**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Relações pedogênese, material de origem e mudanças climáticas
do Quaternário em área de transição floresta-savana em Roraima**

Anna Bárbara de Souza Cruz

Tese apresentada para obtenção do título de
Doutora em Ciências. Área de concentração: Solos
e Nutrição de Plantas

**Piracicaba
2019**

Anna Bárbara de Souza Cruz
Bacharel em Agronomia

**Relações pedogênese, material de origem e mudanças climáticas do
Quaternário em área de transição floresta-savana em Roraima**

versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011

Orientador:
Prof. Dr. **PABLO VIDAL TORRADO**

Tese apresentada para obtenção do título de
Doutora em Ciências. Área de concentração: Solos
e Nutrição de Plantas

Piracicaba
2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA – DIBD/ESALQ/USP

Cruz, Anna Bárbara de Souza

Relações pedogênese, material de origem e mudanças climáticas do Quaternário em área de transição floresta-savana em Roraima / Anna Bárbara de Souza Cruz. - - versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011. - - Piracicaba, 2019.

84 p.

Tese (Doutorado) - - USP / Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz".

1. Espodossolo 2. Podzolização 3. Duripã 4. Micromorfologia I. Título

DEDICATÓRIA

Dedico esse trabalho aos meus familiares, que verdadeiramente se alegraram com minhas conquistas até aqui, que mesmo em meio à distância e separações sempre estiveram presentes ao meu lado de maneira espirituosa e amiga. À minha mãe Josina Santos Chaves e aos meus avós Maria Odaci e Ismael Chaves em especial.

AGRADECIMENTOS

À Universidade de São Paulo, *campus* ESALQ – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, pela infraestrutura e qualidade docente que muito contribuíram para meu enriquecimento profissional.

Ao CNPq pela bolsa concedida durante o curso.

Ao meu querido orientador Prof. Dr. Pablo Vidal Torrado, sempre disposto a construir o trabalho junto e orientar de verdade, e mais do que isso, por entender nossos dilemas pessoais que muito influenciaram minha trajetória até aqui.

Ao meu professor de iniciação científica e grande amigo Prof. Dr. José Frutuoso do Vale Júnior por ter me iniciado na pedologia desde a graduação e por ter me acompanhado até o doutorado mesmo de longe, mas com a motivação e alegria de sempre.

Ao meu amigo e esposo Prof. Dr. Diego Lima de Souza Cruz, por acompanhar todas as expedições de campo, dando apoio técnico e também pessoal nos momentos necessários.

Ao pesquisador Dr. Peter Buurman pela contribuição valiosa ao acompanhar o primeiro campo em Roraima e à amiga pesquisadora Judith Schellekens por todo suporte técnico nas coletas e amizade pessoal nas horas mais difíceis.

Às amigas Clécia Guimarães e Beatriz Motta, minhas companheiras de casa e estudos, obrigada por tudo que passamos juntas.

Aos meus amigos Mariane Chiapini, Danilo Camelo, Sara Santos, Wander Murilo Alves e Daniela Schievano e Karina Marques, por estarem sempre dispostos à ajudar quando necessário não só nas lutas acadêmicas, mas pessoais. Obrigada.

Aos professores do PPG – Solos e CENA por contribuírem diretamente na minha formação e crescimento.

“Say when, and hence, and who huge Mister Boulder,
And by what wond’rous force hast thou been rolled
here?
Has some strong torrent driven thee from afar,
Or hast thou ridden on an icy car?”

(“Eiszeit” de Schimper (1840))

SUMÁRIO

RESUMO	7
ABSTRACT	8
1. INTRODUÇÃO.....	9
2. REVISÃO DE LITERATURA	11
2.1. Ocorrência de Espodossolos e horizontes endurecidos em Roraima.....	11
2.2. Mudanças climáticas no último máximo glacial e suas influências na formação dos campos de dunas em Roraima.....	13
2.3. Parâmetros granulométricos – base para entendimento do material de origem.....	16
3. MATERIAL E MÉTODOS	19
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	25
4.1 Material de origem dos espodossolos.....	33
4.1.1. Parâmetros granulométricos	33
4.1.2. Micromorfologia	43
4.1.3. Datações por luminescência opticamente estimulada (LOE), ^{14}C e razão isotópica ($\delta^{13}\text{C}$): uma abordagem sobre o início da podzolização.....	46
4.2. Horizonte endurecido	52
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	65
REFERÊNCIAS	67
APÊNDICES	79

RESUMO

Relações pedogênese, material de origem e mudanças climáticas do Quaternário em área de transição floresta-savana em Roraima

A gênese dos Espodossolos na planície hidromórfica amazônica está associada à duas hipóteses principais: primeiro à transformação de uma cobertura argilosa preexistente, cuja dinâmica lateral a podzolização remontante promoveria a dissolução das argilas e deixaria como resíduo o esqueleto quartzoso e segundo, ter sua gênese associada com depósitos de sedimentos aluviais e uma podzolização hidromórfica com importante adição lateral de carbono orgânico dissolvido. Fora das planícies hidromórficas, nas zonas de transição floresta-savana, também há ocorrência de Espodossolos, como ocorre em Roraima, estado no extremo norte da Amazônia brasileira. O que motivou essa investigação foram questões como: a gênese destes solos está associada à transição de uma cobertura argilosa para arenosa ou é proveniente de depósitos arenosos aluvionares passados, assim como ocorre nas planícies hidromórficas? Outra curiosidade é a ocorrência de um horizonte endurecido não cimentado por matéria orgânica nos perfis estudados. A área está situada no centro-leste de Roraima, foram estudadas três sequências com espodossolos e realizadas as seguintes análises: parâmetros granulométricos, datação ^{14}C , análise isotópica ($\delta\text{C}13$), luminescência opticamente estimulada (LOE) e micromorfologia. A matéria orgânica (MO) apresentou idade de 1620 ± 29 AP, o resultado calibrado foi de 1538-1381 anos cal AP (95.4%) e a razão isotópica de $-26,66 \pm 0,24$ ‰, evidenciando o predomínio de plantas de ciclo fotossintético C3. A idade desses depósitos foi de 57.300 ± 6.940 anos para a base do Bhm e de 21.100 ± 1.870 anos para o topo. Foi possível ver processos de degradação da MO no topo do Bh e avanço do horizonte E, além de processos de pedoturbação, evidenciados pela distribuição alinhada de grãos e MO polimórfica nos preenchimentos. Os grãos possuem arredondamento subangular, mostrando que houve transporte. O relevo e o tempo foram os dois fatores de formação mais atuantes para a conformação atual da paisagem na área estudada. A deposição dos sedimentos ocorreu em função de fortes ventos no período seco no último máximo glacial, transportando sedimentos fluviais da bacia do médio Rio Branco, que por sua vez, foram depositados nas áreas de relevo plano e com ocorrência de depressões. Essa agradação é pleistocênica e ocorre até o último máximo glacial, que foi o período mais intenso de deposição. Após a estabilização dos campos dunares, oscilações climáticas sazonais favoreceram o estabelecimento da vegetação e podzolização. Essas oscilações também favoreceram a formação do duripã com a deposição de sílica. Atualmente está ocorrendo um processo de degradação do horizonte endurecido (duripã) em função do rebaixamento do lençol freático nas áreas de topo.

Palavras-chave: Espodossolo; Podzolização; Duripã; Micromorfologia

ABSTRACT

Pedogenesis, source material and quaternary climate changes in forest-savanna transition area in Roraima

The genesis of the Spodosols in the Amazonian hydromorphic plain is associated with two main hypotheses: first, the transformation of a preexisting clayey layer, whose lateral dynamics and the present podzolization would promote the clay dissolution and leave a quartz skeleton as a residue, and the second hypotheses, to have its genesis associated of alluvial sediments deposits and a hydromorphic podzolization with important lateral addition of dissolved organic carbon. Outside the hydromorphic plains, in forest-savanna transition zones, there is also occurrence of Spodosols, as occurs in Roraima, state at the extreme north of the Brazilian Amazon. The motivation of this investigation were the following questions: is the genesis of these soils associated with the transition from a clayey to a sandy soil cover or is it from past alluvial sandy deposits, just as it occurs in the hydromorphic plains? Another curiosity is the occurrence of a hardened horizon not cemented by organic matter in the studied profiles. The area is located in the center-east of Roraima, three sequences were studied with Spodosols and the following analyzes were performed: granulometric parameters, ^{14}C dating, isotopic analysis ($\delta^{13}\text{C}$), optically stimulated luminescence (OSL) and micromorphology. The organic matter (OM) presented an age of 1620 ± 29 (BP), the calibrated result was 1538-1381 years (BP) lime (95.4%) and the isotopic ratio of -26.66 ± 0.24 ‰, evidencing the predominance of C_3 photosynthetic cycle plants. The age of these deposits was $57,300 \pm 6,940$ years for the Bhm base and $21,100 \pm 1,870$ years for the top. It was possible to see processes of degradation of OM at the top of Bh and advance of horizon E, in addition to pedoturbation processes evidenced by the aligned distribution of grains and polymorphic OM in the fills. The grains have subangular rounding, showing that there was transportation. Relief and time were the two most influential formation factors for the current landscape conformation in the studied area. Sediment deposition occurred due to strong winds in the dry period in the last glacial maximum, transporting fluvial sediments from the Rio Branco basin, which in turn were deposited in areas of flat relief and occurring depressions. This pleistocene deposition occurs until the last glacial maximum, which was the most intense deposition period. After stabilization of the dune fields, seasonal climatic oscillations favored the establishment of vegetation and podzolization. These oscillations also favored the formation of the duripan with the deposition of silica. Currently, a process of degradation of the hardened horizon (duripan) is occurring due to the lowering of the water table in the top areas.

Keywords: Spodosols; Podzolization; Duripan; Micromorphology

1. INTRODUÇÃO

Os Espodossolos (EMBRAPA, 2018) ou podzóis (WRB-FAO, 2014) são classes de solos distribuídos em grande parte do Brasil, são caracterizados pela sucessão de três horizontes, primeiro horizonte A, um horizonte superficial, seguido pelo horizonte E eluvial e, por último o horizonte B iluvial, que pode conter, além de fases cristalinas, combinações amorfas de ferro e/ou alumínio associadas à matéria orgânica (MO) e é classificado em função dos compostos iluviais e também do grau de cimentação. Os horizontes espódicos contêm altos teores de MO complexada e fornecem informações sobre sua gênese e evolução na paisagem (LUNDSTRÖM et al., 2000; CHESWORTH & MACIAS-VASQUEZ, 1985; van BREEMEN & BUURMAN, 2002).

Os Espodossolos são formados pelo processo dito podzolização, que é caracterizado pelo transporte de matéria orgânica dissolvida (MOD) em solução, associada ou não a Fe e Al. O transporte, mobilização e imobilização em subsuperfície desses componentes ocorre dos horizontes superficiais para os horizontes subsuperficiais, originando assim os horizontes espódicos (van BREEMEN & BUURMAN, 2002).

Buurman & Jongmans (2005) destacam que as hipóteses de podzolização envolvem três processos, a primeira delas chamada teoria do fulvato, onde ocorre a mobilização de complexos orgânico-metálicos não saturados dos horizontes A ou E, e após isso precipitam no horizonte B em função da saturação do complexo por metais. A segunda é a teoria da proto-imogolita, que envolve o transporte de géis de alofana e proto-imogolita, e posteriormente a sua precipitação no horizonte B e adsorção. Por último, a teoria do fulvato-bicarbonato, nesta hipótese ocorre a formação *in situ* de imogolita/alofana no horizonte Bs por processos de decomposição do ácido carbônico e posterior precipitação de ácidos fúlvicos.

São muitos os fatores que interferem nas transformações da MO, que por sua vez interferem na sua dinâmica. A formação dos Espodossolos está associada à diversas feições e tipos de ambientes, com particular influência das condições de drenagem do solo (BUURMAN & JONGMANS, 2005), cujas variações determinam processos de formação diferenciados e sua velocidade (BUURMAN et al., 2013).

Estudos que abordam a gênese e a evolução das paisagens relacionados aos Espodossolos na Amazônia foram desenvolvidos intensamente no estado do

Amazonas, na Bacia do Rio Negro (KLINGE, 1965; BARDY et al., 2011), com uma área que recobre mais de 300.000 km² frequentemente com transições Latossolo-Espodosolo ou Argissolo-Espodosolo (LUCAS et al., 1987; FRITSCH et al., 2002). Essa transição foi descrita pela primeira vez por trabalhos de Klinge (1965) e depois por Lucas et al. (1987), Righi et al. (1990), Mafra et al., (2002), Nascimento et al., (2004; 2008) que destacam ainda, que estes solos se encontram em várias unidades pedogeomórficas.

Como descrito por Lucas et al., (1984), Righi et al., (1990) e Dubroeuq et al., (1991) a formação destes solos está associada à uma transição de uma cobertura argilosa para podzol, que por sua vez se daria em função da ocorrência da acidólise, que degrada a argila em função dos ácidos orgânicos presentes na MOD. Tais processos pedogenéticos levariam à transformação de solos mais argilosos (como os Latossolos) à uma perda de argila, ligada à acidólise desencadeada pela condição de saturação hídrica. Vários autores corroboram esta hipótese com estudos desenvolvidos nas zonas tropicais úmidas, com trabalhos na África (BRAMMER, 1973; SCHWARTZ, 1987) e América do Sul (KLINGE, 1965; VOLKOFF, 1985).

A gênese desses solos na planície hidromórfica amazônica envolve a transformação de uma cobertura argilosa preexistente, cuja dinâmica lateral hídrica desencadeia processos de dissolução da argila deixando como resíduo apenas material quartzoso. Esta interpretação é corroborada em Dubroeuq et al. (1991), Dubroeuq & Volkoff (1998) e Thomas et al., (1999) e Nascimento et al (2004; 2008).

Além dessa hipótese, a formação destes solos nesta região pode estar relacionada ainda, com os depósitos de sedimentos aluviais e adição intensa de carbono orgânico dissolvido proveniente da floresta (KLINGE, 1965; SOMBROEK, 1984).

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Ocorrência de Espodossolos e horizontes endurecidos em Roraima

Em Roraima, as áreas mapeadas de Espodossolos se concentram na região sul do estado na Bacia do Rio Branco, afluente do Rio Negro, em especial na zona do Parque Nacional do Viruá, onde Mendonça et al. (2013 e 2014), destacam que a formação destes solos também se associa ao processo de acidólise assim como ocorre nas formações da Bacia do Rio Negro.

Uma outra hipótese para entender a formação e evolução desses solos, seria considerar a podzolização a partir de material de origem arenoso e não da transformação pedológica de outros solos. A ocorrência de paleodunas arenosas no entorno da área de estudo sugere ser essa uma hipótese plausível. Essas paleodunas foram mapeadas como fazendo parte da Formação Areias Brancas, com distribuição irregular no estado de Roraima. Estes corpos estão sobrepostos às unidades de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas (REIS et al., 2002, RICKER & HORBE, 2007).

Um depósito de paleodunas, de ocorrência restrita no nordeste do estado de Roraima foi datado pelo método de luminescência opticamente estimulada e indicou idades entre 32,6 mil e 7,8 mil anos AP (CARNEIRO FILHO et al., 2002; 2003). Este dado geocronológico permite sugerir a presença de corredores de ação eólica, durante o último período glacial, com predominância de clima mais seco e sazonal. A origem das areias brancas é associada ao intemperismo de rochas cristalinas ou de arenitos (CARNEIRO FILHO & ZINCK, 1994). Estas rochas foram intemperizadas durante fases paleoclimáticas úmidas (interglaciais) e depois o produto de sua decomposição erodido intensamente durante as fases secas (glaciais), formando depósitos residuais de quartzo com algum feldspato, os quais foram transportados por processos eólicos e atuaram na formação dos depósitos arenosos, que hoje são cobertos por campinas e campinaranas (AB'SABER, 1982; IRIONDO & LATRUBESSE, 1994; CARNEIRO-FILHO et al., 2002). Trata-se de importante registro paleoclimático holocênico-pleistocênico tardio que pode ter tido muita influência na pedogênese.

Outro ponto de investigação que motiva este trabalho, é a ocorrência de horizontes endurecidos (pans ou duripãs) na área de estudo. Os duripãs são

horizontes subsuperficiais com cimentação e elevada densidade, também chamados de pans (WINTERS & SIMONSON, 1951), e mesmo quando submetidos a umedecimento prolongado em água seus fragmentos não se esboroam. Tem sua cimentação associada principalmente a ação da sílica iluvial ocorrendo mais frequentemente em áreas de clima seco (Soil Survey Staff, 2014).

Autores também relacionam ciclos de alternância de umedecimento e secagem aos processos pedogenéticos associados à formação dos duripãs, que favorecem a dissolução e precipitação da sílica e deposição de argila nos poros (LITCHFIELD e MABUTT, 1962).

Mesmo sendo a sílica iluvial o principal componente associado a cimentação forte ou extremamente forte dos duripãs, outros elementos também vêm sendo destacados como tendo papel efetivo na gênese dessa cimentação. Agentes como carbonatos de cálcio, óxidos de ferro e alumínio polimerizado também podem contribuir para essa cimentação (ANDERSON E WHITE, 1958; STEINHARDT & FRANZMEIER, 1979; KARATHANASIS, 1987; ROLIM NETO & SANTOS, 1994; FILIZOLA et al., 2001).

Em estudos no nordeste brasileiro, foi constatado que o Al também tem alto poder de cimentação devido suas altas proporções na matriz do solo quando comparado com a sílica, o que evidencia a forte relação desse elemento com a cimentação desses horizontes (RODRIGUES SILVA & LEPRUN, 1997; ROMERO et al., 2003). Também nesta região, Silva et al. (1997) relataram a forte contribuição do alumínio na forma de hidroaluminossilicatos como o principal agente de endurecimento, porém na maior parte de descrições de duripãs a sílica ainda permanece como componente de maior contribuição.

Duripãs também estão associados à solos arenosos, como os espodossolos, e por sua vez tem seu endurecimento associado à complexos de alumínio e matéria orgânica, com ou sem ferro associado a estes (MCKEAGUE & WANG, 1980). Outros trabalhos também trazem a associação do alumínio com endurecimento desses horizontes (ANDERSON e WHITE, 1958; NETTLETON et al., 1968; HALLMARK & SMECK, 1979; DUNCAN & FRANZMEIER, 1999).

Os agentes associados à gênese do duripã e sua forte cimentação ainda são muito discutidos, podendo ou não estar associados uns aos outros ou atuarem isoladamente, como no caso da sílica iluvial. Diante disso, surge também a

motivação para investigar qual o agente ou agentes cimentantes relacionados ao endurecimento dos horizontes duripãs nesta sequência de Espodossolos.

A conformação da paisagem atual de Roraima é muito diversa e peculiar dentro do território brasileiro e é neste contexto que o trabalho foi desenvolvido, em um ecótono savana-floresta. A diversidade geomorfológica de Roraima varia desde terrenos muito baixos e planos (sul do Estado) até relevos muito movimentados que ocorrem no norte e nordeste do Estado (COSTA et al., 1996).

Todas essas feições do relevo em conjunto com os demais fatores de formação, contribuiu para dar origem a um mosaico complexo de solos, dentre eles os Espodossolos, que apesar de se concentrarem na região sul do Estado, também ocorrem como manchas isoladas no centro-leste e nordeste de Roraima, em áreas grandes e contínuas com vegetação de Campinarana. A gênese dos Espodossolos da zona de transição floresta-savana de Roraima ainda não está bem esclarecida, podendo estar associada à transição de uma cobertura mais argilosa para Espodossolo ou à depósitos arenosos aluvionares ou eólicos e posterior início da podzolização.

Diante dessa geodiversidade e ausência de estudos aprofundados que elucidem de fato a gênese dos Espodossolos em Roraima, é necessário estabelecer uma cronologia da sequência de eventos que vão desde a deposição do material arenoso (material de origem), instalação da podzolização, formação de horizontes cimentados até a degradação dos horizontes espódicos em função de oscilações climáticas, e dessa maneira compreender os fatores que determinaram a evolução da paisagem.

2.2. Mudanças climáticas no último máximo glacial e suas influências na formação dos campos de dunas em Roraima

O Último Máximo Glacial (UMG) foi marcado por importantes mudanças na paisagem devido ao resfriamento da temperatura nas altas latitudes. Nas áreas tropicais esse período tem sido associado à aridez maior relativa quando comprado à situação climática atual (VAN DER HAMMEN, 1974). O último glacial foi ainda dividido em Glacial Inferior (90.000 a ~75.000 anos AP) e Pleniglacial (~75.000 a ~13.000 AP). O Pleniglacial por sua vez também foi subdividido, sendo Pleniglacial Inferior (~75.000 a ~60.000 AP), Pleniglacial Médio (~60.000 a ~28.000 AP) e

Pleniglacial Superior (~28.000 a ~13.000 AP) (LIMA-RIBEIRO, 2006), dessa maneira a deposição desses sedimentos iniciou no Pleniglacial Médio para as idades mais antigas (57 e 43 anos AP) e se estenderam até o Pleniglacial Superior (21 e 13 anos AP), que enquadraram esses últimos registros de deposição dentro do último máximo glacial (UMG ~23.000 a ~18.000 anos).

Estudos em campos de dunas em Roraima realizados por Zular (2016) confirmam essas evidências de deposições dunares nesta região do médio Rio Branco; o autor destaca que esses campos de dunas tiveram suas máximas taxas de acumulação no último máximo glacial por volta de 23 mil anos AP e persistiu até cerca de 1 mil anos AP, e esse mesmo autor diz que a deposições com idades mais antigas indicam o início da deposição e as mais recentes indicam fases de estabilização dunar.

Os campos de dunas eólicas, sejam elas formadas com aporte de sedimentos associados ao intemperismo de rochas ou sedimentos fluviais, sendo estes últimos a fonte que se enquadra com os dados deste trabalho, também podem ser o material de origem para a formação desses Espodossolos. No extremo norte da Amazônia brasileira, estado de Roraima, autores relatam a ocorrência de paleodunas arenosas com distribuição irregular nesta região durante o último período glacial (REIS et al., 2002, RICKER & HORBE, 2007), sugerindo a presença de corredores de ação eólica com predominância de clima mais seco e sazonal, formando depósitos de material arenoso, que hoje são cobertos por campinas e campinaranas (CARNEIRO FILHO et al., 2003; AB'SABER, 1982; IRIONDO & LATRUBESSE, 1994; CARNEIRO-FILHO et al., 2002). Trata-se de importante registro paleoclimático holocênico-pleistocênico tardio que pode ter tido muita influência na pedogênese desses solos.

Registros regionais de Deplazes et al., (2013) e Perterson et al., (2000) corroboram as idades de agradação e estabilização encontradas neste trabalho, visto que pontuam períodos sazonais mais secos com ocorrência de eventos abruptos de maior precipitação entre o último máximo glacial (UMG) e o início do Holoceno, com ocorrência de um período muito mais seco durante o H1.

Essa alternância de períodos secos e úmidos foi importantíssima na formação dos campos dunares nesta região, visto que os períodos úmidos foram essenciais para suprir sedimentos arenosos ao Rio Branco, os quais estariam disponíveis para transporte eólico na fase seca subsequente, com presença de ventos mais fortes

(ZULAR, 2016) e a estabilização desses campos de dunas foi beneficiada pela ocorrência de ventos reduzidos e pluviosidade mais intensa, iniciada por volta de 17.000 anos atrás com o evento H1 e persistente durante todo o Holoceno (ZULAR, 2016).

Depósitos de origem eólica com orientação NE-SW também foram relatados na bacia sedimentar de Boa Vista, norte da Amazônia, nas proximidades da área onde foi desenvolvido este estudo (CARNEIRO FILHO & ZINCK, 1994; LATRUBESSE & NELSON, 2001).

Teeuw e Rhodes (2004) também efetuaram datações LOE em outro campo de dunas a norte da cidade de Boa Vista - Roraima, e constaram período de atividade eólica de 15.100 até 1.320 anos AP.

Trabalhos de Servant et al. (1993), Latrubesse e Ramonell (1994), Carneiro Filho et al. (2002), Bush et al. (2002), Bush & Silman (2004) e Teeuw & Rhodes (2004) apontam para o deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) durante o Pleistoceno Tardio e Holoceno, evento que teria tido, grande influência sobre o clima nesse intervalo de tempo e em trabalho mais recente confirmado por Zular (2016).

De acordo com SCHOBENHAUS et al. (2004) 27,20% da Amazônia Brasileira é constituída por terrenos quaternários correspondentes, em grande parte, às chamadas terras baixas amazônicas como mostra o mapa na **Figura 1**. Porém a maioria é constituída por depósitos originados de processos fluviais como descrito por Riker & Horbe (2007), e, secundariamente, coluviais e eólicos (LATRUBESSE, 2003), sendo estes últimos os descritos neste trabalho.

Figura 1: Distribuição de depósitos quaternários na Amazônia Legal brasileira, destacados em escala de cinza e pontuação vermelha da área de estudo deste trabalho. Fonte: SCHOBENHAUS et al. (2004).

2.3. Parâmetros granulométricos – base para entendimento do material de origem

O diâmetro médio das areias é representado pela média, que fornece a tendência central do tamanho médio dos grãos de areia, ou seja, a classe granulométrica mais frequente, que por sua vez fornece dados sobre a energia cinética média do agente de deposição (FOLK & WARD, 1957).

Segundo classificação de Wentworth (1922) citada por Folk & Ward (1957), na escala Phi, as areias podem ser classificadas como: 0,0 a -1,0 - areia muito grossa; 1,0 a 0,0 - areia grossa; 2,0 a 1,0 - areia média; 3,0 a 2,0 - areia fina; 4,0 a 3,0 - areia muito fina.

O grau de seleção das areias é um parâmetro mensurado pelo desvio padrão, que por sua vez, é uma medida de dispersão e representa o grau de seleção dos grãos de areia, definindo o nível de espalhamento dos dados em torno da média (FOLK & WARD, 1957), traduz a constância ou irregularidade dos níveis energéticos, dando elementos para inferir as condições de transporte e deposição.

Os dados obtidos com esse parâmetro são classificados de acordo com uma escala qualitativa sugerida por Folk & Ward (1957), onde: σ_I menor que 0,35 – muito bem selecionado; 0,35 a 0,50 – bem selecionado; 0,50 a 1,00 – moderadamente selecionado; 1,00 a 2,00 – mal selecionado; 2,00 a 4,00 – muito mal selecionado e σ_I maior que 4,00 – extremamente mal selecionado.

E por fim, o grau de assimetria das areias, que é o parâmetro que reflete a assimetria de uma distribuição granulométrica e traduz o grau de desvio das frações arenosas em relação à média, ou seja, indica a predominância da fração fina ou grossa em relação à porção central (FOLK & WARD, 1957). Um valor positivo para assimetria indica um excesso de partículas finas, em contraste, uma assimetria negativa significa um excesso de partículas mais grossas, já as curvas simétricas, ocorrem quando os sedimentos são constituídos por material fino e grosso em proporções iguais ou semelhantes (SUGUIO, 1973).

A assimetria é o parâmetro granulométrico que melhor caracteriza o ambiente, principalmente quanto ao nível energético do mesmo (MABESOONE, 1968) e Folk & Ward (1957), sugerem uma escala qualitativa para a descrição do grau de assimetria dos sedimentos, onde: Sk_I entre -1,00 a -0,30 = assimetria muito negativa; -0,30 a -0,10 = assimetria negativa; -0,10 a +0,10 = aproximadamente simétrica; +0,10 a +0,30 = assimetria positiva e; +0,30 a +1,00 = assimetria muito positiva.

Possui estação seca e chuvosa bem definidas, com precipitação média anual de 1500 mm, concentrada entre os meses de maio e julho. A vegetação é caracterizada por um sistema de transição entre floresta-savana, tipicamente composta por campinas e campinaranas como mostra a Figura 3 (CPRM, 2014), regulada por sistemas deposicionais arenosos, que exercem forte controle na distribuição da vegetação atual no norte da Amazônia (ZANI et al., 2012; CREMON et al., 2014; CORDEIRO & ROSSETTI, 2015).

Figura 3: Fotos da área de estudo com presença de morros do embasamento, depressões, áreas gramíneas e arbustos de porte médio com bromélias.

A área está situada no segmento do médio rio Branco, que ocorre sobre rochas pré-cambrianas do Escudo das Guianas e assenta-se no grande domínio estrutural da Guiana Central. Sendo caracterizada pela ocorrência de areias eólicas formadas no Pleistoceno Tardio-Holoceno (CARNEIRO-FILHO et al., 2002) e depósitos predominantemente arenosos (ZANI & ROSSETTI, 2012; ROSSETTI et al., 2012; ROSSETTI et al., 2014 ab).

Este local de estudo está inserido na Suíte Intrusiva do Rio Urubu do Orosiano, se enquadra na Província Tapajós-Parima (SANTOS et al., 2000), caracterizada por complexos granito-gnaiss-migmáticos e granulíticos (CPRM, 2000) com pequenos morros do embasamento. O relevo é representado por superfícies aplainadas retocadas ou degradadas e depressões fechadas com vegetação graminoide. O rio Quitauaú é o principal canal de drenagem da área, sendo ligado à Bacia do Rio Branco em uma distância de 10 km.

Foram escolhidas três topossequências de solos (Figuras 4, 5 e 6) em função do relevo local e geologia. Uma sequência (S1) foi alocada desde o sopé de uma colina sobre embasamento cristalino até a drenagem local que se dá por um afluente do rio Quitauaú. As outras sequências (S2 e S3) foram alocadas em colinas amplas e baixas, situadas sobre materiais essencialmente arenosos, no topo das colinas inclusive. Em cada uma das sequências foram abertas 4 trincheiras que seguiam da parte alta para áreas rebaixadas. A escolha dos locais de abertura das trincheiras foi feita após tradagens sistemáticas procurando definir perfis representativos e as transições laterais entre os solos. A descrição morfológica dos horizontes foi feita de acordo com Santos et al., (2013).

Em todas as amostras de horizontes foram feitas análises químicas e granulométricas de rotina para fins de classificação. Para as análises granulométricas foi seguida metodologia proposta pela EMBRAPA (2011), onde a fração argila foi determinada pelo método do densímetro, a fração areia total por tamisação e o silte pela diferença.

Para as análises de distribuição granulométrica, a fração areia de todos os perfis de solo foi separada em doze frações, sendo correspondente as seguintes malhas de peneiras: 2,0 mm, 1,4 mm, 1,0 mm, 0,71 mm, 0,5 mm, 0,35 mm, 0,25 mm, 0,18 mm, 0,125 mm, 0,09 mm, 0,063mm e 0,038 mm. As amostras foram separadas em agitador elétrico, com agitação em velocidade constante durante 10 (dez) minutos. As porções retidas em cada uma das peneiras foram pesadas separadamente, e a massa em gramas foi utilizada para os cálculos estatísticos.

O diâmetro médio, desvio padrão e assimetria foram usados para avaliar a distribuição, grau de seleção e possível indicação do ambiente de deposição, esses parâmetros seguiram os padrões gráficos de Folk & Ward (1957), todos expressos na escala Phi. A estatística granulométrica foi obtida através do método dos momentos e os dados foram tabulados e analisados no programa GRADISTAT

(BLOTT, 2000) e classificados de acordo parâmetros propostos por Folk (1966), também na escala Phi.

Para distinguir os grãos de quartzo das três sequências foi realizada a análise microscópica, por observação morfológica em escala micrométrica feita em lâminas delgadas que foram observadas em microscópio petrográfico (CASTRO et al., 2003). Esta técnica foi utilizada com o objetivo de analisar a forma dos grãos de quartzo quanto ao seu grau de arredondamento e de esfericidade, possibilitando fazer inferências sobre o tipo de transporte e fonte do material de origem.

Para esta análise foram coletadas amostras indeformadas na transição entre horizontes, nos horizontes espódicos e endurecidos e nos locais com feições de interesse ao longo do perfil. Na coleta dos monólitos foram utilizadas caixas de papel carta (10 x 7 x 5 cm), envoltas com filme plástico no campo.

Os monólitos, dentro das caixas de papel foram descobertos e secos ao ar durante 20 dias e, após isso, em estufa a 35° C por dois dias. Seguidamente à esse processo, foram impregnados com resina poliéster, diluída com monômero de estireno, mais catalisador e corante orgânico, que foi o pigmento UV fluorescente (UVITEX), conforme sugestões Castro et al. (2003).

A cura destes monólitos foi feita em ambiente ventilado, e após a secagem foram confeccionadas lâminas delgadas, as quais foram descritas segundo Bullock et al. (1985) em microscópio petrográfico, com enfoque em detalhes como as formas de MO (monomórfica, polimórfica) (BUURMAN & JONGMANS, 2005) com suas feições e distribuição, porosidade e feições de degradação/agradção dos horizontes espódicos e o horizonte endurecido abaixo inserido; feições ligadas à atividade biológica também foram descritas.

A análise micromorfológica também foi utilizada com o objetivo de compreender a dinâmica pedogenética dos perfis amostrados, possibilitando fazer importantes deduções a respeito dos processos pedológicos envolvidos na gênese destes solos com enfoque em detalhes como as formas de MO (monomórfica, polimórfica) (BUURMAN & JONGMANS, 2005), feições e distribuição de materiais, porosidade e feições de degradação/agradção dos horizontes espódicos e do horizonte endurecido, bem como feições ligadas à atividade biológica.

Especificamente para as lâminas dos horizontes endurecidos foi feita a análise com MEV-EDS para investigar com detalhe os agentes cimentantes e determinar o mapa microquímico qualitativo dos elementos Si, Al e Fe e ainda, foram

feitos testes de imersão em água, solução ácida e alcalina com HCl 1N, 3N e 6N e NaOH 1M e 4M, utilizando-se fragmentos com 50 g de massa dos materiais cimentados (Soil Survey Staff, 2014) para inferir o agente cimentante.

Datações dos grãos de quartzo foram realizadas por meio da Luminescência Opticamente Estimulada (OSL) (WALLINGA et al., 2000; WINTLE & MURRAY, 2006) no laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA. Esta análise foi feita em todas as sequências de solos com o objetivo de estabelecer as idades de deposições dos sedimentos arenosos e, auxiliar na discussão sobre a origem do material arenoso e se este estaria associado à deposições quaternárias. O protocolo utilizado para determinação de radiação foi o SAR (*Single-Aliquot Rerenerative-Dose*) aplicada a cinco alíquotas de grãos de quartzo.

Em dois perfis de Espodossolos, no horizonte Bh, além das análises descritas acima, também foram aplicadas as técnicas dos isótopos estáveis (^{13}C) para entender a origem da MO em função do tipo de vegetação e a datação através de ^{14}C , que possibilitou inferir uma sequência cronológica dos eventos que ocorreram na área de estudo. Para estas análises foram utilizadas amostras da fração humina por ser a fração orgânica mais estável da MOS e também, por melhor representar a idade do solo (BALESDENT, 1987; BECKER-HEIDMANN et al., 1988; PESSENDA et al., 2001).

A calibração dos resultados de ^{14}C foi realizada utilizando o software Oxcal (RAMSEY, 2009) e foi utilizada a curva de calibração para amostras do hemisfério Sul, denominada Shcal13 (HOGG et al, 2013).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

As três sequências tiveram os perfis classificados segundo o SiBCS (2013) e para facilitar a discussão no decorrer do trabalho receberam siglas de acordo com as Figuras 4, 5 e 6 que seguem abaixo.

Figura 4: Primeira sequência de solos, começando com o S1P1 no início do sopé de uma colina íngreme, caracterizado por solos mais argilosos. O S1P2 está à jusante de S1P3 na transição de um ambiente bem drenado para mal drenado, apresentando plintitas e no final, os Espodossolos mal drenados.

Figura 5: Segunda sequência estudada, composta apenas por Espodossolos. Os perfis se diferenciam pelo ambiente de drenagem. No topo estão os perfis bem drenados, com o Bh em forma de “línguas” e no final da sequência e o Bhm hidromórfico seguido de uma deposição alternada de areia e MO na turfeira.

Figura 6: A terceira sequência é composta por Espodossolos que também apresentam o Bh em forma de línguas e está em uma condição de boa drenagem, no final encontramos os perfis mal drenados em contato direto com o lençol freático.

Figura 7: desenho esquemático da sequência 1, com a distância em metros, elevação e descrição lateral dos horizontes.

Figura 8: desenho esquemático da sequência 2, com a distância em metros, elevação e descrição lateral dos horizontes.

Figura 9: desenho esquemático da sequência 3, com a distância em metros, elevação e descrição lateral dos horizontes.

A sequência S1 iniciou com duas classes formadas a partir de materiais lateríticos ou petroplínticos o que permitiu comparar os grãos de quartzo destes solos com os dos Espodossolos, possibilitando fazer inferências sobre a fonte do material de origem de cada classe. A sequência S2 foi composta por três perfis de Espodossolos, sendo finalizada em uma turfeira que, pelo conjunto de seus atributos, não possibilitou sua inclusão na classe dos Organossolos, como deduzido previamente no campo, dessa maneira a parte mais baixa da S2 é formada por um local de deposição em camadas alternadas ora orgânicas, ora arenosas; Já a S3 também foi composta por quatro perfis de Espodossolos.

A morfologia dos perfis de Espodossolos que foram estudados varia de acordo com uma sequência topográfica e, conseqüentemente, com variações de drenagem. Os bem drenados estão nas porções mais elevadas da paisagem e os mal drenados nas porções mais baixas. A drenagem nesses perfis, tem papel fundamental na dinâmica da matéria orgânica (acumulação/degradação), que por sua vez, afeta significativamente a morfologia destes.

Os Espodossolos mal drenados passam grande parte do ano saturados com água e possuem predominantemente matéria orgânica derivada do carbono orgânico dissolvido, já nos bem drenados há predominância de matéria orgânica proveniente de fontes *in situ*, como raízes, e o carbono orgânico dissolvido é caracterizado por uma fonte local em virtude do movimento vertical de percolação da água no perfil; Essa dinâmica é distinta dos mal drenados, visto que o carbono orgânico dissolvido se movimenta lateralmente e há uma maior mistura da matéria orgânica em função da hidrologia horizontal proporcionada pela presença e oscilação do lençol freático (BUURMAN & JONGMANS, 2005).

A hidrologia é, portanto, responsável pela dinâmica da matéria orgânica, que por sua vez, condiciona as feições dos perfis, inferindo à estas diferenças morfológicas em função da complexação e transporte do carbono orgânico dissolvido e suas ligações com compostos de Al e Fe (ANDERSON et al., 1982).

Buurman et al., (2013) destacam que na formação e evolução do solo as condições de drenagem não são estáticas e com o tempo podem mudar e, perfis mal drenados podem tornar-se gradativamente bem drenados, tendo um efeito direto na degradação do B espódico.

Jankowski (2014) e Lopes-Mazzetto et al., (2018) destacam ainda que, as condições de drenagem estão diretamente ligadas às condições topográficas locais,

podendo dessa maneira, em um curto percurso haver uma variação lateral e vertical na dinâmica da matéria orgânica, influenciando as características morfológicas e evolutivas dos perfis, como pode ser visto nas três sequências estudadas, que tiveram sua evolução influenciada pela abaixamento do nível de base e mudança na dinâmica da água no perfil.

Os resultados e suas respectivas discussões foram divididos pontualmente de acordo com a sequência de perguntas que motivaram este estudo, começando pelo entendimento da deposição do material de origem, suas características e idade, seguidos pelo desenvolvimento do horizonte endurecido e estabelecimento da podzolização.

4.1. Material de origem dos espodossolos

4.1.1. Parâmetros granulométricos

Para a área estudada, a média dos grãos de areia de todos os perfis da sequência S1 apresentam padrões de distribuição todos maiores que 2ϕ , se enquadrando na classe de areia fina ou muito fina, os valores médios sempre são maiores em superfície e diminuem para próximo de 2ϕ com o aumento da profundidade (**Figura 10**).

Essa tendência é comum para quase todas as classes de solos, onde apenas os dois perfis de Espodossolos, que compõe a parte final da sequência, apresentaram valores médios maiores com relação à escala Phi, valores estes que vão de $3,66 \phi$ a $4,62 \phi$ (areia muito fina), com uma diminuição também em profundidade, ou seja, na superfície de todos os perfis há uma concentração maior de grãos de areia mais finos que tende a aumentar de granulometria levemente em profundidade, mesmo sem sair da faixa que os enquadra na classe de areia muito fina, como pode ser visto nos gráficos abaixo.

Figura 10: Distribuição do diâmetro médio das areias em todos os perfis da sequência 1, mostrando que os perfis do topo se enquadram na classe de areia fina, enquanto os Espodossolos na classe de areia muito fina, com valores expressos na escala PHI.

As sequências S2 e S3, ambas compostas no seu início por perfis de Espodossolos, apresentam uma tendência central de granulometria que se enquadra na classe de areia muito fina, os valores médios de todos os perfis vão de uma faixa entre $3,5 \phi$ a $4,5 \phi$. Nestas duas sequências também há uma concentração de grãos de granulometria menor nos horizontes superficiais e uma leve tendência de aumento desses valores com o aumento da profundidade, como mostram as figuras abaixo, mas sem sair da faixa de areia muito fina.

Quanto a esse padrão de distribuição de grãos mais finos em superfície, McLaren (1981) destaca que os processos de transporte têm maior probabilidade de moverem grãos finos em relação aos grãos grossos e também, há uma grande possibilidade de que grãos grossos sejam depositados antes dos grãos finos durante o transporte.

Figura 11: Distribuição do diâmetro médio das areias na sequência 2, mostrando que os perfis de Espodossolos se enquadram na classe de areia muito fina e esta, tende a diminuir mais ainda em profundidade, com valores expressos na escala PHI.

Figura 12: Distribuição do diâmetro médio das areias na sequência 3 mostrando que as areias dos Espodossolos também se enquadram na classe de areia fina, diminuindo levemente em profundidade, com valores expressos na escala PHI.

Os padrões de distribuição do diâmetro médio das areias mostram uma divisão entre dois grandes grupos, os perfis compostos por areia fina e os

compostos por areia muito fina. Os primeiros estão nos pontos mais elevados da sequência, enquanto os segundos estão nos pontos mais baixos. Nos Espodossolos presentes nas três sequências há predominância de areia muito fina, evidenciando uma característica de baixa intensidade energética do agente de transporte e um ambiente deposicional com baixa hidrodinâmica. Os sedimentos vão se tornando sucessivamente mais finos ao longo do trajeto de transporte (PETTIJOHN et al., 1972), e conseqüentemente é necessário empregar menos energia no deslocamento de sedimentos mais finos quando comparados aos mais grossos.

A abrasão também torna as partículas sedimentares mais finas e o transporte seletivo em função da energia do agente de transporte causa o afinamento ou engrossamento dos sedimentos (GAO & COLLINS, 1994).

Os valores entre $3,5 \phi$ a $4,5 \phi$ são predominantes para as classes de Espodossolos e turfa. Segundo Ponçano (1986), pode-se supor que intervalos de $+2 \phi$ a $+4 \phi$ corresponda do ponto de vista dinâmico, à uma oscilação entre transporte por arraste e suspensão, em concordância também com Visher (1969), ou seja, pode-se dizer que essas partículas tenham sido arrastadas por agentes aluviais em dado momento em que havia mais energia no sistema e, posteriormente, partículas mais finas tenham sido transportadas por suspensão e depositadas por um agente eólico.

A sequência S1 apresenta dois padrões de grau de seleção que mudam de acordo com o a altitude dos perfis e avanço da sequência no sentido dos Espodossolos. Os perfis S1P1 (Latossolo) e S2P2 (Plintossolo) possuem valores entre 1,00 e 2,00, que enquadram a distribuição dos grãos de areia dentro da classe de mal selecionados.

Indo para a direção de menor altitude na sequência, que são os dois perfis de Espodossolos, os valores de DV não se enquadram na classe de material mal selecionado, mas sim na faixa de material muito mal selecionado. Essa classificação de muito mal selecionado tem um limite mínimo de 2ϕ na escala de Folk e Ward (1957), e todos os valores obtidos ultrapassam esse limite. Os dois perfis de Espodossolos apresentam valores de DV maiores em superfície que tendem à uma leve ou gradual redução em profundidade.

Figura 13: Grau de seleção das areias na sequência 1 (S1), mostrando que no início da sequência as areias são mal selecionadas para o perfil de Latossolo e Plintossolo. Já para os Espodossolos, no final da sequência, são extremamente mal selecionadas, com valores expressos na escala PHI.

Figura 14: Grau de seleção das areias na sequência 2 (S2), mostrando que todos os perfis tiveram sedimentos muito mal selecionados neste ambiente, com valores expressos na escala PHI.

Os resultados da sequência S2 e S3 foram similares quanto ao grau de seleção, ambas sequências com predominância de perfis de Espodossolos apresentaram valores de DV que se enquadraram na faixa de material muito mal

selecionado, essa faixa vai de 2 a 4 ϕ . Houve também uma tendência de valores DV maiores em superfície que reduziam levemente em profundidade, porém essa não foi uma regra comum para todos os perfis, pois alguns apresentaram valores irregulares que ora aumentaram ora diminuíram, sem uma tendência regular em profundidade, que foi o caso dos perfis S2P2 e S3P1.

Para esses dois perfis em destaque, o S2P2 e S3P1, houve a ocorrência de três horizontes que ultrapassaram o limite de 4 ϕ , se enquadrando na classe de material extremamente mal selecionado. Os valores desses horizontes mesmo estando no limite das faixas de classificação evidenciam a irregularidade de distribuição do material arenoso, como mostram os gráficos abaixo.

Figura 15: Grau de seleção das areias na sequência 3 (S3), mostrando que todos os perfis tiveram sedimentos muito mal selecionados neste ambiente com valores expressos na escala PHI.

A má seleção dos grãos de areia também confirma a irregularidade e baixa intensidade dos níveis energéticos de transporte e deposição, pois o selecionamento das partículas ocorre de acordo com seus tamanhos, massa e forma, e para que ocorra uma seleção de grupos de acordo com esses critérios é necessária energia

intensa no ambiente de transporte, permitindo assim, uma separação das partículas segundo esses critérios.

Isso corrobora com afirmações de Hails & Hoyt (1969) e Pereira et al. (2008), onde os autores destacam que sedimentos bem selecionados podem ser associados com ambientes de alta energia, pois a dinâmica local é capaz de agrupar os grãos segundo diâmetro médio, enquanto que sedimentos mal selecionados geralmente indicam ambientes de baixa energia pela ineficácia dos agentes em distribuir os grãos segundo seu tamanho médio. Ambientes com grãos mal selecionados ou extremante mal selecionados indicam a atuação de processos de sedimentação distintos e com influência de diversos fatores, tais como maior ou menor vazão dos cursos de água em épocas distintas do ano (VIEIRA et al., 2008; CRONAN, 1972).

As sequências estudadas de Espodossolos, apontam para um ambiente de deposição com níveis energéticos de menor hidrodinâmica, pois ambientes expostos à maior energia, não permitem a deposição de partículas finas em suspensão, desta maneira, esses pacotes de sedimentos de diferentes granulometrias em suspensão são transportados pelos ventos para áreas com menor hidrodinâmica, o que aumenta o desvio padrão dessas áreas (VIEIRA et al., 2008) como ocorre nas áreas estudadas.

Para a sequência S1, todos os perfis se enquadraram na faixa que variou de - 0,10 a +0,10 Sk_1 , sendo classificados na escala proposta por Folk e Ward (1957) como sedimentos aproximadamente simétricos.

Os demais perfis, P1, P3 e P4, apresentaram valores aproximadamente simétricos, como mostram os gráficos abaixo.

Quanto à sequência S3, apenas o perfil P4 apresentou valores de Sk aproximadamente simétricos, os demais perfis, P1, P2 e P3 apresentaram assimetria positiva, ou seja, uma tendência assimétrica no sentido dos materiais finos, e de acordo com Gao & Collins (1992), em muitos casos, os sedimentos na direção do transporte podem se tornar mais finos.

Figura 18: Assimetria das areias na sequência 3 (S3) mostrando valores com assimetria positiva para quase todos os perfis e, apenas o P4 possui valores aproximadamente simétricos, com valores expressos na escala PHI.

Quanto à assimetria, as sequências estudadas apresentaram valores que variaram de aproximadamente simétricos a valores de assimetria positiva. Isso indica que pode ter ocorrido momentos distintos quanto à intensidade energética no ambiente deposicional, ora depositando sedimentos mais grossos ora mais finos, caracterizando um ambiente quase simétrico em alguns pontos das sequências estudadas. Essa tendência se modifica para um ambiente de assimetria positiva, indicando a predominância de grãos finos nas áreas mais baixas/deprimidas da paisagem.

Segundo Duane (1964) o sinal positivo indica ambiente de deposição ou acúmulo de sedimentos, bem como dunas de deposição eólica. No caso da área estudada há predominância de grãos finos, os demais perfis evidenciam diferentes momentos por serem aproximadamente simétricos. Essas informações possibilitam inferir que estes sedimentos são de origem fluvial e que foram transportados em um momento mais seco pelo vento.

Como dito acima, a assimetria é o parâmetro que melhor diferencia o ambiente, Hails (1967) estudando ilhas, praias, dunas e planícies fluviais afirma que a assimetria é o parâmetro que permite separar esses diversos ambientes, visto que apenas os dados de diâmetro médio e morfologia por si só não poderiam dar um resultado acurado (CHAPPELL, 1967; HAILS & HOYT, 1969).

Analisando os parâmetros granulométricos em conjunto, os dados apontam que as areias que compõem os perfis de Espodossolos estão na classe de areia muito fina e extremamente mal selecionadas com assimetria positiva ou aproximadamente simétricas em sua maioria, esses dados por sua vez, possibilitam inferir um ambiente deposicional onde havia baixa energia, o que é fortalecido pela conformação do relevo local, com presença de depressões. A deposição possivelmente ocorreu em fases distintas, primeiramente com deposição do material mais grosso e posteriormente mais fino, de acordo com os gráficos. Como os grãos são extremamente mal selecionados, sua origem pode ser associada com uma fonte fluvial nas proximidades em um período de maior aridez, e seguido à isso, esse material do leito do rio foi transportado pelos ventos para áreas deprimidas com vegetação graminosa sucessivamente estabelecido.

4.1.2. Micromorfologia

As lâminas do perfil S1P2 mostraram grãos de quartzo mal selecionados, angulares e, subangulares em menor proporção, com presença de matéria orgânica pelicular. Esta lâmina mostra uma maior angulosidade dos grãos de quartzo no início da sequência.

Figura 19: Fotomicrografia do PLINTOSSOLO HÁPLICO Distrófico típico que compõe a sequência 1, mostrando o detalhe da angulosidade dos grãos sendo comparado com uma fotomicrografia de Espodossolo, onde os grãos são mais arredondados.

Nas lâminas das duas sequências seguintes, S2 e S3, compostas por Espodossolos e turfa, foi possível notar uma diferença quanto aos grãos de quartzo do Plintossolo, visto que estes últimos são angulosos. As figuras seguintes mostram um material mal selecionado, com tamanhos variados e discrepantes na mesma

lâmina, porém com um arredondamento definido dos grãos, sendo classificados como grãos subarredondados e arredondados, diferente dos grãos observados no perfil P2 da S1.

Figura 20: Fotomicrografia do ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico típico que compõe a sequência 1, com detalhe dos grãos arredondados e subarredondados.

Figura 21: Fotomicrografia ESPODOSSOLO FERRI-HUMILÚVICO Hiperespesso típico que compõe sequência 2, com detalhe dos grãos arredondados e subarredondados.

As lâminas de micromorfologia complementam os dados obtidos por meio dos parâmetros granulométricos, isso porque que as fotomicrografias mostram grãos que vão da faixa de finos à muito finos, mal selecionados à extremamente mal selecionados, confirmando os dados quanto ao grau de seleção dos perfis, e além disso, mostra grãos arredondados e subarredondados para os perfis de Espodossolos. Por serem partículas muito finas, mesmo mal selecionadas, esses grãos podem ter sofrido abrasão moderada, visto que esse é o mecanismo de maior atuação durante o transporte de sedimentos, pois como citam Gao e Collins (1992), esse mecanismo torna as partículas mais finas ao longo da trajetória de transporte. O subarredondamento também corrobora com estas inferências, pois o transporte abrasivo ao longo do trajeto para os perfis de Espodossolos é capaz de desgastar as arestas dos grãos de quartzo, tornando-os mais arredondados.

A observação das lâminas possibilitou comparar os materiais do perfil de Plintossolo, que está no topo da sequência, com os perfis de Espodossolos, que estão nas áreas deprimidas e assim, contrastar esses dados com estudos na região Amazônica que consideram a formação dos Espodossolos um processo de degradação de solos lateríticos, independente do material de origem, onde uma dinâmica lateral controlada pela oscilação do lençol freático e translocação de compostos orgânicos, atuam na dissolução dos argilominerais deixando apenas o esqueleto quartzoso (LUCAS 1987; FRITSCH et al., 2002; FRITSCH et al., 2009; MONTES et al., 2011; LUCAS et al., 2012), essa hipótese por sua vez, não ocorre na área deste estudo em virtude dos dados descritos acima.

Com base nas fotomicrografias, o subarredondamento não é visto nas lâminas de Latossolo e Plintossolo, onde os grãos são angulares e arestados, mostrando que esses dois perfis supracitados são da mesma fonte e, possivelmente, tenham sido formados *in situ* ou por material coluvial, porém de uma fonte local, diferente dos Espodossolos, que possuem grãos subarredondados. Dessa maneira as fotomicrografias permitem inferir que o arredondamento de grãos dos Espodossolos é consequência de um transporte abrasivo de média distância, provavelmente proveniente de alguma fonte fluvial da região.

A forma dos grãos reflete parcialmente o comportamento durante o transporte e deposição, visto que a angulosidade e o arredondamento refletem a distância e o rigor do transporte (PONZI, 1995), por isso é possível inferir que a fonte dos grãos dos perfis de Latossolo e Plintossolo é local, não percorrendo distância capaz de

causar abrasão e arredondamento nos grãos, diferente do que é visto nos perfis de Espodossolos e turfa.

O uso do arredondamento como índice de maturidade foi sugerido por Pettijhon (1957), onde diz-se que o grau de maturidade com índices mais altos resulta de grãos arredondados e esféricos, diante dessa afirmação, os grãos de quartzo dos Espodossolos encontrados neste estudo são considerados grãos parcialmente maduros, por serem subarredondados, e mais, isso reflete que mesmo havendo transporte, ele não se deu à longas distâncias.

4.1.3. Datações por luminescência opticamente estimulada (LOE), ^{14}C e razão isotópica ($\delta^{13}\text{C}$): uma abordagem sobre o início da podzolização

A cronologia de deposição dos sedimentos foi determinada por LOE nas três sequências estudadas, como mostra a tabela OU GRÁFICO a seguir.

Tabela 1: Classes de solos das sequências estudadas e a idade determinada por LOE apresentada em anos:

Sequência analisada	Idade ka (mil anos atrás)
LATOSSOLO AMARELO Ácrico típico (S1P1)	15.150 ± 1.500
ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico típico (S1P4)	13.000 ± 1.700
ESPODOSSOLO FERRI-HUMILÚVICO Hiperespesso típico (S2P2)	57.300 ± 6.940
Turfa (S2P4)	3.880 ± 550
ESPODOSSOLO FERRI-HUMILÚVICO Hiperespesso típico (S3P1)	43.850 ± 4.090
ESPODOSSOLO FERRI-HUMILÚVICO Órtico espessarênico (S3P3)	21.100 ± 1.870

Gráfico 1: Idade dos perfis estudados em forma de gráfico, determinada por LOE apresentada em anos.

Além dos dados granulométricos e lâminas micromorfológicas, os dados de LOE também apontam que as areias dos Espodossolos têm idades distintas entre os dois perfis de topo provenientes de cobertura laterítica, isso porque o perfil de LA possui idade mais recente quando comparado à idade de deposição das areias dos perfis de Espodossolos. Iniciando a sequência com 15 mil anos mais ou menos estão os Latossolos no topo, ao pé da serra, já para os perfis de Espodossolos das sequências seguintes a idade foi de 57.300 ± 6.940 ka para o S2P2; 43.850 ± 4.090 para o S3P1; 21.100 ± 1.870 ka para o S3P3 e 3.880 ± 550 para a turfa. Essa idade na turfa é coerente com o local em que ela se encontra, um local de chegada de sedimentos dos perfis intermediários e do topo.

Essas idades mostram a sequência de evolução da encosta, pois quando o nível de base estava mais elevado os Espodossolos estavam se formando entre 40 e 50 mil anos. Depois da agradação e subsequente entalhamento das areias ocorreu o rebaixamento progressivo do nível de base e consequentemente do lençol freático, assim, os depósitos aluviais e coluviais passam a ocorrer nas posições mais baixas por volta de 20 mil anos, chegando ao entulhamento do nível mais baixo com sedimentos colúvio-aluviais em 4 mil anos.

Nota-se dessa maneira, que os perfis de Espodossolos, por meio da datação LOE, evidenciam momentos de deposição mais antigos que o Latossolo e a turfa, e estas idades remetem ao último máximo glacial.

Foi realizada a datação por meio de C^{14} em dois horizontes Bh de Espodossolos. Os resultados mostraram que para o horizonte Bh1 do perfil S2P2 a idade absoluta calibrada foi de 3763 anos cal. AP e razão isotópica de -27,3 ‰, o que evidencia uma podzolização ainda recente, mas que pela idade, começa a ocorrer após a estabilização do material de origem na área de estudo. Esse perfil foi escolhido para esta análise por diferir dos demais no que diz respeito às características de um Espodossolo típico e pelo Bh está com evidências de degradação. Em contraste à essa datação, foi escolhido outro perfil, porém com feições morfológicas bem distintas do anterior e, localizado na porção mais baixa da paisagem com influência atual do lençol freático. Para o perfil S1P4 a idade calibrada foi de 1538 anos cal AP e razão isotópica de -26,66 ‰.

Para os dois perfis, mesmo com idades diferentes, houve predominância de plantas de ciclo fotossintético C3. A figura abaixo mostra os pontos onde foram coletadas as amostras para datação nos dois perfis de Espodossolos.

Figura 23: Horizontes Bh no S2P2 e S1P4 onde foram coletadas as amostras.

Diante desses dados, é possível inferir que a podzolização se instala depois do processo de aggradação e estabilização dos sedimentos, em um período de maior pluviosidade e estabilidade, que por sua vez favoreceu o crescimento de vegetação mais arbórea, sendo este o aporte inicial para formação desses Espodossolos. E

também, hoje, nas áreas onde o lençol freático é mais alto esse processo ainda está ocorrendo, ficando limitado pelo regime de chuvas sazonal e aporte de MOS para podzolização.

A razão isotópica C3 indica vegetação de porte arbóreo, que se enquadra na vegetação descrita naquela área, composta por campinaranas, característica de fitofisionomias de vegetação aberta. Nesse ambiente há predominância de ecótipos raquíticos amazônicos, com pelo menos um gênero monotípico endêmico, *Barcella odara*, da família Palmae, de dispersão Pantropical. As campinaranas ocupam áreas de relevo plano e alagadiços, como áreas de depressões fechadas, encharcadas no período chuvoso; essa vegetação se divide em três subgrupos, sendo arbórea densa ou florestada, arbórea aberta e gramíneo-lenhosa (IBGE,1992).

Considerando que o tempo de residência médio da matéria orgânica corresponde aproximadamente à metade do intervalo desde que sua acumulação iniciou, pode-se dizer que a acumulação de MO no horizonte B do perfil S2P2 iniciou há mais ou menos 7.526 anos Ap em uma fase interglacial (DE CONINCK, 1980; SCHWARTZ, 1987), estimativa que confirma um período posterior de estabilização dos sedimentos arenosos na área com índices de maior pluviosidade. Já para o perfil S1P4 essa acumulação de MO é mais recente, por volta de 3076 anos AP.

Arruda (2016) destaca que durante o Holoceno médio algumas partes da Amazônia, principalmente o Leste, foi mais úmido, com maiores níveis de precipitação (até 350 mm de chuvas a mais que o período atual), esse evento teria favorecido a expansão dessa vegetação. Porém mesmo com precipitação, esses níveis ainda eram baixos e a cobertura das campinaranas representavam metade do que representam hoje nessa região.

Os Espodossolos dessa área tiveram seu início de formação possivelmente nesse período, que tem como base o perfil mais antigo e que hoje está em processo de degradação do Bh, por volta de 11 mil anos AP, que desmarcou a transição Pleistoceno-Holoceno (VAN DER HAMMEN, 1974).

Esse intervalo entre as oscilações climáticas nesta região possivelmente foi mais favorável no que diz respeito ao clima, sendo mais úmido, com pluviosidade mais intensa, baixa atividade biológica em virtude do solo saturado, e mobilização de compostos orgânicos dissolvidos no solo, condições estas favoráveis à podzolização (van BREEMEN & BUURMAN, 2002).

Para que esse início seja favorecido, é importante ressaltar o papel do material de origem (sedimentos arenosos), que permitem a instalação de todos esses processos e desenvolvimento da podzolização, visto que esse ambiente pobre em nutrientes induz o crescimento de espécies vegetais com alta produção de liteira impalatável, que também é pobre em bases, assim esse material arenoso e a drenagem deficiente favorecem o acúmulo de material orgânico que será o *input* para os processos de podzolização (ANDRIESSE, 1969; van BREEMEN & BUURMAN, 2002).

No perfil S2P2 essa podzolização aparentemente não está mais ativa, pois o horizonte Bh e Bhm estão em processo de degradação pela mineralização da MO. Essa degradação do Bh pode ser explicada pelo rebaixamento do lençol freático a níveis cada vez mais baixos, o que permite que essa MO seja oxidada e degradada por microrganismos aeróbios mais rapidamente (SCHWARTZ, 1987).

Figura 24: Fotomicrografias que mostram o avanço do horizonte E sobre o B e organização definida dos grãos de quartzo em função de atividade biológica.

Nas lâminas de micromorfologia foi possível ver uma zona de perda de MO e o avanço do horizonte E sobre o horizonte Bh, que é um processo atual mesmo nesse regime com pouca água e, além disso, é possível identificar atividade biológica no horizonte E, pois a distribuição dos grãos não é aleatória, como mostram as figuras.

A hidrologia pode influenciar diretamente a formação dos horizontes espódicos, e seus principais efeitos estão relacionados com o transporte de solutos através do perfil e os processos de oxidação e redução nestes solos (BUURMAN et al., 2005).

Mudanças nas condições de drenagem em Espodossolos podem causar muitas alterações morfológicas, como o aumento da quantidade de raízes em profundidade, decomposição acelerada de possíveis raízes presentes nos horizontes subsuperficiais que se encontravam protegidas pelo ambiente anaeróbio em profundidade, maior degradação microbiana da MO, introdução da mesofauna que pode retrabalhar a MO presente, espessamento do horizonte E com consequentemente diminuição da espessura do horizonte B (BUURMAN et al., 2007).

Nos Espodossolos bem drenados o movimento de água é vertical, e a profundidade de desenvolvimento é limitada pela profundidade da penetração da água das chuvas, porém as águas subterrâneas também afetam a morfologia e acúmulo de MO no horizonte B. Esses horizontes bem drenados costumam apresentar a acumulação da MO em formas onduladas (línguas) e que seguem a orientação da penetração das raízes (VIDAL-TORRADO & FERREIRA, 2017).

A escolha de dois solos distintos, mesmo dentro da mesma classe, mostra a diversidade topográfica da área escolhida para este estudo nesta mesma porção da paisagem. Nesta região há ocorrência de solos que possuem desde características bem drenadas à mal drenadas, assim como classes intermediárias nas três sequências. Esse fator foi importante para mostrar que essa variabilidade está relacionada à dois fatores de formação que atuam mais ativamente em relação aos outros, sendo eles, o tempo e relevo.

As três sequências foram definidas de acordo com a conformação do relevo que condiciona a hidrologia local, pois considerou que haveria variação dentro da classe quanto ao topo mais alto e áreas deprimidas. Quanto ao fator de formação tempo, percebeu-se que os solos mais antigos tinham melhores condições de

drenagem, que por sua vez moldaram grandes diferenças na morfologia desses solos, além de influenciar os processos envolvidos na degradação do Bh do perfil S2P2, todos esses processos, mesmo que condicionados pelo relevo requerem tempos distintos para que ocorram. E no final de duas sequências, não menos importante, está a deposição de camadas arenosas alternadas com camadas orgânicas (turfa), representando uma atividade de deposição de sedimentos e MO, e também, decomposição da MO mais recentes.

Essa observação com relação à evolução dos Espodossolos corrobora com Coelho (2008) que diz que o relevo condiciona o intervalo necessário para que os processos atuem na formação desses solos e evolução da paisagem, de tal maneira que seja seguida uma conformação da paisagem onde os solos mais antigos dessa classe se situem nas partes mais elevadas e sejam atualmente bem drenados, assim como os que estão no intermédio estejam no limiar entre boa e má drenagem, ao passo que os solos mais recentes, são mais sujeitos ao hidromorfismo temporário ou permanente, e são mais jovens, possuindo características mais homogêneas, com horizontes contínuos e paralelos à superfície do terreno, como ocorre na área estudada.

4.2 Horizonte endurecido

Na sequência S2, foi descrito e estudado em detalhe um perfil com horizonte extremamente endurecido, mesmo quando úmido. Para esse horizonte, além de todas as análises básicas, foram feitas imagens com MEV-EDS nas lâminas de micromorfologia e testes de esboroamento com diferentes soluções.

As lâminas de micromorfologia apontaram um fundo matricial composto por 50% de material grosso, ou seja, metade da lâmina basicamente é composta por grãos de quartzo, 10% de material fino (MO pelicular e pouca argila) e 40% de poros. O material fino visto na lâmina é composto por matéria orgânica monomórfica e uma fina camada de argila que reveste os grãos de quartzo. Nesta lâmina é possível ainda, visualizar entre os grãos uma película em forma de “penumbra” ou “sombra” que não pôde ser descrita com o auxílio do microscópio petrográfico.

O material da lâmina, como os demais, é mal selecionado, com presença de alguns quartzos careados. Os poros são do tipo empilhamento simples e cavidades irregulares. A investigação com as fotomicrografias não apontou nenhuma diferença

abrupta ou significativa em relação às outras lâminas de Espodossolos que não apresentam horizontes endurecidos. Todas possuem basicamente a mesma distribuição quanto ao fundo matricial, grau de seleção, e arredondamento de grãos, o único detalhe foram as “sombras” na matriz e ao redor dos grãos como mostra a Figura 25 abaixo.

Figura 25: Fotomicrografia do horizonte endurecido com apontamentos em vermelho mostrando detalhes da MO pelicular e em roxo mostrando detalhes dos revestimentos que formam uma “sombra” ao redor dos grãos de quartzo ou na própria matriz.

Figura 26: Fotomicrografia do horizonte endurecido com apontamentos em vermelho mostrando detalhes da MO pelicular e detalhes dos revestimentos que formam uma “sombra” ao redor dos grãos de quartzo ou na própria matriz.

Esse perfil possuía fragmentos irregulares às vezes impregnados de MO, às vezes não, de cor bruno claro com transições em formas de bandas fragmentadas; quando seco extremamente duro e quando úmido também, e além disso, denso. Esse horizonte variou de 5 a 10 cm de espessura com variações laterais e topografia ondulada, ocorrendo na parte mais baixa do perfil como mostra a figura 27.

Figura 27: imagens montadas de partes do perfil S2P2 e apontamentos em vermelho das inserções do horizonte endurecido.

Além da micromorfologia, amostras desse horizonte endurecido foram submetidas à ataques ácidos e alcalinos seguindo recomendações do Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2014) para se enquadrar nos critérios estabelecidos para horizontes cimentados, sejam eles cimentados por sílica ou não.

Os tratamentos foram: HCl 1N, HCl 3N e HCl 6N, NaOH 1M e NaOH 4M, H₂O MilliQ. As amostras foram colocadas em béqueres com as soluções supracitadas, e com duas repetições para cada uma. O teste durou 10 dias ao todo, porém todos os dias foram feitas análises visuais do grau de esboroamento das amostras.

As amostras em água passados os 10 dias, não esboroaram e não tiveram material solto. As amostras imersas em HCl tiveram menos de 50% da sua massa esboroada, já as amostras tratadas com NaOH tanto em 1 e 4M esboroaram totalmente antes da finalização do teste - no terceiro dia todo o material havia

desintegrado na solução alcalina de 4M, já para 1M o esboroamento total aconteceu no sexto dia.

Tabela 2: Testes de imersão em água, HCLi e NaOH para determinar a classe de cimentação do material Cx R1 após 10 dias.

Amostra	Água MilliQ	HCl 1N	HCl 3N	HCl 6N	NaOH 1M	NaOH 4M
-----Volume esboroadado g-----						
Cx R1	0,0	10,58	19,25	22,87	49,89	49,78
Cx R1 (rep)	0,0	8,36	17,86	21,25	48,98	48,98

Figura 28: A – Dia 1 para todas as concentrações e soluções; B – Dia 10 para todas as concentrações e soluções.

Esse teste teve por objetivo apenas uma mensuração qualitativa do agente cimentante que compunha os fragmentos do horizonte endurecido, para a partir daí se fazer uma investigação mais profunda. Com esses resultados foi possível inferir que o material é extremamente duro mesmo quando submetido à período

prolongado em água, não se mostrando friável e quebradiço, dessa maneira não se enquadrando na classe de fragipã, segundo o SiBCS (EMBRAPA, 2018). A solução alcalina, foi eficaz no esboroamento antes do final do teste, visto que esse ataque quebra as ligações entre as frações orgânicas e minerais, enfraquecendo as cimentações (STEVENSON, 1994), e possivelmente desestabiliza agentes cimentantes como a sílica, que é solúvel nesse meio. Com isso foi possível inferir que o agente cimentante era sílica, pois a solução alcalina foi a única que esboroou o material ao final do teste.

Horizontes cimentados com sílica são classificados como duripãs, porém para finalizar a investigação deste perfil, as lâminas de micromorfologia foram submetidas ao MEV-EDS. Para essa investigação foi feito um corte na lâmina micromorfológica, em seguida selecionou-se uma área que melhor representasse a totalidade dessa lâmina. Na área selecionada foi possível identificar na matriz entre os grãos de quartzo pequenos pontos esbranquiçados que impregnavam toda a foto, e que quando mapeados quimicamente, foram identificados como Si, como é possível visualizar nas imagens abaixo nos pontos A e B e ao redor do grão de quartzo na Figura 20. Nestas imagens é possível ver em detalhe, um grão de quartzo, que ao redor, possui uma “sombra” mapeada como Si; essa “sombra” ou “penumbra” foi vista nas fotomicrografias, porém não puderam identificadas anteriormente. Com este mapeamento foi possível visualizar que toda a matriz que está em volta dos grãos é composta por Si e que essas películas também estão ao redor dos grãos como visto nas imagens seguintes. O mapa químico está nas páginas seguintes.

Figura 29: A - fotomicrografia da lâmina do Duripã; MEV da lâmina mostrando o Si nas bordas do grão de quartzo e na matriz do orgânica. (Pontos A e B e respectivos mapas químicos, detalhe do mapeamento ao redor de um grão de Qt e mapa dos elementos predominantes no local observado)

Essa imagem, com dois pontos de mapeamento, aponta que o Si está presente na matriz em forma de filmes ou pequenos pontos, ora maiores, ora menores, e por vezes, formam um aglomerado ou união concêntrica nas bordas dos grãos de quartzo. As figuras abaixo mostram imagens e seus respectivos mapas qualitativos que apontam o Si novamente, um destaque apenas para a última imagem que mostra que a matriz é composta por carbono, e nela estão distribuídas as pontuações de Si

Figura 30: imagens do duripã e seus respectivos mapas químicos.

Figura 31: imagens do duripã e seus respectivos mapas químicos.

Até chegar nas imagens de MEV-EDS, haviam apenas indícios de que o Si era o agente cimentante destes horizontes endurecidos. Na micromorfologia não foi possível responder a dúvida sobre a camada que não era MO nem Fe, vista na matriz que rodeava os grãos; os testes de imersão em soluções ácidas e alcalinas apontaram o Si, mas apenas o MEV-EDS confirmou estas hipóteses. Podendo dessa maneira classificar o horizonte endurecido como duripã.

Os duripãs são horizontes com cimentação pedogenética dada em função da concentração iluvial de sílica amorfa no meio, são horizontes minerais subsuperficiais (EMBRAPA, 2018; FRANZMEIER et al., 1989). Para que sua formação seja desencadeada são fundamentais ciclos alternados de umedecimento

e secagem, ou seja, períodos de maior pluviosidade seguidos de períodos secos (LITCHFIELD & MARBUTT, 1962), esse ambiente de oscilações sazonais corrobora o que foi descrito por Zular (2016), Carneiro Filho et al., (2002) e LATRUBESSE (1994) sobre as oscilações climáticas dessa região, corroborando que esses momentos distintos climáticos favoreceram não só o aporte e transporte de sedimentos arenosos, mas desencadearam o processo de dissolução e precipitação de sílica amorfa em direção dos espaço poroso desses horizontes.

Estudos mostraram que as silicificações pedogenéticas se desenvolvem em função da alternância de períodos secos e úmidos em situações em que a sílica é liberada por processos de dissolução. Nos períodos úmidos, a sílica é colocada em solução, e nos períodos secos as soluções concentraram-se por evaporação, assegurando a precipitação da sílica, e essa precipitação é facilitada em função da porosidade elevada desses solos, dada pelo arranjo dos grãos de areia, que ao se acomodarem, deixam espaços vazios entre si, que em seguida, são preenchidos por sílica iluvial e argila. (van BREEMEN & BUURMAN, 2002; THIRY, 1993)

Estudos desenvolvidos com horizontes cimentados por sílica na região oeste dos Estados Unidos, mostram que a sílica opalina foi observada nas frações finas da matriz, assim como na porosidade mais fina, ou formando pontes entre grãos da fração-areia ou até mesmo revestimentos em grãos de quartzo (CHADWICK et al., 1987 a b).

As imagens obtidas do perfil analisado apontam a sílica fazendo ligações ou revestindo grãos, além de estar também distribuída na matriz do solo, esta é a evidência que confirma os testes de imersão em solução alcalina e fotomicrografias, podendo indicá-la como o agente cimentante presente no endurecimento deste horizonte, que foi dado em função dos ciclos de umedecimento e secagem devido oscilações climáticas sazonais no LGM nesta região.

Nestes perfis com horizontes endurecidos houve a predominância de podzolização bem drenada em virtude da topografia em que eles se encontram. Nas fotomicrografias há também evidência do avanço da podzolização sobre o duripã, causando sua degradação.

Essa mudança na podzolização de mal drenada para bem drenada se deu em função da evolução e conformação do relevo local, podendo-se inferir, segundo Lopez-Mazetto et al., (2018), que há nestes perfis bem drenados uma contribuição

maior de carbono orgânico depositado *in situ* pela ação de raízes e folhas da vegetação local, conferindo uma característica morfológica típica de perfis bem drenados, um B espódico em forma de “língua”.

A mudança da podzolização mal drenada bem drenada é consequência da mudança do nível de base e lençol freático, o que por sua vez muda a dinâmica da matéria orgânica e da podzolização. Diante disso, pode-se corroborar com Pedro & Delmas (1979) que afirmam que em condições de má drenagem e maior umidade, há predominância de um meio mais ácido onde a caulinita da pouca argila presente é dissolvida, e o Al proveniente dessa alteração é lixiviado no perfil pela complexação e formação de quelato com a matéria orgânica, permanecendo a sílica no sistema. Além da alternância entre períodos úmidos e secos, a dissolução do quartzo através de soluções complexantes também pode ser fonte de sílica para estes horizontes endurecidos (MORRIS & FLETCHER, 1987).

Diante disso, pode-se afirmar que a presença de estação seca na região estudada permite a precipitação da sílica na forma de filmes de Si mal cristalizado, cimentando horizontes subjacentes nesse período sazonal de menor umidade. Isso explicaria porque os espodossolos com duripã somente aparecem em Roraima nas zonas de transição e não nas áreas totalmente úmidas como no sul do Estado. Essa condicionante determinada pelo período seco também pode ser comparada com o que ocorre nos Tabuleiros costeiros, no nordeste brasileiro, onde também há ocorrência de horizontes endurecidos.

A sílica é destacada como agente cimentante principal dos duripãs, podendo aparecer de maneira difusa e isotrópica em revestimentos e preenchimentos, ou ainda em canais e fissuras e ter cor marrom amarelada (MOODY & GRAHAM, 1997; GUTIERREZ-CASTORENA et al., 2006; FLACH et al., (1969).

Ainda com relação à cor pode aparecer de bege à castanho como revestimentos microlaminares em duripãs (Rodas et al., 1994; Chadwick et al., 1987). Na luz transmitida pode variar de incolor à tons de marrom e preto como visto em lâminas de duripã por Chadwick et al., (1987; 1990). Foi descrita em um Paleossolo por Usai & Dlyamplé (2003) como revestimentos esbranquiçados, corroborando as imagens vistas neste trabalho e descritas acima.

Autores destacam que a sílica pedogênica pode ocorrer como feições amorfas ou cristalinas na forma de revestimentos, preenchimentos ou nódulos, ou ainda, como material fino distribuído na matriz do solo (GUTIERREZ-CASTORENA

& EFFLAND, 2010). Nos duripãs podem ser identificadas pela sua cor amarela clara e isotropismo óptico (CHADWICK et al., 1987) e revestindo os grãos de areia como descrito por Hollingsworth & Fitzpatrick (1993).

A formação do duripã nas condições hidromórficas pode estar associada à uma circulação lateral de água em direção ao centro das áreas deprimidas. Essa condição de acúmulo de água no centro e nas proximidades das depressões se dá em função do lençol freático suspenso, que propicia condições redutoras acelerando a dissolução de ferro e hidrólise de argila. Segundo Filizola et al. (2001) a hidromorfia tem função importante na evolução e degradação dos duripãs, pois acelera ou estagna a dissolução e migração do ferro. Esses processos levam à transformação das linhas de plaquetas em bandas ferruginosas contínuas, que constituem o nível de diminuição da infiltração da água nesses ambientes.

Nos perfis estudados existe uma evidência de avanço do Bh sobre o duripã, e esse avanço se dá mais acentuadamente na medida que se distancia das áreas deprimidas, ou seja, nos ambientes mais redutores onde o lençol freático está suspenso o duripã forma um assoalho sustentando esse lençol e no topo, esse horizonte está mais profundo e em processo de degradação com Bh impregnado na zona de transição destes.

Na área de estudo tem-se uma estação seca prolongada, que dura em torno de seis meses, e essa sazonalidade é característica do clima local, mesmo quando o clima foi mais úmido, assim a formação dos duripãs nas áreas deprimidas da paisagem é desencadeada pela migração do ferro, que se concentra provisoriamente nas bandas ferruginosas derivadas das linhas de plaquetas, sob a forma de géis alumino-ferruginosos, e depois como oxiidróxidos de ferro. Com a diminuição da drenagem, essas bandas provocam a desferruginização e a hidrólise da caulinita, fonte dos géis aluminosos, alumino-silicosos ou, ainda alumino-ferruginosos, responsáveis pelas características dos materiais endurecidos (Filizola et al., 2001), desencadeando a degradação desses horizontes no sentido do topo da paisagem.

Dessa maneira pode-se afirmar que os duripãs são formados em condições hidromórficas em associação com a pedogênese dos espodossolos da área, e são mantidos ou degradados nas porções da paisagem em função da dinâmica de drenagem, conclusão corroborada por Filizola et al (2001).

Na área de estudo, os duripãs são degradados quando ocorre o rebaixamento permanente do lençol freático. A condição oxidante é responsável por desencadear esse processo, visto que a matéria orgânica age nas zonas de transição como agente de transformação, penetrando nos canais e fissuras.

Essa penetração nos poros age desagregando os blocos desse horizonte endurecido, que por sua vez abre caminho para raízes e atividade biológica, também evidente nas fotomicrografias. É muito claro nas zonas de transição essa atividade recente, onde existem diversos canais e fissuras com preenchimentos e revestimentos de matéria orgânica e formas de ferro. Essas fissuras abertas pelas raízes em formas de línguas com o avanço do Bh aceleram mais ainda o processo de degradação, que podem ser vistas também nas fotomicrografias abaixo.

FIGURA 32: Fotomicrografias que mostram em detalhes evidência de degradação do duripã pelo atual avanço do Bh e penetração das “línguas” no horizonte endurecido; detalhes das zonas de transição, revestimento com matéria orgânica e preenchimento com formas de ferro.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

- O material de origem da área de estudo é proveniente de fonte fluvial, remanejado por ventos fortes que ocorreram em período seco no final do Pleistoceno e último máximo glacial;
- A última podzolização remontante se iniciou após o período de agradação e estabilização dos sedimentos arenosos, com instalação de vegetação de floresta por volta de 7 mil anos AP em clima semi-úmido, favorecida pelo material de origem arenoso oligotrófico, drenagem deficiente, ação dos microorganismos e deposição de material vegetal pobre proveniente de plantas do ciclo fotossintético C3;
- O duripã, horizonte endurecido, tem sua cimentação caudada pela sílica iluvial formada pela acidólise da podzolização e se desenvolveu em condições de má drenagem com clima estacional;
- Atualmente o horizonte duripã está em processo de degradação;

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. **The paleoclimate and paleoecology of Brazilian Amazônia**. In: PRANCE, G. T. (Ed.). *Biological diversification in the tropics*. New York, Columbia University Press, 1982.
- ANDERSON, J.V. & WHITE, J.L. A study of fragipans in some Southern Indiana soils. **Soil Science Society of America Proceedings**, v. 22:450-454, 1958.
- ANDRIESSE, J.P. A study of the environment and characteristics of tropical podzols in Sarawak (east-Malaysia). **Geoderma**, Amsterdam, v. 2, p. 201-227, 1969.
- ARRUDA, D. M. **Dinâmica da vegetação do ultimo máximo glacial (21 ka) e holoceno médio (6 ka): um modelo ecológico de nicho de biomas baseado em clima e solo** (Tese de doutorado). Universidade Federal de Viçosa, 2016.
- BALESDENT, J. The turn over of soil organic fractions. **Canadian Journal of Soil Science**, 72: 527-541, 1987.
- BARDY, M.; DERENNE, S.; ALLARD, T.; BENETTI, M.F.; FRITSCH, E. Podzolisation and exportation of organic matter in black waters of the Rio Negro (upper Amazon basin, Brazil). **Biogeochemistry**, 106:71–88, 2011.
- BECKER-HEIDMANN, P., LIANG-WU, L.; SCHARPENSSEL, H.W. Radiocarbon dating of organic matter fractions of a Chinese Mollisol. **Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde**, 151: 37–39, 1988.
- BLOTT, S. **Gradistat version 4.0: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments by sieving or laser granulometer**. London: University of London, Royal Holloway, Surface Processes and modern environments research group, Department of Geology, 2000. 11p.
- BRAMMER, H. Pozols in Zambia. **Geoderma**, 10:249-250, 1973.
- BULLOCK, P.; FEDEROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T. **Handbook for soil thin section description**. London: Waine Research Publications, 1985. 152p.
- BUSH, M. B.; MILLER, M. C.; OLIVEIRA, P. E. D.; COLINVAUX, P. A. Orbital forcing signal in sediments of two Amazonian lakes. **Journal of Paleolimnology**, v. 2, p. 341-352, 2002.
- BUSH, M. B.; SILMAN, M. R. Observations on Late Pleistocene cooling and precipitation in the lowland Neotropics. **Journal of Quaternary Science**, v. 19, n. 7, p. 677-684, 2004.
- BUURMAN, P.; JONGMAS, A.G. Podzolisation and soil organic matter dynamics. **Geoderma**, Amsterdam, v. 125, p. 171-83, 2005.

- BUURMAN, P.; SCHELLEKENS, J.; FRITZE, H.; NIEROP, K.G.J. Selective depletion of organic matter in mottled podzol horizons. **Soil Biology and Biochemistry**, Oxford, v. 39, p. 607-621, 2007.
- BUURMAN, P.; van BERGEN, P.F.; JONGMANS, A.G.; MEJIER, E.L.; DURAN, B.; van LAGEN, B. Spatial and temporal variation in podzol organic matter studied by pyrolysis-gas chromatography/mass spectrometry and micromorphology. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 56, p. 253-270, 2005.
- BUURMAN, P.; VIDAL-TORRADO, P.; MARTINS, V. M. The Podzol Hydrosequence of Itaguaré (São Paulo, Brazil). 1. Geomorphology and Interpretation of Profile Morphology. **Soil Science Society of America Journal**, 77:1294–1306, 2013.
- CARNEIRO FILHO, A; ZINCK, J. A. Mapping palaeo-aeolian sand cover formations in the northern Amazon basin from TM images. **ITC Journal**, v. 3, p. 270–282, 1994.
- CARNEIRO FILHO, A.; SCHWARTZ, D.; TATUMI, S. H.; ROSIQUE, T. Amazonian Paleodunes Provide Evidence for Drier Climate Phases during the Late Pleistocene–Holocene. **Quaternary Research**, v. 58, n. 2, p. 205-209, 2002.
- CARNEIRO FILHO, A.; TATUMI, S. H.; YEE, M. Dunas fósseis na Amazônia. Revista **Ciência Hoje**. Vol.3.n.191.p.24, 2003.
- CARNEIRO-FILHO, A., et al. Amazonian paleodunes provide evidence for drier climate phases during the Late Pleistocene-Holocene. **Quaternary Research**, v.58, p.205-209, 2002.
- CASTRO, S.S., COOPER, M., SANTOS, M.C., VIDAL-TORRADO, P. **Micromorfologia do solo: bases e aplicações**. In: Curi, N., Marques, J.J., Guilherme, L.R.G., Lima, J.M., Lopes, A.S., Alvarez, V.H. Tópicos em ciência do solo. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 107-164, 2003.
- CHADWICK, O. A., HENDRICKS, D. M., & NETTLETON, W. D. Silica in Duric Soils: II. Mineralogy 1. **Soil Science Society of America Journal**, 51(4), 982-985, 1987.
- CHADWICK, O. A.; HENDRICKS, D. M.; NETTLETON, W. D. Silica in duric soils: I. A deposicional model. **Soil Science Society of American Journal**, v. 51, n. 4, p. 975-982, 1987a.
- CHADWICK, O. A.; HENDRICKS, D. M.; NETTLETON, W. D. Silica in duric soils: II. Mineralogy. **Soil Science Society of American Journal**, v. 51, n. 4, p. 982-985, 1987b.
- CHADWICK, O. A.; NETTLETON, W. D. **Micromorphologic evidence of adhesive and cohesive forces in soil cementation**. In: DOUGLAS, L. A. (Ed.). Soils micromorphology: a basic and applied science. Amsterdam: Elsevier, p. 207-212, 1990.

- CHAPPELL, J. Recognizing fossil strand lines from grain-size analysis. **Journal of Sedimentary Research**, 37 (1): 157-165, 1967.
- CHESWORTH, W.; MACIAS-VASQUEZ, F. pe, pH, and podzolization. **American Journal of Science**, v.285, p.128-146, 1985.
- COELHO, M. R. **Caracterização e gênese de Espodosolos da planície costeira do Estado de São Paulo** (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo), 2008.
- CORDEIRO, C.L.O., ROSSETTI, D.F. Mapping vegetation in a late Quaternary landform of the Amazonian wetlands using object-based image analysis and decision tree classification. **International Journal of Remote Sensing**. v.36, 3397–3422, 2015.
- COSTA, J.B.S. et al. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **Genomos**, Belo Horizonte, v. 4, n. 2, p. 23-44, 1996.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Geodiversidade do estado de Roraima**. Manaus: CPRM. Programa Geologia do Brasil. Levantamento da Geodiversidade, p. 212, 2014.
- CREMON, É.H., ROSSETTI, D.F., ZANI, H. Classification of vegetation over a residual megafan landform in the Amazonian lowland based on optical and SAR Imagery. **Remote Sensing**. 6, 10931–10946, 2014.
- CRONAN, C.S. – Grain-size indices, classification and environment. **Sedimentology**, 10 (1): 83 -100. 1972.
- DE CONINCK, F. Major mechanisms in formation of spodic horizons. **Geoderma**, v.24, p.101-128, 1980.
- DEL CARMEN GUTIÉRREZ-CASTORENA, M., & EFFLAND, W. R. **Pedogenic and biogenic siliceous features**. In Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths, p. 471-496, 2010.
- DEL CARMEN GUTIÉRREZ-CASTORENA, M., STOOPS, G., ORTIZ-SOLORIO, C. A., & SANCHEZ-GUZMAN, P. Micromorphology of opaline features in soils on the sediments of the ex-Lago de Texcoco, México. **Geoderma**, 132(1-2), 89-104, 2006.
- DEPLAZES, G.; LUCHGE, A.; PETERSON, L.C.; TIMMERMANN, A.; HAMANN, Y.; HUGHEN, K.A.; ROHL, U.; LAJ, C.; CANE, M.A.; SIGMAN, D.M.; HAUG, G.H. Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last glacial period. **Nature Geoscience**, 6, 213-217. 2013.
- DUANE, D. B. Significance of skewness in recent sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**, 34 (4): 864- 874, 1964.

- DUBROEUCQ, D. & VOLKOFF, B. From Oxisols to Spodosols and Histosols: evolution of the soil mantles in the rio Negro basin (Amazonia). **Catena**, 32:245-280, 1998.
- DUBROEUCQ, D.; VOLKOFF, B. & PEDRO, G. La couverture pédologique du bouclier du nord de l'Amazonie (bassin du Haut rio Negro). Séquence évolutive des sols et son rôle dans l'aplanissement généralisé des zones tropicales perhumides. C. R. **Acad. Sci.**, Sér. II, 312:663-671, 1991.
- DUNCAN, M.M. & FRANZMEIER, D.P. Role of free silicon, aluminum, and iron in fragipan formation. **Soil Science Society of America Journal**, 63:923-929, 1999.
- EMBRAPA - Empresa Brasileira De Pesquisa Agropecuária. **Manual de métodos de análise de solo**. 2ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos. 230p., 2011.
- EMBRAPA, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**, 5. ed., rev. e ampl. – Brasília, DF., 2018. E-book : il. color. E-book, no formato ePub, convertido do livro impresso. ISBN 978-85-7035-817-2, 2018.
- FILIZOLA, H.F.; LAMOTTE, M.; FRITSCH, E.; BOULET, R.; ARAÚJO FILHO, J.C.; SILVA, F.B.R. & LEPRUN, J.C. Os fragipãs e duripãs das depressões dos Tabuleiros Costeiros do nordeste brasileiro: Uma proposta de evolução. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 25:947-964, 2001.
- FLACH, K. W., NETTLETON, W. D., GILE, L. H., & CADY, J. G. Pedocementation: Induration by silica, carbonates, and sesquioxides. **Quaternary Soil Science**, 107(6), 442-453, 1969.
- FOLK, R.L. A review of grain-size parameters. **Sedimentology**, 6: 73-93. 1966.
- FOLK, R.L.; WARD, W.C. Brazos River Bay: Study of the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 27, p. 3-27, 1957.
- FOOD AND AGRICULTURAL ORGANIZATION – FAO. **World reference base for soil resources**. Rome. 191p., 2014.
- FRANZMEIER, D.P.; NORTON, L.D. & STEINHARDT, G.C. **Fragipans formation in loess of the Midwestern United States**. In: SMECK, N.E. & CIOLKOSZ, E.J., eds. *Fragipans: Their occurrence, classification, and genesis*. Wisconsin, USA. SSSA. p.69-97, 1989.
- FRITSCH, E.; ALLARD, T.; BENEDETTI, M. F.; NASCIMENTO, N. R. DO; LI, Y.; CALAS, G. 2009. Organic complexation and translocation of ferric iron in podzols of the Negro River watershed. Separation of secondary Fe species from Al species. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Inglaterra, v. 73, p. 1813-1825. 2009.
- FRITSCH, E.; MONTES-LAUAR, C. R.; BOULET, R.; MELFI, A. J.; BALAN, E.; and MAGAT P. Lateritic and redoximorphic features in a faulted landscape near Manaus, Brazil. **European Journal of Soil Science**. 53, 203 – 217, 2002.

- GAO, S.; COLLINS, M. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". **Sedimentary Geology**, vol. 80, pp. 47-60, 1992.
- GAO, S.; COLLINS, M.B. Analysis of grain size trends, for defining sediment transport, pathways in marine environments. **Journal of Coastal Research**, v. 10, n. 1, p. 70-78, 1994.
- HAILS, J .R. & HOYT, J.H. The significance and limitations of statistical parameters for distinguishing ancient and modern sedimentary environments of the lower Georgia coastal plain. **Journal of Sedimentary Petrology**, 39:559-580, 1969.
- HAILS, J.R. Significance of statistical parameters for distinguishing sedimentary environments in New South Wales, Australia. **Journal of Sedimentary Petrology**, 37 (4): 1059-1070, 1967.
- HALLMARK, R.B.; SMECK, N.E. The effect of extractable aluminum iron, and silica on strength and bonding of fragipans of northeastern Ohio. **Soil Science Society of America Journal**, v. 43, p. 145-150, 1979.
- HOGG, A. G., et al. "SHCal13 Southern Hemisphere calibration, 0–50,000 years cal BP." **Radiocarbon**, v. 55(4): 1889-1903, 2013.
- HOLLINGSWORTH, I. D., & FITZPATRICK, R. W. **Nature and origin of a duripan in a Durixeralf-Duraqualf toposequence: micromorphological aspects**. In *Developments in Soil Science* (Vol. 22, pp. 835-844). Elsevier, 1993.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Manual técnico da vegetação brasileira**. 1. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1992.
- IRIONDO, M., AND LATRUBESSE, E. A probable Scenario for a Dry Climate in Central Amazonia during the Late Quaternary. **Quaternary International**. Elsevier. Vol.21: 121-128, 1994.
- JANKOWSKI, M. The evidence of lateral podzolization in sandy soils of Northern Poland. **Catena**, Amsterdam, v. 112, n. 0, p. 139-147, 2014.
- KARATHANASIS, A.D. Mineral solubility relationships in Fragiudalfs of Western Kentucky. **Soil Science Society of America Journal**, 51:474-481, 1987.
- KLINGE, H. Podzol soils in the amazon basin. *J. Soil Sci.*, 16:95-103, 1965.
- LATRUBESSE, E. M. **The Late-Quaternary Palaeohydrology of Large South American Fluvial Systems**. In: J. K. Gregory; G. Benito (Eds.). *Palaeohydrology: Understanding Global Change*. 1st ed., John Wiley & Sons Inc., p.193-212, 2003.
- LATRUBESSE, E. M.; NELSON, B.W. Evidence for Late-Quaternary Aeolian activity in the Roraima-Guyana Region. **Catena**, v. 43, p. 63-80, 2001.

- LATRUBESSE, E. M.; RAMONELL, C. G. A Climatic Model for Southwestern Amazonia in Last Glacial Times. **Quaternary International**, v. 21, p. 163-169, 1994.
- LIMA-RIBEIRO, M. S. **Índice de variação da paisagem (IVP) e riqueza de espécies de vertebrados no bioma Cerrado, Brasil Central**. Dissertação (Mestrado em Ecologia e Evolução) - Universidade Federal de Goiás (UFG), Goiânia:UFG, 97 p., 2006.
- LITCHFIELD, W.H. AND MABBUTT, J.A. Hardpan soils of semi-arid Western Australia. **Journal of Soil Science**, v. 13, 148-60. 1962.
- Lopes-Mazzetto, J. M., Schellekens, J., Vidal-Torrado, P., & Buurman, P. Impact of drainage and soil hydrology on sources and degradation of organic matter in tropical coastal podzols. **Geoderma**, 330, 79-90, 2018.
- LUCAS Y.; CHAUVEL A.; BOULET R.; RANZANI G.; SCATOLINI F. Transição Latossolos-podzóis sobre a formação Barreiras na região de Manaus, Amazônia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 8:325-335, 1984b.
- LUCAS, Y., MONTES, C.R., MOUNIER, S., LOUSTAU CAZALET, M., ISHIDA, D., ACHARD, R. ET AL. Biogeochemistry of an Amazonian podzol ferralsol soil system with white kaolin. **Biogeosciences**, 9, 3705–3720, 2012.
- LUCAS, Y.; BOULET, R.; CHAUVEL, A.; VEILLON, L. Systemes sols ferralitiques—podzols en region amazonienne. In: Righi D, Chauvel A (eds) Podzols et podzolization. **Afessinra**, Paris, p. 53–65, 1987.
- LUNDSTRÖM, U.S.; VAN BREEMEN, N.; BAIN, D. The podzolization process. A review. **Geoderma**, v. 94, p. 91-107, 2000.
- MABESOONE. J. M. Sedimentologia, Universidade Federal de Pernambuco – Recife, 473 p., 1968.
- MAFRA, A. L.; MIKLÓS, A. A. W.; VOLKOFF, B.; MELFI, A. J. Pedogênese numa sequência Latossolo-Espodossolo na região do alto Rio Negro, Amazonas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 26:381-394, 2002.
- MCKEAGUE, J.A. & WANG, C. Micromorphology and energy dispersive analysis of ortstein horizons of podzolic soils from New Brunswick and Nova Scotia, Canada. **Canadian Journal of Soil Science**, 60:9-21, 1980.
- McLAREN, P. An interpretation of trends in grain size measures. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 51, n. 2, p. 611-624, 1981.
- MENDONÇA, B.A.F. de; FERNANDES FILHO, E.I.; SCHAEFER, C.E.G.R.; SIMAS, F.N.B.; VALE JUNIOR, J.F. do; LISBOA, B. de A.R.; MENDONÇA, J.G.F de; Solos e geoambientes do Parque Nacional do Viruá e entorno, Roraima: visão integrada da paisagem e serviço ambiental. **Ciência Florestal**, Santa Maria, v. 23, n. 2, p. 427-442, abr.-jun., 2013.

- MENDONÇA, B.A.F. de; SIMAS, F.N.B.; SCHAEFER, C.E.G.R.; FERNANDES FILHO, E.I.; VALE JÚNIOR, J.F. do; MENDONÇA, J.G.F. de. Podzolized soils and paleoenvironmental implications of white-sand vegetation (Campinarana) in the Viruá National Park, Brazil. **Geoderma Regional**, p. 9–20, 2014.
- MONTES, C.R., LUCAS, Y., PEREIRA, O.J.R., ACHARD, R., GRIMALDI, M. & MELFI, A.J. Deep plant-derived carbon storage in Amazonian podzols. **Biogeosciences**, 8, 113–120, 2011.
- MOODY, L. E., & GRAHAM, R. C. Silica-cemented terrace edges, central California coast. **Soil Science Society of America Journal**, 61(6), 1723-1729, 1997.
- MORRIS, R. C., & FLETCHER, A. B. Increased solubility of quartz following ferrous–ferric iron reactions. **Nature**, 330(6148), 558, 1987.
- NASCIMENTO, N. R. do, BUENO, G. T., FRITSCH, E.; HERBILLON, A. J., ALLARD, TH., MELFI, A. J., ASTOLFO, R., BOUCHER, H., LI, Y. Podzolization as a deferralitization process: a study of an Acrisol-Podzol sequence derived from Palaeozoic sandstones in the northern upperAmazon Basin. **European Journal of Soil Science**. v.55, 523–538, 2004.
- NASCIMENTO, N. R. do, FRITSCH, E., BUENO, G. T., BARDY, M., GRIMALDI, C., MELFI, A. J. Podzolization as a deferralitization process: dynamics and chemistry of ground and surface waters in an Acrisol – Podzol sequence of the upper Amazon Basin. **European Journal of Soil Science**; 59, 911–924, 2008.
- NETTLETON, W.D.; McCRAKEN, R.J. & DANIELS, R.B. Two North Carolina Coastal Plain catenas. II. Micromorphology, composition and fragipã genesis. **Soil Science Society of America Proceedings**, v. 32:582-587, 1968.
- PEDRO, G. & DELMAS, A.B. Regards actuels sur les phénomènes d'altération hydrolitique. Leur nature, leur diversité et leur place au cours de l'évolution géochimique superficielle. Cah. ORSTOM, **Serie Pedologie**, 18:217-234, 1979.
- PEREIRA, N.S.; MARINS, Y.O.; SILVA, A.M.C.; OLIVEIRA, P.G.V.; SILVA, M.B. Influência do ambiente sedimentar na distribuição dos organismos meiobentônicos do Atol das Rocas. **Estudos Geológicos**, v. 18, n. 2, p. 65, 2008.
- PESSEDA, Radiocarbon dating of soil organic matter and hum fraction and its comparison with ¹⁴C ages of fossil charcoal. **Radiocarbon**, New Haven, v.43, n.2B, p.595-601, 2001.
- PETERSON, L.C.; HAUG, G.H.; HUGHEN, K.A.; ROHL, U. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. **Science**, 290, 1947-1951. 2000.
- PETTIJOHN, F. J. Sedimentary rocks. 2. ed. New York: Harper & Brothers, 1957. 718p.

- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E., & SIEVER, R. **Sand and Sandstones**. New York, Springer Verlag. 1972.
- PONÇANO, Waldir Lopes. Sobre a interpretação ambiental de parâmetros estatísticos granulométricos: exemplos de sedimentos quaternários da costa brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 16, n. 2, p. 1986.
- PONZI, V. R. **Métodos de análises sedimentológicas de amostras marinhas. Representações de resultados através de gráficos e mapas**. UFPE. Instituto de Geociências, 35 p., 1995.
- RAMSEY, C. B. Bayesian analysis of radiocarbon dates. **Radiocarbon** 51.1: 337-360, 2009.
- REIS, N. J., GOMES DE FARIA, M. S., MAIA, M. A. M. **O quadro Cenozóico da porção norte-oriental do estado de Roraima**. In: **Contribuições à Geologia da Amazônia**, vol.3. p. 259. Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte (SBG-NO). Belém, Pará, Brasil, 2002.
- RIGHI, D.; BRAVARD, S.; CHAUVEL, A.; RANGER, J.; ROBERT, M. In situ study of soil processes in an oxisol-spodosol sequence of Amazonia (Brazil). **Soil Science**, 150:438–445, 1990.
- RIKER, S. R. L., HORBE A. M. C. **Sedimentos holocênicos da região de Boa Vista, Roraima, para indústria de cerâmica vermelha**. In: **Contribuições à Geologia da Amazônia**, vol.5. p. 101-112, 2007.
- RODAS, M., LUQUE, F. J., MAS, R., & GARZON, M. G. Calcretes, palcretes and silcretes in the Paleogene detrital sediments of the Duero and Tajo basins, central Spain. **Clay Minerals**, 29(2), 273-286, 1994.
- RODRIGUES e SILVA, F.B. & LEPRUN, J.C. **Duripãs em solos dos Tabuleiros Costeiros do Nordeste do Brasil**. In: **Anais - CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO**, 26, Rio de Janeiro-RJ, 1997.
- ROLIM NETO, F.C. & SANTOS, M.D.C. Gênese de solo arenoso com lamelas e fragipã no agreste de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 18:243-253, 1994.
- ROMERO, R.E.; CLEMENTE, C.A.; RIBEIRO, L.P.; MONTES, C.R. & MELFI, A.J. **Material cimentante de duripãs de uma topossequência dos Tabuleiros Costeiros**. In: **Anais - CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO**, 28., Ribeirão Preto - São Paulo, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2003.
- ROSSETTI, D.F., COHEN, M.C.L., BERTANI, T.C., HAYAKAWA, E.H., PAZ, J.D.S., CASTRO, D.F., FRIAES, Y. Late Quaternary fluvial terrace evolution in the main southern Amazonian tributary. **Catena** 116, 19–37, 2014.
- ROSSETTI, D.F., ZANI, H., COHEN, M.C.L., CREMON, É.H. A Late Pleistocene-Holocene wetland megafan in the Brazilian Amazonia. **Sedimentary Geology**, 282, 276–293, 2014.

- ROSSETTI, D.F., ZANI, H., CREMON, É.H. Fossil megafans evidenced by remote sensing in the Amazonian wetlands. **Zeitschrift fur Geomorphologie**. 58, 145–161, 2014.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMAN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. **Gondwana Research**, [S.l], v. 3, n.4, p. 453-488, 2000.
- SANTOS, R.D; LEMOS, R.C; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C; SHIMIZU, S. H. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 6.ed. revisada e ampliada. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa.100 p., 2013.
- SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S. et al. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas SIG - Programa Geologia do Brasil**. CD-ROM ed., p.2000. Brasília: CPRM, 2004.
- SCHWARTZ, D. **Les podzols tropicaux sur sables Bateke en R.P. du Congo. Description, caracterisation, genese**. In: RIGHI, D. & CHAUVEL, A., eds. Podzols et podzolisation. Paris, INRA, p.25-36, 1987.
- SERVANT, M.; MALEY, J.; TURCQ, B. et al. Tropical forest changes during the late quaternary in African and South American lowlands. **Global and Planetary Change**, v. 7, n. 1-3, p. 25-40, 1993.
- SILVA, F.B.R; LEPRUN, J.C. & BOULET, R. **Duripãs em solos dos Tabuleiros Costeiros do Nordeste do Brasil: mineralogia, micromorfologia e gênese**. In: Anais - CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 26, Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1997.
- SOIL SURVEY STAFF. **Keys to soil taxonomy**. 8 ed. Washington, United States Department of Agriculture/Pocahontas Press, 2014.
- SOMBROEK, W.G. Soil of the Amazon region. In: The Amazon: Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin. Dordrecht, W. **Junk Publication**, p.522- 535, 1984.
- STEINHARDT, G.C. & FRANZMEIER, D.P. Chemical and mineralogical properties of the fragipans of the Cincinnati catena. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 43:1008-1113, 1979.
- STEVENSON, F.J. **Humus chemistry: genesis, composition, reactions**. New York: John Wiley, 496p, 1994.
- SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo, Editora Edgar Blucer, da Universidade de São Paulo, 312 p., 1973.

- TEEUW, R. M.; RHODES, E. J. Aeolian activity in northern Amazonia: optical dating of Late Pleistocene and Holocene palaeodunes. **Journal of Quaternary Science**, v. 19, n. 1, p. 49-54, 2004.
- THIRY, M. **Silicifications continentales**. In: PAQUET, H.; CLAVER, N. (Eds.) *Sédimentologie et géochimie de la surface: colloque à la mémoire de George Millot*. Paris, Academie des Sciences, p.177-198, 1993.
- THOMAS, M.F.; THORP, M. & McALISTER, J. Equatorial weathering, landform development and formation of White sands in north western Kalimantan, Indonesia. **Catena**, 36:205-232, 1999.
- USAI, M. R., & DALRYMPLE, J. B. (2003). Characteristics of silica-rich pedofeatures in a buried paleosol. *Catena*, 54(3), 557-571.
- van BREEMEN, N.; BUURMAN, P. **Soil Formation**. 2nd ed. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 404p., 2002.
- van der HAMMEN, T. Pleistocene changes of vegetation and climate in Tropical South America. **Journal of Biogeography**, v. 1, p. 3-26, 1974.
- VIDAL-TORRADO, Pablo; FERREIRA, Tiago Osório. **Solos de restingas e áreas úmidas costeiras**. In: *Pedologia: solos dos biomas brasileiros* [S.l: s.n.], p. 597 il, 2017.
- VIEIRA, C.V.; HORN FILHO, N.O.; BONETTI, C.V.D.H.C.; BONETTI, J. Caracterização morfossedimentar e setorização do complexo estuarino da Baía da Babitonga/SC. **Boletim Paranaense de Geociências**, Editora UFPR, n. 62-63, p. 85-105, 2008.
- VISHER, G.S. **Grain-size distributions and depositional processes**. *J. Sed. Petrol.*, 39 (3): 1074-1106, 1969.
- VOLKOFF, B. Organizações regionais de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations. *Cah. Orstom*, **Série Pédologie**, 21:225-236, 1985.
- WALLINGA, J.; MURRAY, A.; WINTLE, A. The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. **Radiation Measurements**, Oxford, v. 32, n. 5, p. 529-533, 2000.
- WENTWORTH, C.K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**, v. 30, n. 5, p. 377-392, 1922.
- WINTERS, E. & SIMONSON, R.W. **The sub-soil**. In: NORMAN, A.G., ed. *Advances in Agronomy*. New York, Academic Press. p.1-92, 1951.
- WINTLE, A.G.; MURRAY, A.S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. **Radiation Measurements**, 41, 369-391. 2006.

ZANI, H.; ROSSETTI, D. D. F. Multitemporal Landsat data applied for deciphering a megafan in northern Amazonia. **International Journal of Remote Sensing**, v. 33, n. 19, 2012.

ZULAR, A. **Variações da zona de convergência intertropical e do nível relativo do mar durante o quaternário tardio registradas em depósitos eólicos do nordeste e norte do Brasil.** (Tese de doutorado), Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, 44p., 2016.

APÊNDICES

TABELA 3: Análise química e granulométricas dos perfis da sequência 1 e sua respectiva classificação.

Horiz.	Prof. cm	Areia	Silte g kg ⁻¹	Argila	C g kg ⁻¹	pH	SB	T	CTCt	V	m
LATOSSOLO AMARELO Acrico típico											
A	0-40	620	78	304	6,4	5,6	1,1	4,7	1,2	23,3	11,3
AB	40-80	621	78	301	4,5	5,4	1,1	4,6	1,2	23,5	10,9
BA	80-140	623	89	288	3,2	5,6	1,0	4,0	1,1	25,0	7,4
	140-200	582	93	325	3,2	5,6	0,9	1,4	0,9	60,4	7,6
Bw1	200										
Bw2	200+	629	45	326	3,2	5,3	0,9	1,1	1,0	85,1	7,1
PLINTOSSOLO HÁPLICO Distrófico típico											
A	0-14	724	138	138	9,6	5,9	0,9	3,3	1,1	26,8	17,6
AE	14-34	722	140	138	7,7	4,4	0,4	3,0	0,8	13,6	46,2
EB	34-61	719	80	201	3,2	4,4	0,4	2,3	0,7	18,5	42,3
Bf	61+	762	50	189	4,8	4,3	0,4	3,8	0,7	10,4	40,7
ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico arênico											
A	0-12	899	76	25	4,5	4,8	0,1	3,1	0,7	3,8	83,1
AE	12-25	916	46	38	6,4	4,6	0,2	2,4	0,7	8,7	67,5
E	25-50	886	76	38	4,8	4,8	0,2	3,2	0,8	7,4	71,8
Bh1	50-75	885	65	50	3,2	5,2	0,1	2,6	0,6	3,8	84,1
Bh2	75-100	856	56	88	4,5	5,1	0,1	2,7	0,7	2,3	91,2
	100-135	840	72	88	3,2	5,2	0,0	3,2	0,4	1,4	89,9
C1	135-173										
	173-250	843	69	88	3,2	5,1	0,1	3,2	0,5	2,9	80,0
C2	250+										
ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico típico											
A	0-3	858	90	52	25,6	4,2	0,1	12,0	1,8	0,9	94,0
AE	3-17	894	93	13	6,4	4,2	0,2	3,2	0,6	4,7	72,7
E	17-63	932	56	13	3,2	5,1	0,2	0,9	0,3	17,0	47,9
EB	63-70	902	85	13	1,6	4,9	0,1	2,3	0,5	6,4	70,0
Bh	70-110	901	87	13	8,0	4,5	0,1	9,8	2,0	1,2	94,2

TABELA 4: Análise química e granulométricas dos perfis da sequência 2 e sua respectiva classificação.

Horiz.	Prof. cm	Areia	Silte g kg ⁻¹	Argila	C g kg ⁻¹	pH	SB	T	CTCt	V	m
ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico espessarênico											
A	0-40	933	29	38	8,0	4,9	0,2	8,7	1,7	2,6	86,8
E	40-70	910	52	38	12,8	5,1	0,2	6,9	1,6	2,9	87,6
	70-	871	78	50	11,2	4,9	0,1	7,1	1,3	1,7	90,8
EB	120										
	120-	870	54	76	8,3	5,3	0,1	5,1	0,7	1,1	91,7
Bh1	200										
	200-	868	44	88	2,6	5,7	0,1	2,8	0,5	1,8	90,5
Bh2	300										
C	300+	854	70	75	4,8	5,2	0,1	2,2	0,6	4,6	81,8
ESPODOSSOLO FERRI-HUMILÚVICO Hiperespesso típico											
A1	0-5	951,6	23,3	25,1	11,42	4,79	6,9	66,5	10,4	10,3	33,7
A2	5-15	977,3	10,2	12,5	8,56	4,99	4,5	72,5	9,0	6,2	49,9
AE	15-30	980	7	12,5	8,56	5,21	1,5	50,3	4,9	2,9	69,7
	30-	980	7,3	12,5	0	5,13	1,0	18,8	2,9	5,3	65,7
E1	120										
	120-	968,5	19	12,5	0	4,89	0,8	10,2	1,9	8,0	57,3
E2	240										
	240-	973,2	14,3	12,5	0	4,62	0,5	26,3	4,2	1,8	88,9
EB	280										
	280-	956,4	18,6	25,1	2,85	4,48	0,5	43,5	6,3	1,2	91,9
BE	320+										
	Hor.	945,3	17,1	37,6	14,27	4,26	0,4	192,4	20,2	0,2	97,9
Bh1	desc.										
	Hor.	935,7	26,6	37,6	14,27	4,71	0,4	159,8	18,4	0,3	97,7
Bh2	desc.										
	Hor.	952,5	35	12,5	1,42	5,18	0,5	34,1	3,3	1,4	85,6
Cqm1	desc.										
Cqm1	Hor.	923,9	11,8	64,3	12,28	5,03	1,9	77,7	5,4	2,5	64,7
(frontal)	desc.										
Cqm1	Hor.	936,7	24,9	38,3	8,56	4,60	0,3	76,3	4,3	0,3	94,1
(lateral)	desc.										
Cqm2	Hor.	935,8	26,6	37,6	11,42	4,85	0,4	114,6	8,9	0,4	95,4
(frontal)	desc.										
	Hor.	949,7	37,8	12,5	5,71	4,02	0,3	78,1	3,7	0,4	92,4
Cqm2	desc.										
ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Hiperespesso típico											
A1	0-12	963	24,5	12,5	5,71	5,77	1,9	40,5	5,6	4,6	66,5
A2	12-25	936,3	51,2	12,5	1,43	5,86	1,0	14,4	2,2	6,9	54,8
A3	25-40	942,3	45,2	12,5	2,00	5,43	0,5	12,9	1,3	3,7	62,5
	40-	914,3	73,2	12,5	0,00	5,67	0,5	10,9	1,6	4,1	71,0
E1	100										
	100-	919,8	67,7	12,5	1,43	5,02	0,5	8,7	1,4	5,7	64,3
E2	190										
	190-	910,4	77,1	12,5	1,86	4,82	1,4	26,0	4,7	5,5	69,6
EB	200										
	Hor.	909,6	77,8	12,5	25,70	4,97	1,1	46,3	8,1	2,3	86,8
Bh1	desc.										
	190-	648,7	338,5	12,8	19,99	5,09	1,7	32,1	5,6	5,2	69,9
Bh2	280										
TURFA											
Ho	0-15	863,9	122,5	13,6	12,28	5,05	1,2	205,8	15,8	0,6	92,3
(upper)											
H1	15-35	847,6	114,3	38,1	23,98	5,43	2,1	501,1	48,3	0,4	95,7

TABELA 5: Análise química e granulométricas dos perfis da sequência 3 sua respectiva classificação.

Horiz.	Prof. cm	Areia	Silte g kg ⁻¹	Argila	C g kg ⁻¹	pH	SB	T	CTCt	V	m
ESPODOSSOLO FERRI-HUMILÚVICO Hiperespesso típico											
A	0-7	962	25	13	19,2	4,5	0,5	10,0	1,6	5,1	67,9
AE	7-14	954	34	12	9,3	4,6	1,1	5,3	1,8	20,4	38,7
EA	14-28	942	45	13	8,0	4,8	0,5	10,0	1,6	5,1	67,9
E1	28-63	938	49	13	4,8	4,7	0,1	5,2	0,8	2,3	83,9
E2	63-98	955	33	12	2,9	5,3	0,4	2,8	1,0	12,6	63,5
E3	98-139	908	77	12	2,6	5,6	0,3	1,9	0,5	14,2	49,9
	139-179	909	78	13	8,0	4,6	0,0	4,4	0,2	1,0	80,8
E4	Irregular 180+	949	39	13	3,2	4,9	0,2	5,7	1,0	4,4	75,4
E5	Irregular										
EB	153-179	942	46	12	4,2	4,7	0,1	1,6	0,3	4,9	76,1
	200+	914	73	13	4,8	5,2	0,2	5,1	0,7	3,2	77,2
Bh	Irregular 215+	918	70	13	3,2	5,6	0,4	3,8	0,8	10,5	51,0
Bs	Irregular 230+	914	74	13	3,0	4,8	0,2	1,3	0,4	15,2	49,1
C	Irregular										
ESPODOSSOLO FERRI-HUMILÚVICO Órtico típico											
A1	0-3	93,11	4,38	2,50	8,57	4,57	8,6	283,2	33,3	3,0	74,2
A2	3-19	94,85	3,90	1,25	5,71	4,63	1,0	61,0	8,1	1,7	87,4
A3	19-50	93,30	5,45	1,25	5,71	5,28	0,7	61,9	11,5	1,1	94,3
E1	50-70/95	89,58	6,66	3,77	0,00	4,73	0,4	15,4	1,5	2,5	73,8
Bh	Hor. desc.	90,32	7,18	2,51	5,71	4,91	0,4	221,0	25,5	0,2	98,5
Bhm	Hor. desc.	83,36	8,95	7,69	15,99	5,29	0,4	168,0	16,8	0,2	97,5
Cqm	Hor. desc.	96,87	1,88	1,25	10,99	5,45	0,5	105,1	6,0	0,5	91,1
ESPODOSSOLO FERRI-HUMILÚVICO Órtico espessarênico											
A	0-7	935	28	38	3,2	6,4	0,9	4,6	1,3	19,1	30,8
AE	7-19	933	55	13	3,0	5,7	0,8	3,6	1,2	17,9	30,3
EA	19-50	933	54	13	2,9	5,6	0,1	0,8	0,2	7,9	64,2
E1	50-86	934	27	39	2,6	5,9	0,9	1,1	1,0	84,0	2,1
E2	86-116	856	87	57	1,6	4,7	1,1	1,3	1,1	83,0	0,9
E3	116-123	859	89	51	1,4	4,5	1,0	1,2	0,9	83,1	0,7
	Irregular	876	86	39	23,7	4,8	0,4	14,7	3,0	2,8	86,3
Bh	123-129										
	Irregular	989	10	1	27,2	4,8	0,4	17,2	2,7	2,4	84,6
Bs	129-136										
	Irregular	692	277	31	25,3	4,5	0,1	18,2	3,1	0,6	96,7
C	136+										
ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Hidromórfico dúrico											
A	0-20	767	182	52	80,0	3,6	0,9	29,1	4,5	3,1	80,4
AE	20-40	903	84	13	11,2	4,3	0,2	5,3	1,8	3,9	88,7
E	40-60	838	150	12	4,8	4,5	0,1	4,1	0,9	2,4	89,4
Bh1	60-80	836	127	38	7,7	4,6	0,1	5,0	1,2	2,7	88,4
Bh2	80+	905	32	63	11,2	5	0,1	8,8	1,1	1,0	92,6

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DOS PERFIS DE ESPODOSSOLOS COM DURIPÃ

ESPODOSSOLO FERRI-HUMILÚVICO Hiperespesso típico (Sequência 2)

A1: Raízes finas e muito finas abundantes; grãos soltos com presença de alguns agregados granulares de grau fraco que se desfazem em grãos simples; presença de grânulos de carvão; transição para o A2 clara e plana;

A2: Raízes finas e muito finas comuns; há um variegado de cores; grãos soltos e blocos de tamanho pequeno, grânulos grandes (ambos de grau fraco) que se desfazem em grãos simples; presença de grânulos de carvão; transição para o AE gradual;

AE: Raízes grossas de 0,5 a 2 cm, comuns com crescimento lateral paralelo à superfície; estrutura maciça que se desfaz em grãos simples sem agregação; poucos agregados de blocos pequenos que se desfazem em grãos simples; presença de grânulos de carvão; transição para o E1 difusa;

E1: Raízes finas verticais comuns menores que 2 mm; estrutura maciça que se desfaz em grãos simples sem agregação; presença de grânulos de carvão; transição para o E2 difusa;

E2: Estrutura maciça que se desfaz em grãos simples, presença rara de algumas raízes grossas. Transição para o EB ondulada, em forma de línguas em algumas zonas do perfil;

EB: profundidade irregular; estrutura maciça com grãos simples soltos; horizonte de degradação que manchas de E2, mistura de mais horizontes; horizonte descontínuo que varia em espessura (entre 3 e 7 cm);

BE: profundidade irregular; um pouco mais escuro que o EB, porém mantém as mesmas características; estrutura maciça com grãos simples soltos; horizonte de degradação que manchas de E2, mistura de mais horizontes; horizonte descontínuo que varia em espessura (entre 3 e 7 cm);

Bh1; horizonte escuro, pouco espesso (0,5 a 1 cm); muito escuro; transição abrupta e ondulada entre BE e Bh1 com pequenas interpenetrações de línguas estreitas de 1 a 2 cm;

Bh2: maciço, escuro, com transição abrupta entre Bh e Bh2, presença de manchas mais claras do tipo bandas de MOS. Presença de fragmentos residuais de C com bordas de contorno careadas, este horizonte possui volumes maiores e cor menos escuro do que o Bh1;

Cqm: fragmentos irregulares as vezes impregnadas de MOS as vezes não, de cor bruno claro com transições em formas de bandas fragmentadas; trata-se de um horizonte fragmentado aparentemente por degradação; quando seco muito duro, extremamente duro; quando úmido duro. Varia de 5 a 10 cm de espessura com

variações laterais, topografia ondulada. Este horizonte aparece dominando o perfil com interpenetrações de Bh na forma de línguas, há também penetrações de galerias biológicas, bolsões com E no centro e o Bh circundando, e, eventualmente, um Bs estreito na borda do bolsão. O C ocorre na parte mais baixa e apresenta transição ondulada.

ESPODOSSOLO FERRI-HUMILÚVICO Órtico típico (Sequência 3)

A1: presença de raízes finas abundantes; carvões abundantes de tamanho variável; grãos soltos com presença de alguns agregados granulares de grau fraco que se desfazem em grãos simples;

A2: presença de raízes grossas que variam de 5 mm a 3 cm, comuns, raízes crescendo horizontalmente, raízes finas comuns; carvões comuns de 2 a 10 mm; grãos soltos e blocos de tamanho pequeno, grânulos grandes (ambos de grau fraco) que se desfazem em grãos simples;

A3: raízes finas raras, em geral ausência de raízes; carvões comuns de 2 a 10 mm; grãos soltos e blocos de tamanho pequeno, grânulos grandes (ambos de grau fraco) que se desfazem em grãos simples;

E1: raízes médias raras, finas raras com crescimento vertical; poucos carvões muito pequenos de 1 a 2 mm dispersos no horizonte; estrutura maciça que se desfaz em grãos simples sem agregação; transição para o E2 difusa;

E2: algumas raízes finas crescendo no contato com o EB e Bh1; estrutura maciça que se desfaz em grãos simples. Transição para o B ondulada, em forma de línguas em algumas zonas do perfil;

Bh: horizonte muito escuro; transição abrupta e ondulada entre E e Bhm com pequenas interpenetrações de línguas estreitas;

Bh2: maciço, escuro, com transição abrupta entre Bh e C, presença de manchas mais claras do tipo bandas de MOS. Presença de fragmentos residuais de C com bordas de contorno careadas;

Cqm: fragmentos irregulares as vezes impregnadas de MOS as vezes não, de cor bruno claro com transições em formas de bandas fragmentadas; trata-se de um horizonte fragmentado aparentemente por degradação; quando seco muito duro, extremamente duro; quando úmido duro. Varia de 5 a 10 cm de espessura com variações laterais, topografia ondulada. Este horizonte aparece dominando o perfil com interpenetrações de Bh na forma de línguas, há também penetrações de galerias biológicas, bolsões com E no centro e o Bh circundando, e, eventualmente, um Bs estreito na borda do bolsão. O C ocorre na parte mais baixa e apresenta transição ondulada.