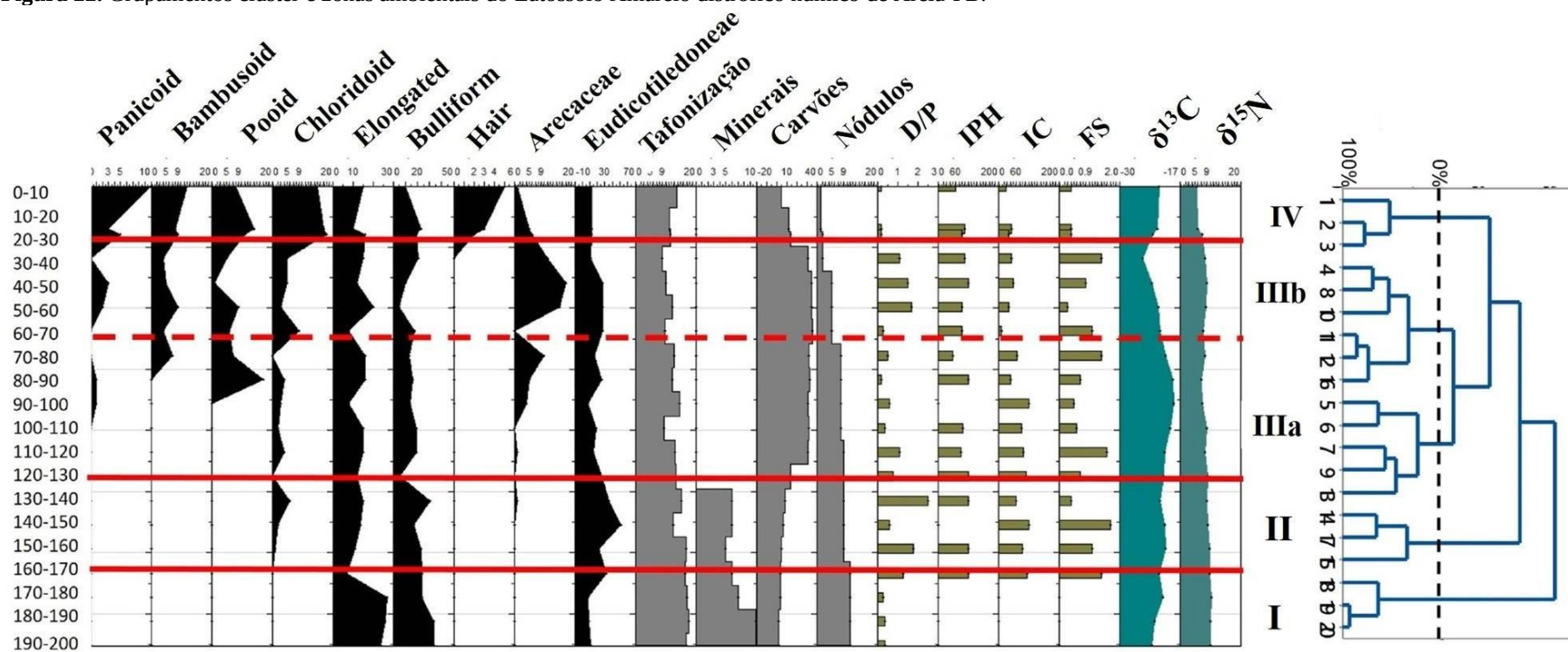


Figura 23. Grupamentos cluster e zonas ambientais do Latossolo Amarelo distrófico plintico de Bananeiras-PB.

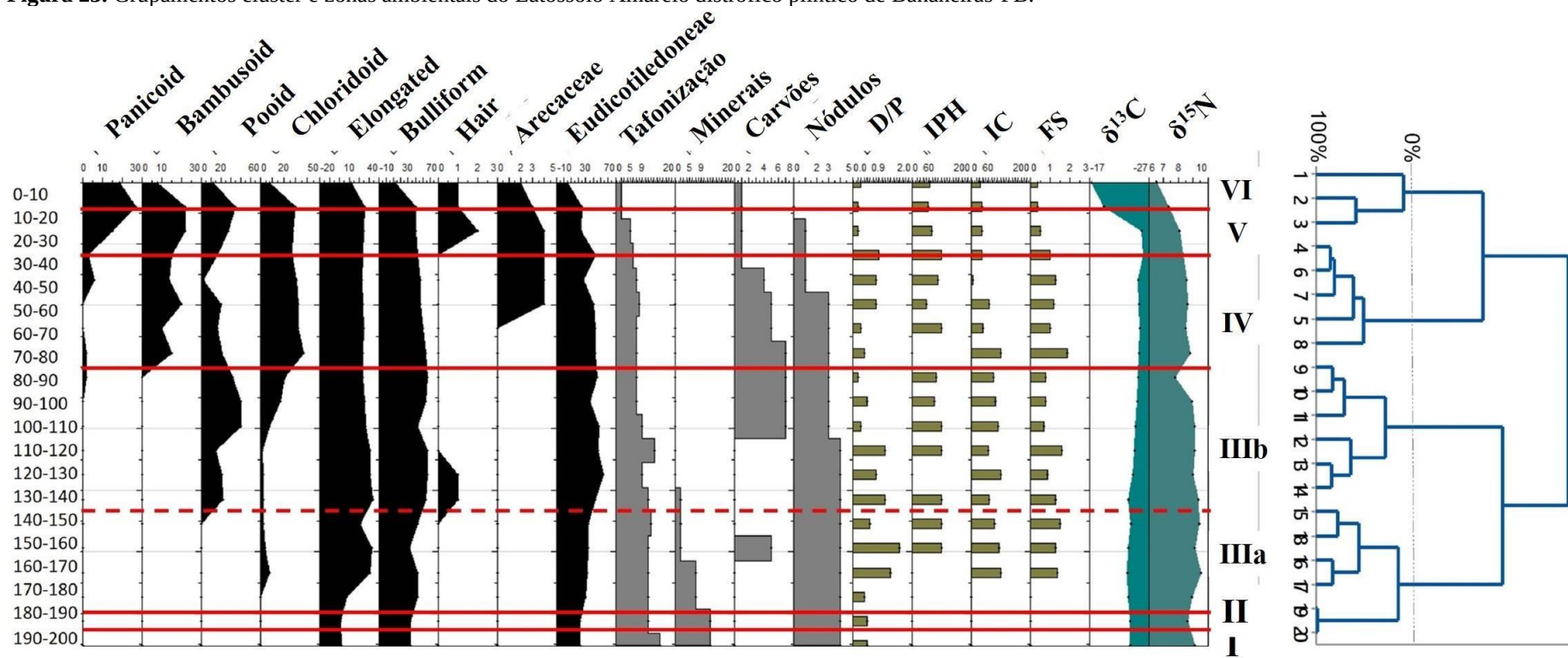
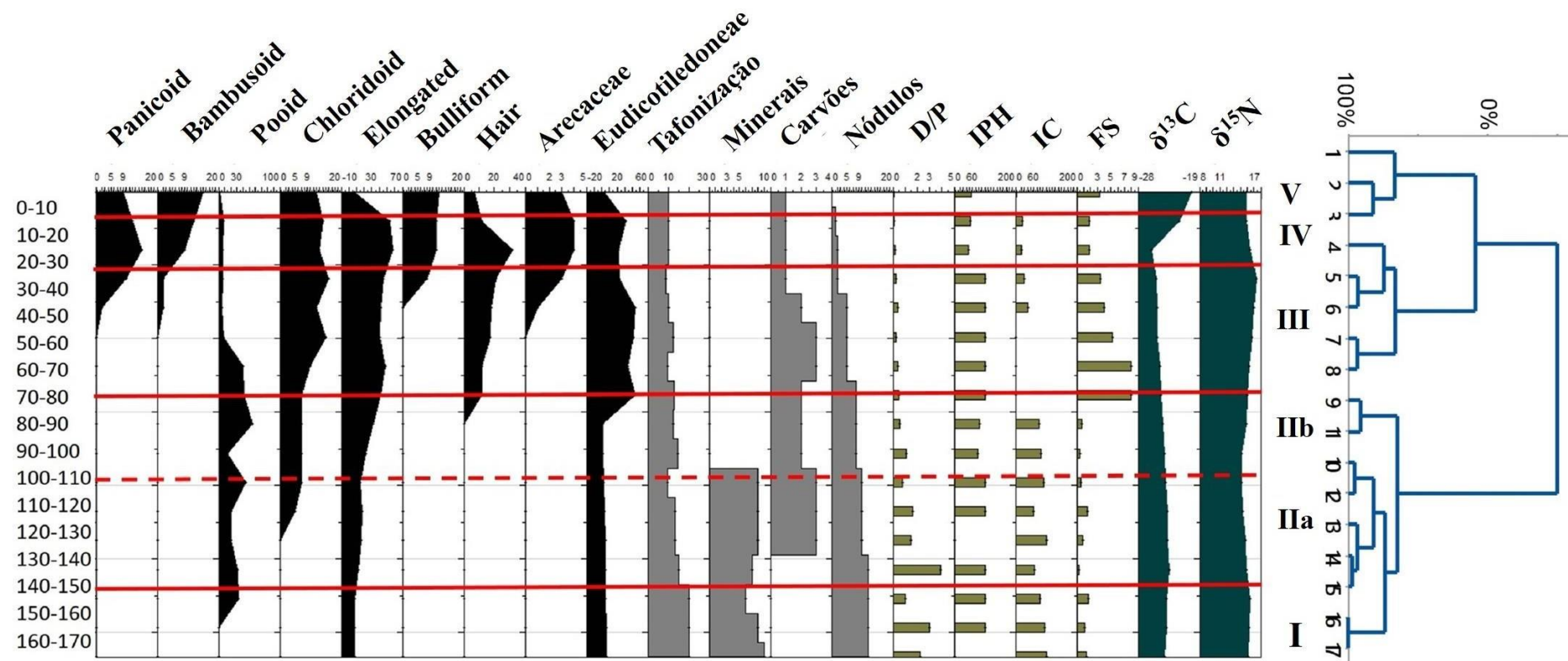


Figura 24. Grupamentos cluster e zonas ambientais do Latossolo Amarelo distrófico petroplintico de Cuité-PB.



Estágio 1

Neste estágio a média de $\delta^{13}\text{C}$ -22, 08, sendo 35,1% de C4 e 64,9% de C3 e $\delta^{15}\text{N}$ 7,4. Este momento ambiental marca o início da pedagênese com uma mistura de C3 e C4, sendo 28% de *Eudicotiledoneae*, 39% de *Bulliform*, 11% *Elongated* e 2% *Chloridoid*, 17% de *Pooide* e 3% de *Hair*. Ressalta-se que 82% de *Pooide* foi identificado no Latossolo de Cuité, onde as médias dos índices D/P foi 0,6, o Iph foi 70, o Ic foi 52,6 e o FS foi 1,3. Essa zona é marcada pela baixa concentração de fitólitos preservados e apenas morfotipos robustos com marcas de deterioração são encontrados.

Os dados isotópicos e fitólitos nos levam a crer que existia uma vegetação menos densa e uma grande diversidade de gramíneas em condições de maior temperatura e baixa umidade (estresse hídrico), em decorrência da abertura da floresta, formação de clareiras (entrada de luz), que diminuem a influência higrométrica, dissipando a umidade e aumentando a temperatura. Tal interpretação é favorecida por dados de Bergqvist e Cartelle (1993) e Araújo-Júnior et al. (2015), onde foram identificados fósseis de megafauna pleistocênica nos municípios de Areia, Bananeiras e Cuité.

Nesse sentido compreende-se que estes ambientes de Brejos de altitude não era habitat natural para estes animais de grande porte, mas em momentos de maior seca com abertura dos dosséis das florestas estes animais se refugiaram nestes locais. Ressalta-se a influência do último Máximo Glacial (idades encontradas de 57.000 e 52.000 anos A.P. no Nordeste brasileiro (Ferreira et al., 2012; Ranulpho, 2016), e a progressiva extinção destes animais em condições climáticas mais secas.

Entre as espécies da megafauna mais comuns identificadas no estado da Paraíba, está *E. laurillardi*, que era, dentre as preguiças terrícolas que viviam nesta região, a de maior porte, com os maiores indivíduos podendo chegar a seis metros de comprimento (Fariña et al., 1998). Análises de isótopos de carbono para fósseis da espécie *E. laurillardi* mostram uma dieta composta de plantas C3 (MacFadden, 2005).

Quanto aos índices, no Brasil, resultados recentes têm apontado valores de D/P de 0,2 para a Floresta Ombrófila Densa, 0,05 para o Cerrado Strictu sensu, e de 0,05 a 10 para a Floresta Ombrófila Mista (Calegari 2008, Calegari et al. 2013, Raitz 2012). Segundo Diester-Haas et al., (1973) e Alexandre et al., (1997), valores de Iph >20-40% caracteriza formações de gramíneas dominadas por Chloridoideae, em condições quentes e secas, e o Iph <20-40% caracteriza as associações sob clima quente e úmido, ou ainda devido à presença de umidade no solo. O Ic com valores >70% indicam domínio de *Pooideae* – C3, enquanto valores <30% indicam predomínio de gramíneas C4 (Twiss 1987, 1992). Calegari 2008 e Calegari et al.,

(2013) obtiveram valores em torno de 16% para a Floresta Tropical Perenifolia, 20% para o Cerrado Strictu sensu, e entre 25% e 60% para a Floresta Ombrófila Mista.

Estágio 2

Neste momento a média de $\delta^{13}\text{C}$ -23, 20, sendo 27,1% de C4 e 72,9% de C3 e $\delta^{15}\text{N}$ 6,1. Este é o estágio Moderno, com uma mistura de C3 e C4, sendo 23% de *Eudicotiledoneae*, 18% *Bulliform*, 20% *Elongated*, 11% *Chloridoid*, 17% *Pooid*, 1%, *Hair*, 6% de *bambusoid*, 4% de *Panicoid*, 4% de *Arecacea* e 1% de *Cyperaceae*. Ressalta-se que este momento foi datado em Areia em 6.150 anos, ou seja, Holoceno Médio, e foram identificados fitólitos queimados, fuligens microscópicas nas lamínas dos fitólitos, e carvões na morfologia do solo.

Em profundidade há acréscimo geral no número de *Eudicotiledoneas* lenhosas, porém de modo geral, gramínea são menos que 50% em todos as zonas de todos os perfis. Estás gramíneas são a subfamília *Panicoideae*, característica de ambientes quentes e úmidos (alta precipitação), cujos morfotipos diagnósticos: *Bilobate*, *Polylobate* e *Cross* (Twiss, 1992; Twiss, Suess e Smith, 1969).

Nos horizontes Bw, fica evidente a concentração de morfotipos de superfície específica menor, como *Block*, *Tabular thick* e *Buliform*, que refletem a dinâmica geoquímica e o tempo de residência do fitólito no solo, por meio de processos de corrosão, quebra e dissolução (tafonização), sobretudo dos fitólitos de células curtas.

Tais dados indicam que a dinâmica ambiental da área com uma mistura de plantas C3 e C4, que hora passou por momentos de maior disponibilidade de água e menor temperatura e se correlaciona com a presença de fitólitos produzidos por plantas da Classe das Eudicotileonea. E também há uma propagação de *Panicoid* (C3 e C4), *Chloridoidea* (C4), *Pooid* (C3), *Bambusoid* (C3), *Cyperaceae* (C4) e aparecem os fitólitos de *Arecacea* (C3).

Gramíneas do tipo *Panicoideae*, *Chloridoidea* e *Pooid* estão intimamente relacionadas a climas úmidos e quente de influência da altitude e frente de molhamento (barlavento) com duas estações bem definidas. Especificamente a *Arecaceae* surgiu no Eoceno e constitui dois terços da vegetação arbórea da terra (Bondar, 1964; Dransfield et al., 2008). Na atual dispersão, encontram-se em permanente competição e são condicionados sob fortes influências ambientais, sobretudo as climáticas, que sofreram transformações ao longo do tempo, notavelmente durante o Quaternário (Bondar, 1964; Henderson et al. 1995; Lorenzi et al. 2010).

As plantas da subfamília *Chloridoideae*, composta por espécies C4 e C3, são adaptadas à ambientes secos e com ocorrência de estresse hídrico (Twiss, 1992; Twiss, Suess e Smith, 1969), que produzem o morfotipo *Saddle*, assim como os da sub-família *Pooideae*,

característica de regiões temperadas, frias e altas elevações intertropicais (clima frio e seco), com fitólitos do tipo *Rondel* (Twiss, Suess e Smith, 1969).

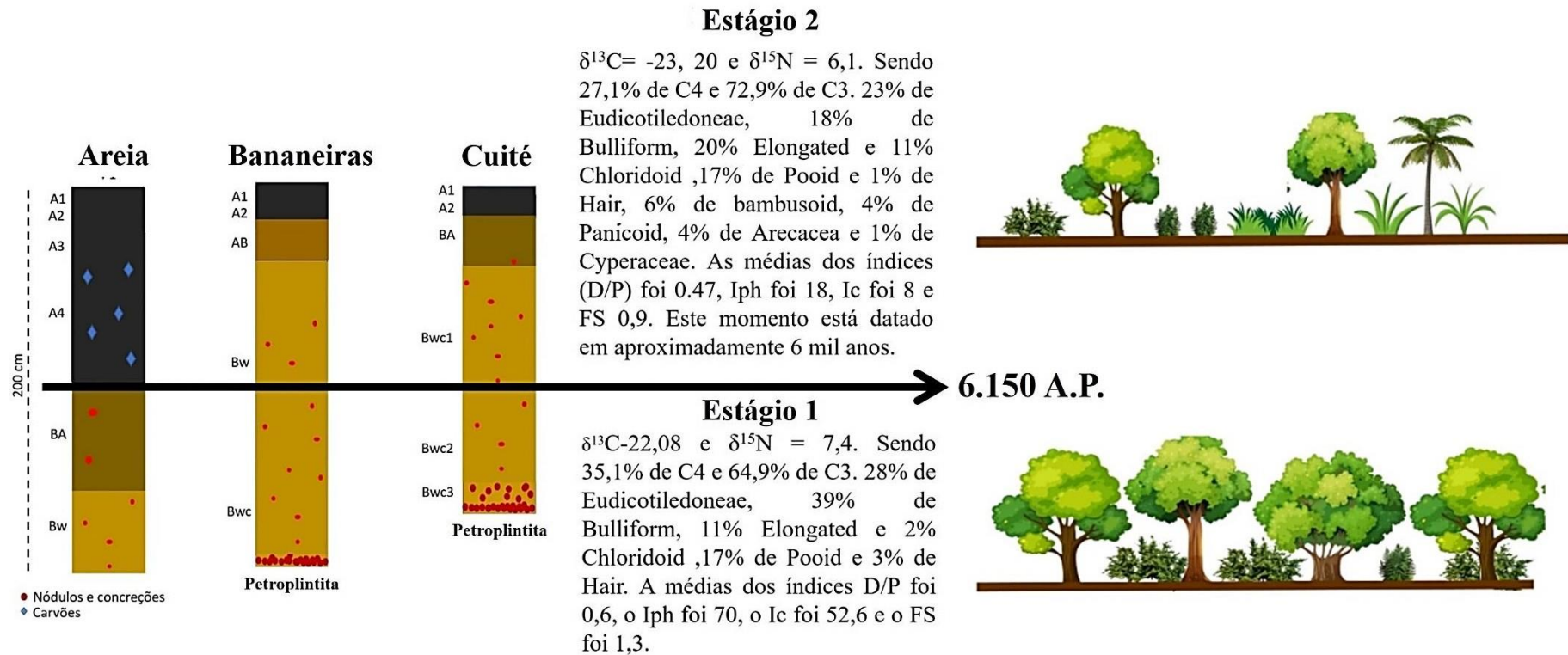
Essa mistura de plantas C3 e C4 e ter identificado carvões em um momento de 6.150 anos favorece a hipótese de que houveram paleoincêndios oriundos de raios que estão ligados a savanização da vegetação a partir de climas mais secos. Tal fato converge em dados de Carcaillet et al. (2002), do Holoceno Médio, quando ocorre em quase todas as regiões do Brasil, uma frequência de incêndio, devido expansão de uma vegetação muito seca desde 9000 anos, que permitia a propagação do fogo. Esses incêndios ocorreram entre 8000 e 3000 anos.

Comparando com as médias dos índices do estágio 1, há uma acentuada diferença nos índices Iph e Ic que divergem pra baixo de 70 para 18 (Iph) e 52, 6 para 8 no Ic. Quanto ao Iph mais alto no estágio 1, salienta-se uma possível dominância do morfotipo *Saddle* das *Chloridoid* que, segundo Bremond et al. (2008), toleram maiores extremos de temperatura elevadas e a aridez que outras gramíneas no momento 1. Já no momento 2, onde há maior diversidade de da família Poaceae e menor Iph caracteriza as associações onde dominam as *Panicoideae* (gramíneas C4 *mesofíticas*) sob clima quente-úmido ou com mais umidade no solo.

Quanto ao Ic, isso explica-se segundo Coe (2009) pelo fato de nas regiões de gramíneas dominadas pelas *Pooid* apresentarem um Ic elevado, enquanto que as dominadas pelas *Panicoid* e *Chloridoid* têm um Ic baixo, e além disso as condições de altitude favorecem gramíneas C3. Segundo Bremond et al. (2007) valores de Ic superiores a 50% é um indicador fiável da distribuição das gramíneas C3 ou C4 em ambiente montanhoso.

No Holoceno inferior e médio (aproximadamente de 11 a 6 mil anos AP) a maioria dos trabalhos revelou a retração das florestas e a expansão da vegetação de savana no domínio da Mata Atlântica, o que levou a inferências sobre paleoclimas menos úmidos e/ou mais frios que o atual (Behling, 1997 a, b; 2003; Behling & Lichte, 1997; Behling et al., 2002; 2004; Gouveia et al., 2002; Garcia et al., 2004; Pessenda et al., 2004).

Figura 25. Estágios paleoambientais dos municípios de Areia, Bananeiras e Cuité-PB.



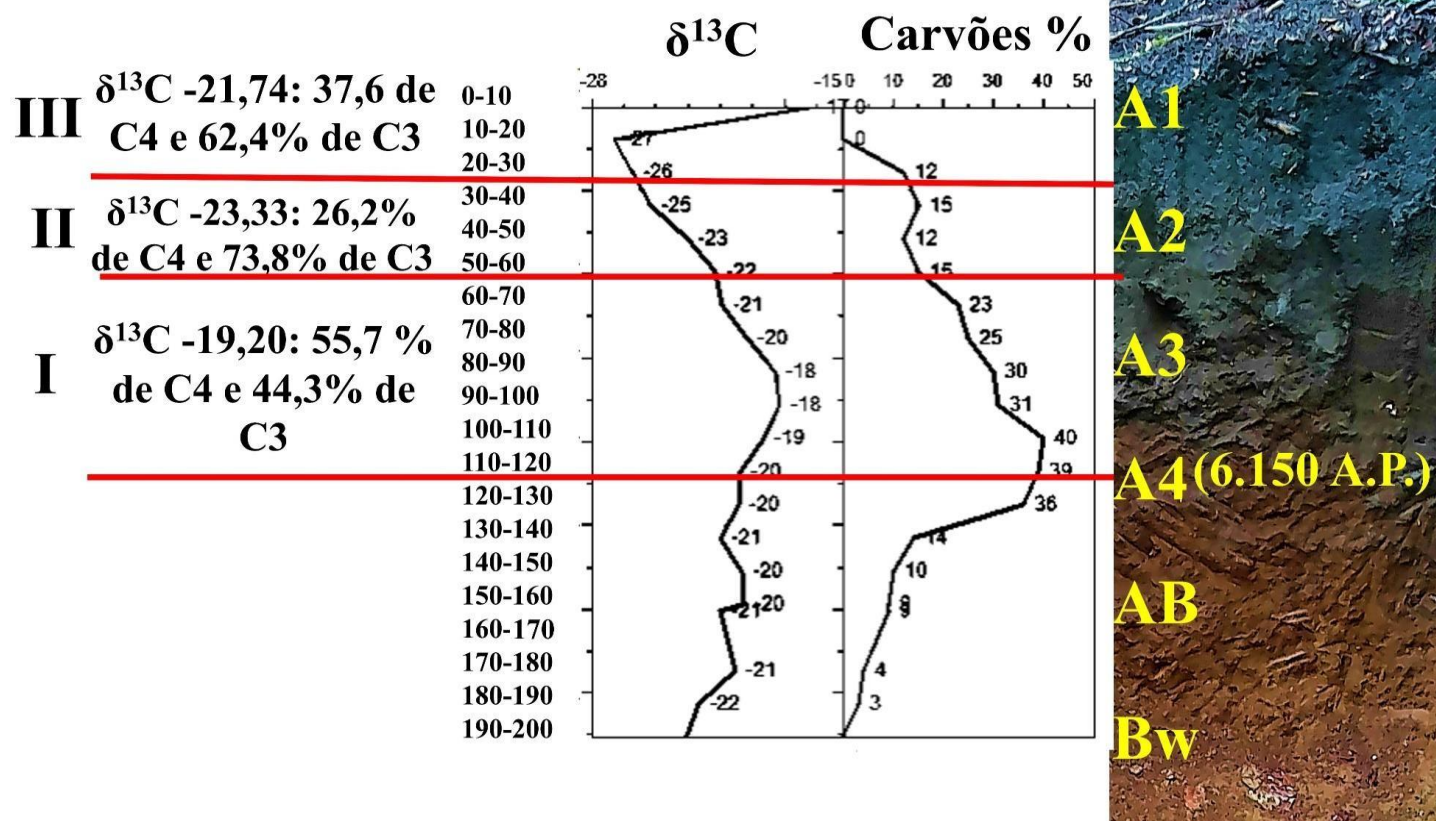
3.3.4 Gênese do horizonte A húmico em Areia

As nossas hipóteses de gênese desse horizonte em Areia se apoiam em três vertentes que serão discutidas. A primeira usa os dados de fitólitos, isótopos e datação e mostram uma oscilação de plantas C3 e C4 com mudanças climáticas que acarretaram paleoincêndios e junção de carvões à matriz do solo. A segunda vertente se apoia na granulometria e a massiva presença de areia nestes solos; já a terceira vertente se apoia na química do Al^{3+} e m%.

É um horizonte hiperespesso com 120cm de A (A1 a A4) e 35cm de BA (A+BA=155CM), com valores de C orgânico nos horizontes A1, A2, A3, A4 e BA de 229,8 g/kg, em detrimento de 103,1 g/kg dos horizontes A1, A2 e AB (65cm), do Latossolo plintico e 120,1 g/kg dos horizontes A1, A2 e BA do Latossolo petroplintico (66cm). Os horizontes A variaram de francoargilo-arenosos a argilo-arenosos em função do aumento de argila de profundidade, porém BA é argiloso. A estrutura dos horizontes A varia de granular a blocos sub-angulares em escala de profundidade, com grau de desenvolvimento que varia de fraco a moderado em escala de profundidade.

A análise de fitólitos, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e carvões mostram que o início da formação do horizonte A húmico pode ser dividida em três fases (Figura 26). O início da formação do A húmico de Areia se dá por volta de 6.150 A.P. O $\delta^{13}C$ nesse horizonte mostram uma mistura de plantas C3 e C4, nesse período também são ressaltadas quantidades de fragmentos de carvões que chegam a totalizar 40% do material de uma lâmina de fitólitos, além disso, os fitólitos identificados para esse período estão queimados com variação de cor âmbar.

Figura 26. Fases de evolução do horizonte A húmico do município de Areia-PB.



A primeira fase (1:130-60cm) é caracterizada por 32 % de Eudicotiledoneae e todo restante é uma diversidade de gramíneas, entre as quais 4% de são Arecaceae, conseqüentemente pode ser considerado um período mais seco. Entre as gramíneas fica mais evidente a *Pooideae*, marcadoras de condições climática mais frias (*rondel + trapeziform polylobate + trapeziform short cell*) e Chloridoid (ambiente frio e seco), assim como Panicoideae de ambientes quentes e úmidos (*cross + bilobate*). Nesta fase fica evidenciada quantidades de fragmentos de carvões que corroboram a ideia de paleoincêndios.

Tais identificações corroboram os dados de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ -19,20, com 55,7 % de C4 e 44,3% de C3 e $\delta^{15}\text{N}$ 8,5. Também está evidenciada pelos valores dos índices calculados: o índice densidade da cobertura arbórea (D/P) apresentou média de 0,5, 92,2% no índice de aridez (Iph), 79% no índice climático (Ic) e de 1,87 no Índice de estresse hídrico – Bi (Fs).

A segunda fase (2:60-30cm) abrange a parte superficial do A húmico, e difere-se da primeira fase por indicar um período mais úmido. Tal identificação corrobora os dados de $\delta^{13}\text{C}$ -23,33, com 26,2% de C4 e 73,8% de C3. Neste período mais úmido haveriam 27% de *Eudicotiledoneae*, 17% de *Arecaceae* e 66% de outras gramíneas.

Também é evidenciada no índice de densidade da cobertura arbórea (D/P) com média de 1,4, 77% no índice de aridez (Iph), 84% no índice climático (Ic) e de 0,86 no índice de estresse hídrico – Bi (Fs).

A terceira fase (3:30-0) ressalta a dominância das subfamílias *Bambusoid*, *Pooideae*, *Panicoideae*, *Chloridoideae*, e 12% de *Eudicotiledoneae*, talvez tenha sido nesta fase que o homem início sua dominância na região e modificou o ambiente. Tal identificação corroborada com os dados de $\delta^{13}\text{C}$ -21,74, sendo 37,6 de C4 e 62,4% de C3, e 6,3 de $\delta^{15}\text{N}$.

Tal constatação também está evidenciada no índice densidade da cobertura arbórea (D/P) que é o mais baixo registrado no perfil com média de 0,47, 18% no índice de aridez (Iph), 8% no índice climático (Ic) e de 0,9 no índice de estresse hídrico – Bi (Fs).

O fato do horizonte A húmico iniciar sua formação em 6.150 A.P. e se destacar incidências de fragmentos de carvões sobretudo nos horizontes A3 e A4 (horizonte datado) leva a crer que houveram paleoincêndios e tal fato corrobora com as discussões de Silva e Vidal-Torrado (1999), que sugerem que o horizonte rico em húmus poderia ser resultado também da adição em superfície de materiais carbonizados, que foram posteriormente alterados com o passar do tempo e redistribuídos no solo através da atividade biológica. Segundo os autores, o horizonte A húmico detém alto grau de melanização, e assim este processo pedogenético e indissociável da sua gênese.

Está hipótese de paleoincêndios corrobora as discussões de Gouveia et al. (2005) que em 22 pontos amostrados nos estados do Ceará, Piauí e Paraíba, indicaram que entre 15.000 e 9.000 anos AP, houve um predomínio da vegetação do tipo arbóreo, relacionado a um clima mais úmido, com posterior abertura da vegetação com contribuição de plantas do tipo C4, entre 9.000 a 3.000 anos AP, provavelmente relacionado a presença de um clima mais seco. O retorno do predomínio da vegetação arbórea foi evidenciado após 3.000 anos AP, corroborando assim as análises realizadas por Ribeiro (2002) na região Nordeste.

Pessenda et al. (2004; 2010), também mostrou com estudos e isotópicos ($\delta^{13}C$), em solos do Maranhão, Piauí, Ceará e Paraíba significativa presença de fragmentos de carvão durante o período aproximado de dez mil e 3.600 anos A.P. e acusaram a abertura da vegetação florestal e a expansão do cerrado em direção ao campo. Tais aspectos também permitiram inferir a presença de um provável clima mais seco do que o atual e, similar aos registros obtidos no bioma Amazônico, em período semelhante.

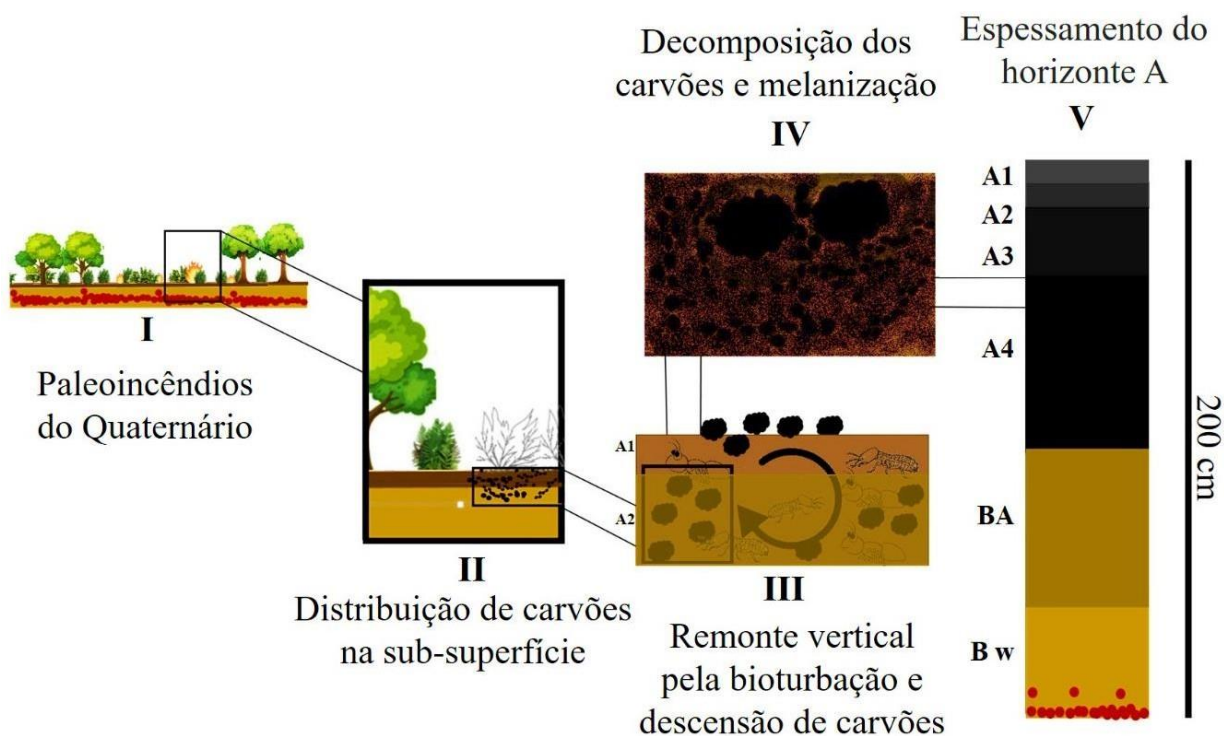
Nesse sentido, não restam dúvidas sobre a incidência de paleoincêndio em Areia e a decomposição desses carvões influenciou na gênese e espessamento do horizonte húmico. A Adição, transformação e translocação de carvões se dá principalmente pela fauna do solo, que aliados a decomposição originaram complexos organo-minerais no horizonte. No esquema é possível correlacionar como os carvões influenciaram na gênese e espessamento do horizonte húmico em Areia (Figura 27).

No estágio I quando a vegetação passou por possível savanização durante o Holoceno Médio decorrente de um período seco como foi relatado Gouveia et al. (2005) e Pessenda et al. (2010).

No estágio II e III, a fauna do solo distribui os fragmentos de carvão no solo e ao mesmo tempo translocam. Essa ação da fauna no solo é relatada por Soubiès (1979, 1980). No estágio IV, por regurgitação ou excreção pela fauna os carvões se decompõem predominantemente pela via perimetral solo, e além disso, cupins e outros insetos também são capazes de degradar a lignina decorrente da presença de microorganismos em sua flora intestinal. Também no estágio IV já se tem a melanização que é característico do horizonte húmico (Silva e Vidal-Torrado, 1997). E no estágio V já se tem o horizonte espessando-se.

Ainda segundo Silva e Vidal-Torrado (1997), acrescentam que a estabilidade desses solos se dá pela ligação húmus-argila, o escurecimento se dá pela produção de microagregados biológicos e o espessamento se dá pela construção de canais e cavidade em profundidade pela fauna com migração de substâncias pré-húmicas e modificação para húmus em profundidade.

Figura 27. Esquema de atuação de fragmentos de carvões na gênese do Latossolo humico.



Segundo Justi et al. (2017), o grau de decomposição dos carvões está intimamente ligado a profundidade, quanto mais profundo mais descomposto. Os efeitos da degradação de carvões na MOS no Cerrado brasileiro, identificados por meio de pirólise associada à cromatografia gasosa com espectrometria de massa, evidenciam que na fração leve livre os carvões estão intactos, mais degradados na fração leve oclusa, e muitíssimo mais degradado nas frações extraídas com ácidos que são resíduos, compatível com a fração humina, e que representa 80% do carbono do solo.

Marques et al. (2015), identificou que os carvões transcolados para a subsuperfície do solo pela fauna, resulta em uma contribuição relativamente alta de compostos mais complexos como naftaleno, 2-etenilnaftaleno, fenantreno, benzeno, dibenzofurano e benzonitrila em comparação com outros hidrocarbonetos poliaromáticos em carvão relativamente fresco.

Acreditamos que houve influência da melanização promovida pela decomposição dos carvões também atuou no espessamento do horizonte, acreditamos que a textura tendenciosamente média advinda do material de origem arenito facilitou a percolação vertical das substâncias húmicas criando um revestimento orgânico sobre os agregados e escurecimento. Tal hipótese corrobora com Araújo et al. (2015;2017) que correlacionaram que Latossolos de textura média do agreste Pernambuco acumulam mais carbono orgânico em

profundidade devido o espessamento do horizonte A húmico ser favorecido pela textura, uma vez que a fração areia confere menor energia de ligação com os componentes orgânicos, favorecendo a penetração da MOS em profundidade.

Além disso, constata-se que o perfil de Areia é o mais intemperizado dos perfis estudados e isso é corroborado pelos maiores teores de Al^{3+} e menor soma de base (SB), maior saturação por alumínio (m). Isso poderia explicar o maior acúmulo de matéria orgânica no horizonte húmico, que pode estar relacionado com menores valores de pH e maiores concentrações de Al^{3+} trocável.

Tal observação também foi constatada por Araújo et al. (2015;2016) em Latossolo húmico do agreste de Pernambuco. Tal relação é interessante, segundo Berthelin et al., (1994) e Pérez et al., (2007), uma vez que cátions Al^{3+} e Fe^{2+} podem substituir o Ca^{2+} durante a formação de complexos húmicos, como a fração humina.

3.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A assembleia de fitólitos é similar nos três perfis, porém mais intensa no Latossolo A húmico de Areia, que reflete a dinâmica de decomposição vegetal que existiu. O início da gênese do A húmico tem sinal isotópico $-19C$, que é um sinal de mistura, possivelmente com mais $C3$ e atrelada a incêndios. Corrobora esta analogia os autores que indicam que aos 6 mil anos A.P., houveram incêndios florestais em todos os biomas (savanização) devido clima mais seco. Por ventura o fogo foi um aliado à formação do A húmico através da melanização e espessamento favorecidos pela textura.

3.5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER, AZIZ NACIB. O nordeste brasileiro e a teoria dos refúgios. *Trópico e Meio Ambiente*, 24: 35-61. Anais do Seminário de Tropicologia. Recife: Massangana, 2002.

ALEXANDRE A., MEUNIER J-D., LÉZINE A.M., VINCENS A., SCHWARTZ D. Phytoliths: indicators of grassland dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 136:213-229. 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*, 51:187-194. 1999.

ALVARES, C.A., STAPE, J.L., SENTELHAS, P.C., GONÇALVES, J.L.M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013.

ARAUJO, J. K. S.; SOUZA JUNIOR, V. S.; MARQUES, F.A.; VORONEY, P.; SOUZA, R.A. da S.; Corrêa, M.M.; CAMARA, E. R. G. . Umbric Ferralsols along a climosequence from the Atlantic coast to the highlands of northeastern Brazil: Characterization and carbon mineralization. *Geoderma (Amsterdam)* , v. 293, p. 34-43, 2017.

Araújo-Júnior, H.I.; Porpino, K.O. & Bergqvist, L.P. Vertebrate taphonomy and paleoecology in an Upper Pleistocene tank deposit of Paraíba, Brazil: taphonomic modes, 113 evidence of temporal and spatial resolutions and paleoecological patterns of the Brazilian Intertropical Region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2015.

BARBONI, D., BREMOND, L., BONNEFILLE, R. Comparative study of modern phytolith assemblages from inter-tropical Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 246, p. 454-470. 2007.

BARBONI, D.; BONNEFILLE, R.; ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J.D. Phytoliths as paleoenvironmental indicators, West Side Middle Awash Valley Ethiopia. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoeecology*, v. 152, n. 1, p.87– 100, 1999.

BEHLING, H. Late Quaternary vegetation; climate and fire history from the tropical mountain region of Morro de Itapeva, SE Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129: 407-422., 1997a.

BEHLING, H. Late glacial and Holocene vegetation, climate and fire history inferred from Lagoa Nova in the southeastern Brazilian lowland. *Vegetation History and Archaeobotany*, 12: 263-270., 2003.

BEHLING, H. Late Quaternary vegetation, climate and fire history of the Araucaria Forest and campos region from Serra Campos Gerais, Paraná State (south Brazil). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 97: 109-121., 1997b.

BEHLING, H.; ARZ, H.W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in southeastern Brazil, inferences from the marine cores GeoB3229-2 and GeoB3202-1. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179: 227-243., 2002.

BEHLING, H.; LICHTÉ, M. Evidence, of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical Southeastern Brazil. *Quaternary Research*, 48: 348- 358., 1997.

BERGQVIST, L. P. . Jazimentos pleistocênicos do estado da Paraíba e seus fósseis.. *Revista Nordestina de Biologia* , João Pessoa, v. 8, n.2, p. 143-158, 1993.

BERTHELIN, J., LEYVAL, C., & TOUTAIN, F. Biologie des sols: rôle des organismes dans l'altération et l'humification. In: M. Bonneau, & B. Souchier (Eds.), *Pédologie*. 2. Constituants et propriétés du sol. pp. 143-211. Paris: Masson, 1994.

BIGARELLA, J.J., ANDRADE-LIMA, D. & RIEHS, P.J. Considerações a respeito das mudanças paleoambientais na distribuição de algumas espécies vegetais e animais no Brasil. *Anais Acad. Bras. Ci.* 47:411-464.1975.

BONDAR, G. *Palmeiras do Brasil*. Instituto de Botânica de São Paulo, São Paulo. 159p., 1964.

BREMOND, L.; ALEXANDRE, A.; WOOLLER, M.J.; HÉLY, C.; WILLIAMSON, D.; SCHÄFER, P.A.; MAJULE, A.; GUIOT, J. Phytolith indices as proxies of grass subfamilies on East African tropical mountains. *Global and Planetary Change*, v. 61, p. 209–224, 2008.

BUSSAB, W. DE O; MIAZAKI, E. S; ANDRADE, D. Introdução à análise de agrupamentos. 9º Simpósio Nacional de Probabilidade e Estatística (Sinape). São Paulo. Associação Brasileira de Estatística, 105 p. 1990.

CALEGARI, M. R. ; M, M.; VIDAL-TORRADO, P.; PESSENDA, L. C. R. ; MARQUES, F. A. . Combining phytoliths and soil organic matter in Holocene palaeoenvironmental studies of tropical soils: The example of an oxisol in Brazil. *Quaternary International*, v. 287, p. 47-55, 2013.

CALEGARI, M. R. Ocorrência e significado paleoambiental do Horizonte A húmico em Latossolos. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 2008.

CARCAILLET, C. et al; Holocene Biomass Burning and Global Dynamics of the Carbon Cycle, *Chemosphere*, v. 49, p. 845-863, 2002.

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.

COE, H. H. G.; CHUENG, K. ; GOMES, J. G. . Reconstituições da Vegetação e Inferências de Paleoclimas através da Utilização dos Indicadores Fitólitos e Isótopos de carbono. Exemplos de Estudos no Brasil. Revista GeoNorte , v. 1, p. 248-261, 2012.

COE, H. H. G.; DIAS, R. R.; RICARDO, S. D. F. ; SOUSA, L.O.F. . Palaeoclimatic Reconstruction of Areas of the Caatinga Biome, Northeast Brazil. In: INQUA 2019, 2019, Dublin. INQUA 2019, 2019.

COE, H. H. G.; RICARDO, S. D. F. ; SOUSA, L.O.F. ; DIAS, R. R. . Caracterização de fitólitos de plantas e assembleias modernas de solo da Caatinga como referência para reconstituições paleoambientais. In: XVI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2017, Bertioga. Anais do XVI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2017.

COE, H.E.G.; OSTERRIETH. M.; HONAINÉ, M.F. Phytoliths and their applications. In: COE, H.E.G.; OSTERRIETH. M. (Org.) Synthesis of some phytolith studies in South America (Brazil and Argentina), Botanical Research and Practices. New York:Nova, p.1-26, 2014.

CORRÊA, M. M.; ANDRADE, F. V. de.; MENDONÇA, E. S.; SCHAEFER, C. E. G. R.; PEREIRA, T. T. C.; ALMEIDA, C. C. Ácidos orgânicos de baixo peso molecular e ácidos húmicos e alterações em algumas propriedades físicas e químicas de Latossolos, Plintossolo e Neossolo Quartzarênico. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, v. 32, 2008.

DIESTER-HAASS, L., SCHRADER, H.J., THIEDE, J. Sedimentological and paleoclimatological investigations of two pelagic ooze cores off Cape Barbas, North- West Africa. Meteor Forshungsergebnisse v.16, p.19-66, 1973.

DRANSFIELD, J.; UHL, N.W.; ASMUSSEN, C.B.; BAKER, W.J.; HARLEY, M.M. & LEWIS, C.E. Genera Palmarum: the evolution and classification of palms. Kew Publishing, Royal Botanical Garden, Londres. 732p., 2008.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). Sistema brasileiro de classificação de solos. 4. ed. – Rio de Janeiro: EMBRAPA-SPI, 306 p., 2018.

FARIÑA, R. A; VIZCAÍNO, S. F; BARGO, M. S. Body mass estimations in Lujanian (Late Pleistocene – Early Holocene of South America) mammal megafauna. Mastozoologia Neotropical, v. 5, n 2, p. 87-108, 1998.

FERREIRA, B.; CORREA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F. Depósitos eólicos inativos do sub-médio São Francisco, evidências de atividade eólica durante o Pleistoceno, Pernambuco, nordeste do Brasil. *Sociedade & Natureza*, v. 25, n. 2., 2013.

FREDLUND G.G., TIESZEN L.T. Modern phytolith assemblages from the North American great plains. *Journal of Biogeography*, 21:321-335. 1994.

GARCIA, M.J.; DE OLIVEIRA, P.E.; SIQUEIRA, E.; FERNANDES, R.S.A. Holocene vegetational and climatic record from the Atlantic rainforest belt of coastal State of São Paulo, SE Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 131: 181-199., 2004.

GOUVEIA, S.E.M. ; PESSEDA, L.C.R. ; BENDASSOLLI, J.A. ; ARAVENA, R. ; RIBEIRO, A.S. ; SAIA, S.E.M.G. ; VEDOVETO, M. . Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no nordeste do Brasil através dos isótopos do carbono da matéria orgânica dos solos e fragmentos de carvão.. In: X Congresso da ABEQUA, 2005, Guarapari, 2005.

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

HENDERSON, A.; GALEANO, G. & BERNAL, R. Field guide to the palms of the Americas. Pinceton University Press, New Jersey. 363p. 1995.

JACKSON, M.L. Soil chemical analysis: a advanced course. 2 ed. Madison: Wisconsin, 2005. 930p.

JUSTI, M.; SCHELLEKENS, J.; CAMARGO, P. B BARBOSA; VIDAL-TORRADO, P. Long-term degradation effect on the molecular composition of black carbon in Brazilian Cerrado soils. *ORGANIC GEOCHEMISTRY*, p. 196-209, 2017

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

LORENTE F.L., PESSEDA L.C.R. CALEGARI M.R., COHEN M.C.L., ROSSETTI D., GIANNINI P.C.F., BUSO JR. A.A., CASTRO D.F., FRANÇA M.C., BENDASSOLLI J.A., MACARIO K. Phytoliths as indicators of environmental changes during the Holocene in the northern coast of the Espírito Santo State (Brazil). *Quaternary and Environmental Geosciences*, 2015.

LORENZI, H. Geonoma. In: Lorenzi, H.; Noblick, L.R.; Kahn, F. & Ferreira, E. *Flora brasileira: Arecaceae (Palmeiras)*. Instituto Plantarum, Nova Odessa. Pp. 214-255., 2010.

MACFADDEN, B. J. Diet and habitat of toxodont megaherbivores (Mammalia, Notoungulata) from the late Quaternary of South and Central America. *Quaternary Research*, v. 64, p. 113-124, 2005.

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

MARQUES, F.A. Matéria Orgânica de Latossolos com horizonte A húmico. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo. 2011.

MARQUES, F.LÁVIO ADRIANO. ; BUURMAN, P.eter ; SCHELLEKENS, J.UDITH ; VIDAL-TORRADO, P.ablo . Molecular chemistry in humic Ferralsols from Brazilian Cerrado and forest biomes indicates a major contribution from black carbon in the subsoil. *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis (Print)*, v. 113, p. 518-528, 2015.

MARTINEZ, P., SILVA, L.C.R., CALEGARI, M.R., DE CAMARGO, P.B., VIDAL-TORRADO, P. & KLEBER, M. Carbon stocks in umbric ferralsols driven by plant productivity and geomorphic processes, not by mineral protection. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2021.

MEDEIROS, J. F; CESTARO, L. A. As diferentes abordagens para definir brejos de altitude, áreas de exceção do nordeste brasileiro. *Sociedade e Território – Natal*. Vol. 31, N. 2, p. 97–119, 2019.

MEHRA, O.P. AND JACKSON, M.L. Iron Oxide Removal from Soils and Clay by a Dithionite-Citrate System Buffered with Sodium Bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, 7, 317-327, 1960.

MULHOLLAND S.C. Phytolith shape frequencies in North Dakota grasses: a comparison to general patterns. *Journal of Archaeological Science*, 16: 489-511, 1989.

NEUMANN, K.; STRÖMBERG, C.A.E.; BALL, T.; ALBERT, R.M.; VRYDAGHS, L.; CUMMINGS, L.S. International Code for Phytolith Nomenclature (ICPN) 2.0. *Ann. Bot.* 124 (2), 189– 199. 2019.

NUNES, R. ; ESPINDOLA, C. R. . Morfologia, Granulometria e Químicas dos Solos de Superfícies Terciárias do Rio Grande do Norte. *Geociências*, v. 12, n.2, p. 493-502, 1993.

OLIVEIRA, F. S. de; VARAJÃO, A. F. D. C.; VARAJÃO, C. A. C.; BOULANGÉ, B.; COSTA, J. L. G.; VESSANI, L. A. Alteração supergênica e morfogênese tropical no complexo máfi co-ultramáfi co acamado de Barro Alto, Go. *Geociências, UNESP*, v. 28, n. 3, p. 255-272, 2009.

OLIVEIRA, J. T.; MOREAU, A. M. S.S.; PAIVA, A.Q.; MENEZES, A. A.; COSTA, O. V. Características físicas e carbono orgânico de solos sob diferentes tipos de uso da terra. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v. 32, n. especial, p. 2821-2829, 2008.

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

PARR J.F., WATSON L. Morphological characteristics observed in the leaf phytolith of select gymnosperms of Eastern Australia. In Madella M., Zurro D. (eds). *Plants, people and places: Recent Studies in phytolithic analysis*, Oxbow Books, Oxford. 272p. 2007.

PÉREZ, D. V., Alcantara, S., Ribeiro, C. C., Pereira, R. E., Fontes, G. C., Wasserman, M. A., Venezuela, T. C., Meneguelli, N. A., Macedo, J. R., & Barradas, C. A. A. Composted municipal waste ejects on chemical properties of a Brazilian soil. *Bioresource Technology*, 98(3), 525-533. 2007.

PESSENDA, L. C. R. . Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. *Quaternary International*, v. 114, p. 35-43, 2004.

PESSENDA, L. C. R.; Gouveia, S.E. M.; Ribeiro, A.S; Oliveira, P. E.; ARAVENA, R. Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in northeastern Brazil determined from carbon isotopes and charcoal records in soils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* , v. 297, p. 597-608, 2010.

PIPERNO D. R. *Phytoliths: a comprehensive guide for archaeologists and paleoecologists*. Oxford: AltaMira Press, 238 p, 2006.

PIPERNO D.R. The Status of Phytolith Analysis in the American Tropics. *Journ. World Prehist.*, 5(2):155-191, 1991.

Raitz E. Coleção de referência de fitólitos da flora do Sudoeste do Paraná: Subsidio para estudos paleoambientais. Dissertação. Unioeste. 2012.

RAMOS,D. A. M. C. R. Contribuição da análise de fitólitos para a reconstrução paleoambiental na lagoa do uri, semiárido de Pernambuco. Tese de doutorado. Universidade Federal de Pernambuco, 2019.

RANULPHO, R. Fitólitos em depósitos de colúvio do Quaternário superior na face Nordeste da bacia sedimentar do Araripe/CE: significado paleoambiental. Tese de doutorado. Universidade Federal de Pernambuco, 2016.

RAVEN, J.A. Silicon transport at the cell and tissue level. In: DATNOFF LE. et al. (Ed.). *Silicon in agriculture*. The Netherlands: Elsevier Science, 403p., 2001.

RICARDO, S. D. F.; COE, H. H. G.; DIAS, R. R.; SOUSA, L. O. F.; GOMES, E. Reference collection of plant phytoliths from the Caatinga biome, Northeast Brazil. *FLORA*, v. 249, p. 1-8, 2018.

SILVA, A.C.; VIDAL TORRADO, P. Gênese dos Latossolos húmicos e sua relação com a evolução da paisagem numa área cratônica do Sul de Minas Gerais. *R. Bras. Ci. Solo*, 23:329-341, 1999.

SILVA, D.G. reconstrução da dinâmica geomorfológica do semiárido brasileiro no Quaternário superior a partir de uma abordagem multiproxy. Tese de doutorado. Universidade Federal de Pernambuco, 2013.

SINGH, M., SARKAR, B., SARKAR, S., CHURCHMAN, J., BOLAN, N., MANDAL, S., MENON, M., PURAKAYASTHA, T.J., BEERLING, D.J., Chapter twostabilization of soil organic carbon as influenced by clay mineralogy. *Adv. Agron.* 148, 33–84, 2018.

SOLLINS, P., HOMANN, P.S., & CALDWELL, B.A. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma*, 74, 65-105. 1996.

SOUBIÈS, F.Existence d'une phase sèche en Amazonie brésilienne datée par la présence de charbons dans les sols (6000-3000 ans B.P.). *Cahiers ORSTOM. Serie Géologie*, v.11, n.1, p.133-148. 1979.

SOUBIÈS, F.Existence d'une phase sèche en Amazonie brésilienne datée par la présence de charbons dans les sols (6000-3000 ans B.P.). *Cahiers ORSTOM. Serie Géologie*, v.11, n.1, p.133-148. 1980.

TABARELII, M.; SANTOS, M. M. A. Uma breve descrição sobre a história natural dos brejos nordestinos. In: PORTO, K. C.; CABRAL, J. J. P.; TABARELII, M. Brejos de altitude em Pernambuco e Paraíba: história natural, ecologia e conservação. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2004. p.111-122. (Série Biodiversidade, 9).

TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. Manual de métodos de análise de solo. 2017, 402p.

TOMBÁČZ, E.; LIBOR, Z.; ILLÉS, E.; MAJZIK, A.; KLUMPP, E. The role of reactive surface sites and complexation by humic acids in the interaction of clay mineral and iron oxide particles. *Organic Geochemistry, Bristol*, v. 35, p. 257-267, 2004.

TRAVASSOS, I. S. O Sertão em travessia : interpretação paleogeográfica da desertificação. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2019.

TWISS P.C. Grass opal phytoliths as climatic indicators of the Great Plains Pleistocene. In: JOHNSON W.C. (eds) Quaternary Environments of Kansas. Kansas Geological Survey Guidebook, EUA, 179-188p. 1987.

TWISS, P.C., SUESS, E. & SMITH, R.M. Morphology classification of grass phytoliths. Proceedings of Soil Science Society of America, 33: 109-115.1969.

TWISS, P.C., SUESS, E., SMITH, R.M. Morphological classification of grass phytoliths. Soil Science society of America Proceedings, v.33, p.109-115, 1969.

TWISS, P.C.. Predicted world distribution of C 3 and C 4 grass phytoliths. In Phytolith systematics (pp. 113-128). Springer, Boston, MA., 1992.

WALKLEY, A. & BLACK, I.A. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. Soil Sci., 37:29-38, 1934.

YU, M.; WANG, Y.; JIANG, J.; WANG, C.; ZHOU, G.; YAN, J. Soil organic carbon stabilization in the three subtropical forests: Importance of clay and metal oxides. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 124. 2019.