

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO

JULIET EMILIA SANTOS DE SOUSA

**PEDOGÊNESE E SEQUESTRO DE CARBONO EM PLANOSSOLOS AO
LONGO DE UM GRADIENTE PLUVIOMÉTRICO NA PROVÍNCIA
BORBOREMA, BRASIL**

Recife

2019

Juliet Emilia Santos de Sousa
Engenheira Agrônoma

Pedogênese e sequestro de carbono em Planossolos ao longo de um gradiente pluviométrico na Província Borborema, Brasil

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, da Universidade Federal Rural de Pernambuco, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutora em Ciência do Solo

Orientador: Prof. Dr. Valdomiro Severino de Souza Júnior

**Recife
2019**

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Sistema Integrado de Bibliotecas da UFRPE
Biblioteca Central, Recife-PE, Brasil

S725p Sousa, Juliet Emilia Santos de
Pedogênese e sequestro de carbono em Planossolos ao longo de
um gradiente pluviométrico na Província Borborema, Brasil / Juliet
Emilia Santos de Sousa. – 2019.
133 f.: il.

Orientador: Valdomiro Severino de Souza Júnior.
Tese (Doutorado) – Universidade Federal Rural de
Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo,
Recife, BR-PE, 2019.

Inclui referências e apêndice(s).

1. Intemperismo 2. Solo - Formação 3. Rochas metamórficas
4. Solos – Teor de compostos orgânicos 5. Solos argilosos
6. Carbono 7. Solos – Teor de nitrogênio I. Souza Júnior, Valdomiro
Severino de, orient. II. Título

CDD 631.4

JULIET EMILIA SANTOS DE SOUSA

Pedogênese e Sequestro de Carbono em Planossolos ao Longo de um Gradiente Pluviométrico na Província Borborema, Brasil

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, da Universidade Federal Rural de Pernambuco, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutora em Ciência do Solo.

Aprovada em 15 de Agosto de 2019

Prof. Dr. Valdomiro Severino de Souza Júnior
Orientador
Universidade Federal Rural de Pernambuco (DEPA)

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Tiago Osório Ferreira
Universidade de São Paulo (ESALQ/USP)

Dr. José Coelho de Araújo Filho
Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA)

Prof. Dr. Marcelo Metri Corrêa
Universidade Federal Rural de Pernambuco (UAG)

Prof. Dr. Mateus Rosas Ribeiro Filho
Universidade Federal Rural de Pernambuco (DEPA)

Aos meus pais, irmão e sobrinhas
(Que elas nunca desistam de lutar)!

DEDICO

AGRADECIMENTOS

Uma das coisas que mais sou nessa vida é ser grata. Cheguei muito mais longe do que jamais imaginei, sem o mais importante, me perder pelo caminho. Perder-me dos meus princípios e sonhos. O que me motivou entrar na universidade me move até hoje.

Caminhei longas estradas, tortuosas às vezes, nada fáceis, mas sempre bem acompanhada. E são a essas companhias que devo tudo, desde minha existência até o desenvolver de meu trabalho.

O maior e mais importante agradecimento de todos é ao autor de minha existência, Deus, sem Ele eu nada seria. Ele me conduz a cada passo e me carrega nos momentos mais difíceis (os quais não foram poucos).

Aos meus pais, Jacira Maria e João Ferreira, por mesmo sem entender, sempre estarem presentes nessa caminhada. Eles são a força propulsora para toda minha luta, o motivo de não desistir.

Ao meu irmão e sobrinhas, pelo carinho incondicional.

Aos familiares (tios, tias, avós, primos, primas, madrinha, padrinho), que por vezes, mesmo sem compreender minhas ausências, nunca desistiram de mim.

Aos professores e amigos de escola, por serem sementes de conquista em minha trajetória.

Ao meu orientador professor Valdomiro Severino de Souza Júnior por todo apoio, incentivo e valiosos ensinamentos. Por me lembrar, constantemente, que o mais importante é não perder a fé.

A Jane Kelly e Jean Cheyson sempre presentes em cada fase do trabalho, desde coleta até análises. Foram essenciais em meu doutorado.

Ao pesquisador José Coelho por todos os ensinamentos e participação em coletas.

Ao professor Marcelo Metri por todos os ensinamentos e auxílio em análises.

A todos que colaboraram em minhas coletas, análises e desenvolver da pesquisa, como a Usina Central Olho D'Água representada na pessoa do Dr. Marcos Mendonça.

A todos os funcionários ligados ao programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo da UFRPE, Socorro Santana (a benevolência em pessoa), Vânia, Isabela, Pedro Gabriel (socorro constante) e Simone Lins.

Aos professores do programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo por toda ajuda e valiosos ensinamentos em especial ao professor Mateus Filho, Caroline Biondi, Emídio

Oliveira, Valdomiro Júnior, Jean Cheyson, Maria Bethânia, Edivan Souza, Brivaldo Almeida, Clístenes Nascimento, Felipe Fracetto e Giselle Fracetto (apoio e acalento constantes).

Aos professores da Esalq-USP Marcelo Alves e Tiago Ferreira pelos valiosos ensinamentos, por sempre acreditarem em seus alunos. Por serem verdadeiras fontes de inspiração.

As amigas Jocelane Cavalcanti (auxílio imprescindível), Rosângela Maria, Izabel Galindo e Elisabete Albuquerque por me proporcionarem as melhores aventuras, sendo cuidado e presença constante. Foram essenciais.

Aos amigos Crislany Canuto (um anjo em minha vida), Arnaldo Joaquim (um anjo em meu caminho), Tarciso Felix e Analice Nunes por todo auxílio em análises e momentos compartilhados.

Aos amigos da pós-graduação e da vida, Evaniely Costa, William Ramos, Elissandra Cleonice, Mayame Brito, Luiz Henrique, Emanuelle Silva, Ana Luísa, Adriana Bezerra, Fabiola Guimarães, Rennan Cabral, Vitória Regina, Marilya Gabryella, Nara Núbia, Isamor Gomes, Cintia Gouveia, Aleksandro Ferreira, Petrônio Júnior, Tiago Santos, Yure Romero, Janyelle Lemos, Aglair Alves, Francis Henrique, Luis Antonio, Eloá Moura, Eloise Mello, Elaine Almeida, Glêvia Lima, Patrícia Karla, Hidelblandi Farias, e muitos outros, por todos momentos compartilhados, risadas, alegrias, tristezas e palavras de conforto. Foram essenciais em meu caminho.

A melhor turma, a de Geoquímica do Solo, Danilo Romero, Paula Renata, Elis Regina, Arnaldo Souza, Anna Bárbara, Bruna Arruda, Isabela Mello, João Antonangelo, Josimar Vieira, Luciana Garcia, Mateus Barreto e Wilfrand Herrera por cada detalhe, momentos, conhecimentos e companheirismo compartilhados. Em especial a Paula Renata e Elis Regina, por todas as risadas, todas as roubadas enfrentadas juntas, todo o amor, apoio e amparo. O que compartilhamos e o vínculo que criamos, foi eternizado em minha história.

Aos integrantes do grupo de pesquisa Gênese e Mineralogia de Solos, Nara Núbia, Laércio Neves, Jane Kelly, Isamor Gomes, Taiza Silva, Artur Silva, Rayanna Silva, Glêvia Lima, Marilya Gabryella, Maria Bianca, Márlon Ribas por todos os momentos, risadas, companheirismo, arengas, amparo, auxílio, ensinamentos, por cada detalhe. Fizeram e fazem meus dias melhores.

Em especial, e com muito carinho ao meu trio preferido, que tirava meu juízo em boa parte do tempo, mas que foram essenciais em meu trabalho, segurando minha mão e caminhando sempre ao meu lado, alegrando a trajetória. Uma música fora de hora, um

recadinho inesperado, um sorriso ou abraço sempre embalavam os nossos dias. Aos meus meninos Artur Silva, Maria Bianca e Taiza Silva, os de sempre e para sempre.

À Universidade Federal Rural de Pernambuco pela oportunidade e apoio durante toda minha graduação, na qual participei do Programa de Educação Tutorial (PET) de grande importância para minha formação, apoio também no meu mestrado e doutorado no Programa de Pós-Graduação em Ciências do Solo.

A FACEPE pela concessão da bolsa, imprescindível para realização de meu doutorado.

A CAPES por todo apoio financeiro, de grande importância para realização do trabalho.

Agradeço a todas as pessoas que passaram por minha vida, pois contribuíram direta ou indiretamente para minha formação.

A realização desse doutorado só foi possível pela colaboração de todos e muitos outros, não citados, mas que, igualmente, possuem minha eterna gratidão. Sou muito agraciada, por nunca estar só na caminhada.

Meu muito obrigada!

“Por ora subsistem a fé, a esperança e o amor -
as três. Porém, o maior deles é o amor” (1 Coríntios
13:13)

Pedogênese e Sequestro de Carbono em Planossolos ao Longo de um Gradiente Pluviométrico na Província Borborema, Brasil

RESUMO

Os Planossolos são solos minerais, com restrições de drenagem. Possuem mudança abrupta de textura, com o horizonte subsuperficial mais denso pela maior quantidade de argila. São solos típicos da região semiárida brasileira, entretanto, poucos estudos são realizados para um melhor entendimento dos mesmos. Os trabalhos nacionais em sua maioria discutem aspectos físicos, químicos, mineralógicos e micromorfológicos, e no mundo, a discussão está relacionada a sua gênese, que na maioria das vezes está alicerçada no processo de ferrólise, entretanto, outros aspectos merecem atenção. Um aprofundamento no conhecimento a respeito da gênese desses solos, bem como sobre a matéria orgânica no mesmo, será de grande importância para um avanço científico a respeito do entendimento da evolução desses solos, suas propriedades e suas funções no ecossistema. Portanto, o trabalho tem por objetivo caracterizar morfológica, física, química, microbiológica, mineralógica e micromorfológicamente Planossolos formados a partir da alteração de rochas metamórficas diversas sobre a Província Borborema, ao longo de uma climosequência, visando entender melhor a gênese desses solos, a qual acredita-se, para o desenvolvimento da pesquisa, que está também associada a processos geogênicos, e não exclusivamente pedogênicos. Para isso, foram coletados perfis ao longo da Província Borborema, regiões inseridas no estado de Pernambuco, com precipitação pluviométrica variável. Foram coletadas amostras deformadas e indeformadas para realização de análises químicas, físicas, mineralógicas, petrográfica, micromorfológica, e microbiológicas, sendo realizada também uma avaliação no estoque de carbono na área. A área estudada, de ocorrência desses solos, possui um histórico considerável de estiagens, estando sujeita a processos de desertificação se expostas a uso indevido. As características químicas, físicas e morfológicas levaram a classificação dos solos estudados como Planossolos, formados, possivelmente, de sobreposição de material oriundo de áreas adjacentes (horizonte superficial), com concomitante formação de argila *in situ* nos horizontes subsuperficiais, sendo a biotita e plagioclásios os principais minerais primários precursores dos secundários presentes na fração argila, esmectita e caulinita (principais). Com isso a ferrólise não é o principal processo promovedor da formação dos solos estudados, sendo a contribuição de colúvios, fator preponderante. Os Planossolos estudados apresentaram relevantes resultados quanto ao estoque de C, se equiparando a área total ocupada por esses solos (130 milhões de hectares) (9,5 Gt), ao estoque de países como Chile e África do Sul. Sendo o carbono armazenado nos mesmos, por meio, principalmente, de interações organominerais e limitação de nitrogênio em perfil específico, nos horizontes subsuperficiais, posição em que ocorrem os maiores teores de estoque quando observado todo o perfil, em média 64% do C acumulado. Com isso, os Planossolos, quando avaliados em escala mundial tornam-se relevantes quanto ao armazenamento de C. A avaliação das propriedades desses solos contribui para o avanço do conhecimento dos mesmos no ecossistema caatinga, que auxilia em estudos sobre suas potencialidades e limitações. O melhor entendimento a respeito do carbono existente nesses solos e de sua dinâmica contribuiu para vários aspectos relacionados a armazenamento de carbono no semiárido, contribuindo na proteção da área a possíveis degradações.

Palavras-chave: Intemperismo. Estoque de C. Estoque de N. Ferrólise. Substâncias húmicas.

Pedogenesis and Carbon Sequestration in Planossols along a Rainfall Gradient in Borborema Province, Brazil

ABSTRACT

Planossols are mineral soils with drainage restrictions. They have an abrupt change in texture, with the denser subsurface horizon due to the larger amount of clay. They are typical soils of the semiarid region of Brazil, however, few studies are performed for a better understanding of them. Most national works discuss physical, chemical, mineralogical and micromorphological aspects, and in the world, the discussion is related to its genesis, which is mostly based on the process of ferrollysis, however, other aspects deserve attention. A deeper understanding of the genesis of these soils, as well as the organic matter in it, will be of great importance for a scientific advance regarding the understanding of the evolution of these soils, their properties and their functions in the ecosystem. Therefore, the objective of this work is to characterize morphological, physical, chemical, microbiological, mineralogical and micromorphological planossols formed from the alteration of diverse metamorphic rocks over the Borborema Province, along a climosequence, aiming to better understand the genesis of these soils, which it is believed, for the development of research, that it is also associated with geogenic processes, and not exclusively pedogenic ones. For this, profiles were collected along the Borborema Province, regions inserted in the state of Pernambuco, with variable rainfall. Deformed and undeformed samples were collected for chemical, physical, mineralogical, petrographic, micromorphological, and microbiological analyzes, and an evaluation of the carbon stock in the area was also performed. The studied area, where these soils occur, has a considerable drought history and is subject to desertification processes if exposed to misuse. The chemical, physical and morphological characteristics led to the classification of the soils studied as Planossols, possibly formed by overlapping of material from adjacent areas (surface horizon), with concomitant clay formation in situ on the subsurface horizons, biotite and plagioclase being the most important. main primary minerals precursors of the secondary ones present in the clay, smectite and kaolinite fraction (main). Thus, ferrollysis is not the main process that promotes the formation of the soils studied, and the contribution of colluvium is a major factor. The studied Planossols presented relevant results regarding the stock of C, equating the total area occupied by these soils (130 million hectares) (9.5 Gt), to the stock of countries such as Chile and South Africa. mainly through organomineral interactions and nitrogen limitation in specific profile, in the subsurface horizons, position where the highest stock levels occur when observed the whole profile, on average 64% of accumulated C. With this, the Planossols, when evaluated worldwide become relevant for the storage of C. The evaluation of the properties of these soils contributes to the advancement of their knowledge in the caatinga ecosystem, which helps in studies on their potentialities and limitations. The better understanding about the carbon existing in these soils and its dynamics contributed to several aspects related to carbon storage in the semiarid, contributing to the protection of the area against possible degradation.

Keywords: Weathering. C Stock. N Stock. Ferrollysis. Humic substances.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO GERAL	19
1.1	Hipóteses.....	20
1.2	Objetivo geral	20
1.3	Objetivos específicos	20
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	21
2.1	Planossolos.....	21
2.1.1	Definições e ocorrência	21
2.1.2	Características morfológicas e físicas	22
2.1.3	Características químicas e mineralógicas	23
2.1.4	Gênese	24
2.1.5	Planossolos e matéria orgânica.....	26
	REFERÊNCIAS	28
3	PLANOSSOLOS AO LONGO DE UM GRADIENTE PLUVIOMÉTRICO NO NORDESTE BRASILEIRO: CARACTERIZAÇÃO E ESTOQUES DE CARBONO E NITROGÊNIO	33
	RESUMO	33
	ABSTRACT	34
3.1	Introdução	35
3.2	Material e Métodos	37
3.2.1	Área de estudo	37
3.2.2	Amostragem do solo e preparação.....	39
3.2.3	Análises físicas	40
3.2.4	Análises químicas	40
3.2.5	Análises microbiológicas.....	42
3.2.6	Análise estatística	43
3.3	Resultados e Discussão	43
3.3.1	Atributos morfológicos e físicos.....	43
3.3.2	Atributos químicos	48
3.3.3	Percepções sobre o carbono.....	54
3.3.4	Biomassa microbiana do solo e sua atividade (respiração basal, qCO ₂ e qmic)	62
3.4	Conclusões	64
	Referências.....	65

4	GÊNESE E MINERALOGIA DE PLANOSSOLOS AO LONGO DE UM GRADIENTE PLUVIOMÉTRICO SOBRE A PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL..	77
	RESUMO	77
	ABSTRACT	78
4.1	Introdução	79
4.2	Material e Métodos	80
4.2.1	Área de estudo	80
4.2.2	Amostragem do solo e preparação.....	82
4.2.3	Análises físicas	83
4.2.4	Análises químicas	84
4.2.5	Extração seletiva e total	84
4.2.6	Análises mineralógicas	85
4.2.7	Análise micromorfológica e petrográfica	85
4.2.8	Cálculos	86
4.3	Resultados e Discussão	87
4.3.1	Atributos morfológicos e físicos.....	87
4.3.2	Atributos químicos	91
4.3.3	Atributos micromorfológicos e mineralógicos	96
4.4	Conclusões	108
	Referências.....	109
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	119
	APÊNDICE A - Dados morfológicos e analíticos dos perfis	121

1 INTRODUÇÃO GERAL

Planossolo é um termo utilizado pela maioria dos sistemas de classificação de solos do mundo, refere-se a solos reconhecidamente importantes, que abrangem uma área estimada de 130 milhões de hectares. São caracterizados por possuírem horizontes de coloração mais clara, com sinais de recorrente estagnação de água, e significativo aumento de argila em subsuperfície, refletindo em uma mudança textural abrupta.

A mudança abrupta de textura, associada a limitações de permeabilidade do horizonte subsuperficial, confere aos solos sérias limitações físicas, estando sujeitos a forte degradação quando mal manejados. Atrelado as limitações intrínsecas, estão a falta de conhecimento a respeito de tal ordem de solo, tão importante em escala global.

A maioria das pesquisas relacionadas a gênese de tais solos é alicerçada na mudança abrupta de textura existente, cuja origem é intrigante para a maioria dos pesquisadores. Alguns defendem sua origem por processos geogênicos, tais como sobreposição de material, outros por processos pedogenéticos físicos seletivos, como eluviação e iluviação de argila, e processos pedogenéticos químicos, como a ferrólise.

A ferrólise, processo proposto para solos hidromórficos, atualmente é bastante defendida como principal processo promovedor da diferença textural, entretanto, vários pesquisadores tentam desmistificar tal preponderância. Outros importantes processos podem estar sendo negligenciados, limitando a evolução do conhecimento a respeito da gênese dos Planossolos.

Nos trabalhos realizados com Planossolos no Brasil e mundo, pouca atenção é dada à matéria orgânica, tanto em relação à dinâmica ao longo do perfil, como ao estoque, apesar da grande importância deste assunto em escala mundial, já amplamente discutido na literatura para outras ordens de solos.

Quando o assunto é estoque de carbono, a maioria dos trabalhos levam em consideração as camadas superficiais do solo, entretanto, estudos vem mostrando que o potencial em subsuperfície para armazenamento é surpreendente, tornando-os importantes reservatórios no ciclo global do carbono e nitrogênio.

Os processos envolvidos com a matéria orgânica nos Planossolos são incertos, no entanto, levando em consideração possíveis ligações com os minerais do solo e associações com cátions metálicos diversos, é provável que tal ordem de solo seja um importante atuante no armazenamento de carbono em profundidade, merecendo atenção.

Um aprofundamento no conhecimento a respeito da gênese dos Planossolos ao longo de uma climossequência, bem como a dinâmica da matéria orgânica nos mesmos, será de grande importância para um avanço científico a respeito do entendimento da evolução desses solos, suas propriedades e funções ecossistêmicas.

1.1 Hipóteses

A Gênese dos Planossolos na Província Borborema está também associada a processos geogênicos (contribuição coluvial), e não exclusivamente pedogênicos. A ferrólise não é o principal processo promovedor da mudança textural abrupta em tais Planossolos, sendo a descontinuidade litológica o fator preponderante para tal diferenciação textural;

O estoque de C e a recalcitrância da matéria orgânica em superfície e subsuperfície de Planossolos são influenciados pela produção primária e precipitação;

A estabilização da matéria orgânica iluviada está relacionada com a interação organomineral e limitação de nitrogênio, causada pela condição de saturação de água superficial, o que desfavorece a sua decomposição;

1.2 Objetivo geral

Caracterizar morfológica, física, química, microbiológica, mineralógica e micromorfológicamente Planossolos formados a partir da alteração de rochas metamórficas diversas sobre a Província Borborema, ao longo de uma climossequência, bem como avaliar o estoque de C e a dinâmica da matéria orgânica nos mesmos, em função do clima e cobertura vegetal.

1.3 Objetivos específicos

Realizar uma caracterização física, química e morfológica nos solos para fins de classificação;

Avaliar a contribuição da rocha na formação dos horizontes A, E e Bt dos perfis estudados;

Avaliar o estoque de carbono no horizonte B plânico;

Avaliar a variabilidade vertical das frações da matéria orgânica do solo;

Avaliar a importância dos Planossolos em escala global como armazenador de carbono em profundidade.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Planossolos

2.1.1 Definições e ocorrência

O vocábulo “Planossolo” foi criado em 1938 nos Estados Unidos da América, e posteriormente adotado no Brasil (FAO, 2015). Sendo considerados, anteriormente, como pseudogley (SPAARGAREN, 2001; FAO, 2019). Atualmente é um termo reconhecido pela maioria dos sistemas de classificação de solos.

Os Planossolos são caracterizados por possuírem horizontes de coloração mais clara, com sinais de periódica estagnação de água, e mudança abrupta de textura, promovida por abundância de argila no horizonte subsuperficial (FAO, 2015; FAO, 2019). Possuem, por vezes, um horizonte pã (formados a partir de adensamento de um ou mais horizontes subsuperficiais e teores elevados de argila dispersa), influenciando na formação de um lençol d’água suspenso em diferentes épocas do ano (LEPSCH, 2011; OLIVEIRA, 2011; SANTOS et al., 2018).

No Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, os solos anteriormente classificados como Planossolos, Solonetz Solodizados e parte dos Hidromórficos Cinzentos, que correspondem aos atuais Planossolos, intitulados de Planossolos Nátricos ou Háplicos (SANTOS et al., 2018). Associados a diferentes tipos de solos, como Argissolos e Luvisolos em regiões inferiores de encostas, a Vertissolos em planícies, a Nitossolos em posições superiores da paisagem (FAO, 2019) e a Neossolos (JACOMINE, 1996).

As principais áreas de Planossolos do mundo estão em regiões subtropicais e temperadas, com clara alternância de períodos chuvosos e secos, por exemplo, na América Latina (sul do Brasil, Paraguai e Argentina), África austral e oriental (Zona de Sahel, leste e Sul da África) a leste dos Estados Unidos da América, sudeste da Ásia (Bangladesh e Tailândia) e Austrália (SPAARGAREN, 2001; FAO, 2015; FAO, 2019). Sendo cerca de 1/3 ocorrente na Austrália e bem mais que 40% desse valor na América Latina (SPAARGAREN, 2001).

Os Planossolos são reconhecidamente importantes (RANST et al., 2010), abrangendo, em média, uma área de 130 milhões de hectares (SPAARGAREN, 2001; FAO, 2015; FAO, 2019). Ocorrem predominantemente em regiões subúmidas e semiáridas do Hemisfério Sul (FAO, 2019), normalmente em áreas de planalto sazonalmente ou periodicamente encharcados. São encontrados, ocasionalmente, em encostas suaves ou muito suaves, sendo geralmente limitados a essas posições da paisagem (RANST et al., 2010; RANST et al., 2011).

No Brasil as maiores concentrações ocorrem no Nordeste e Pantanal Matogrossense (Planossolos Nátricos e Háplicos), presentes também no Rio Grande do Sul e norte de Roraima (Planossolos Háplicos) (OLIVEIRA, 2011). No Nordeste os Planossolos estão, geralmente, associados às sub-regiões Sertão e Agreste (LEPSCH, 2011).

Nas paisagens semiáridas, os solos estão associados à vegetação do tipo caatinga que, em suas várias formas de vegetação xerófila, decidual e lenhosa, refletem as condições climáticas existentes (LEPSCH, 2011). Regiões com precipitações pluviiais médias anuais inferiores a 800mm, concentradas em poucos meses do ano, insolação média de 2800h ano⁻¹, temperaturas médias anuais de 23 a 27°C, evaporação média de 2.000mm ano⁻¹ e umidade relativa do ar média em torno de 50% (MOURA et al., 2019).

Em Pernambuco, os Planossolos ocupam em média 15% da superfície do Estado, uma área de aproximadamente 15.830km², sendo distribuídos geograficamente por quase toda zona fisiográfica do Agreste, com destaque nas áreas das folhas de Surubim, Venturosa, Bom Conselho, Belo Jardim, Caruaru e Garanhuns. Em menores proporções na zona Sertão, nas áreas das folhas de Bodocó e Ouricuri (ARAÚJO FILHO et al., 2000).

Encontrados, geralmente, em áreas relacionadas aos materiais geológicos do Pré-Cambriano Indiviso e de rochas Plutônicas ácidas. O material de origem é constituído por saprolito de granitos pórfiros, gnaisses, migmatitos, xistos, granodiorito gnaissificado, com influência de cobertura pouco espessa de material argilo arenoso no desenvolvimento do horizonte A (ARAÚJO FILHO et al., 2000).

2.1.2 Características morfológicas e físicas

Em uma sequência típica, os Planossolos apresentam horizonte superficial mineral ócrico ou úmbrico sobre um horizonte subsuperficial alábico, diretamente em cima de um horizonte B argiloso. Em locais muito úmidos, o horizonte superficial pode até ser um horizonte hístico, sendo em regiões mais áridas horizontes com pouquíssimo acúmulo de matéria orgânica (FAO, 2019).

São solos que podem apresentar qualquer tipo de horizonte A, seguido ou não de horizonte E, acima de B plânico (SANTOS et al., 2018). O horizonte plânico apresenta consistência dura a extremamente dura e/ou firme quando seco ou úmido, respectivamente (OLIVEIRA, 2011). Quando seco possui a exposição de um contato paralelo, evidenciando um nítido fraturamento entre o horizonte A ou E e B. No horizonte B, ocorrem estruturas fortes grandes em blocos angulares, geralmente com aspecto cúbico, podendo ser estrutura prismática ou colunar ao menos na parte superior do perfil (CORINGA et al., 2012; SANTOS et al., 2018).

O horizonte superficial possui textura mais arenosa ou até argilosa, com estrutura fraca de baixa estabilidade (CABRAL et al., 2015; FAO, 2019).

As frequentes saturações do solo, mesmo que por períodos curtos, promovem colorações acinzentadas ou escurecidas no horizonte B, podendo ou não ter mosqueados (ARAÚJO FILHO et al., 2000; SANTOS et al., 2018). São reconhecidas cores brunadas, cinza, bruno acinzentado escuro (CABRAL et al., 2015), dentre outras.

Os Planossolos, geralmente, não apresentam grandes espessuras (CORINGA et al., 2012), podendo ser muito rasos, não ultrapassando 100cm (JACOMINE et al., 1972; OLIVEIRA et al., 2009; FERREIRA et al., 2016), ou um pouco mais de 120cm (PARAHYBA et al., 2010; SILVA et al., 2019).

Possuem horizontes superficiais com elementos estruturais instáveis e fracamente expressivos. Os horizontes subsuperficiais argilosos tornam-se duros a extremamente duros como concreto na estação seca e uma pesada lama na estação chuvosa, época que geralmente ficam alagados (SPAARGAREN, 2001; FAO, 2019), promovendo sérias limitações físicas (OLIVEIRA, 2011), e possíveis riscos de erosão superficial.

O enraizamento de culturas é fortemente prejudicado pela pobre estabilidade da estrutura do solo, maior densidade em subsuperfície e a transição abrupta entre os horizontes (FAO, 2019). Outro fator que limita o desenvolvimento radicular é a baixa capacidade de retenção de água do horizonte superior, restringindo a produtividade das culturas na estação seca (SPAARGAREN, 2001).

A reduzida condutividade hidráulica do horizonte plânico favorece a formação de um lençol freático suspenso temporário nos períodos de chuva intensa e conseqüente estabelecimento de um ambiente redutor, causando sérios distúrbios nas plantas menos adaptadas a essas condições de hidromorfismo temporário, e criando um ambiente favorável a ferrólise (OLIVEIRA, 2011).

2.1.3 Características químicas e mineralógicas

Planossolos podem ser distróficos e eutróficos, podendo ter horizonte cálcico, caráter carbonático, duripã, propriedades sódicas, solódica, caráter salino ou sálico (EMBRAPA, 2013), apresentam reação desde moderadamente ácida (SILVA et al., 2019) até praticamente neutra (FERREIRA et al., 2016) e alcalina, teor de carbono baixo, soma de base variando entre os horizontes de 3,0 no A até 24cmolc kg⁻¹ no horizonte C, teor de fósforo assimilável, variando de baixo a alto e relação Ki variando de valores médios a altos (2,50 a 4,50) (ARAÚJO FILHO et al., 2000).

A relação química de empobrecimento de alguns elementos e excesso de outros é variável entre os Planossolos, e relaciona-se a vários aspectos, como material de origem, como observado por Jacomine et al. (1972), Parahyba et al. (2010), dentre outros.

O estudo geoquímico é de grande importância para o entendimento de processos que ocorrem nesses solos na paisagem. Uma abundância geoquímica natural de determinados elementos indica o enriquecimento geológico de determinado mineral ou elemento químico (GUEDES, 2012), auxiliando em respostas como formação e transformação de minerais do solo.

Uma análise geoquímica dos solos em conjunto com atributos físicos, químicos e mineralógicos torna-se uma importante ferramenta para a compreensão dos processos de migração, dispersão e concentração de elementos químicos no solo, possibilitando inferências acerca da gênese dos mesmos (CORINGA et al., 2014).

A compreensão da gênese está diretamente relacionada ao conhecimento da mineralogia. Devido à variedade de materiais de origem para esse tipo de solo, a mineralogia geralmente presente nos mesmos é bem diversificada, com minerais primários (quartzo, feldspatos, hornblenda, ilmenita e traços de mica, magnetita, titanita, turmalina, anfibólio e biotita) (JACOMINE et al., 1972; PARAHYBA et al., 2010) e secundários diversos (esmectitas, interstratificados, micas, caulinita, montmorilonita, vermiculita) (MOTA et al., 2002; OLIVEIRA et al., 2003; CORINGA et al., 2012). Sendo, portanto, o fator material de origem de grande importância na formação dos minerais de argila (KAMPF; MARQUES; CURI, 2012; TAZIKEH et al., 2017).

A ocorrência de argilominerais é condicionada pelo material de origem, pelo intemperismo e pela pedogênese, onde estão inclusas nesse processo, etapas de estabilidade, transformações e neofomações de minerais. Sendo esses minerais, portanto, indicadores de intensidade de intemperização e dos processos pedogênicos (KAMPF; MARQUES; CURI, 2012).

2.1.4 Gênese

Compreender a gênese de um solo é uma atividade complexa, já que o conhecimento humano a respeito é parcial e hipotético (FANNING; FANNING, 1989). Entender a gênese de Planossolos é ainda mais complexo, pois as várias teorias existentes são relacionadas a mudança textural abrupta entre seus horizontes (RANST et al., 2011), a qual pode ser produzido por diversos fatores.

Processos geogenéticos, tais como, sedimentação de areia sobre camadas de textura argilosa ou elutriação e processos pedogenéticos químicos (FAO, 2019), como a ferrólise (PARAHYBA et al., 2010; FAO, 2019), são os principais correlacionados com a formação da mudança abrupta de textura. Outro fator de destaque para esse tipo de solo é se são originários do material de origem subjacente, material aluvial, principalmente argiloso, ou depósitos coluviais (FAO, 2015; FAO, 2019).

Eluviação e iluviação de argila, refere-se ao movimento em suspensão de partículas da fração argila, principalmente argila fina ($< 0,002$ mm), óxidos e compostos orgânicos, no interior do solo. Em consequência, os horizontes superficiais são empobrecidos (eluviados), enquanto os horizontes subsuperficiais são enriquecidos com argila (iluviados) (KAMPF; CURI, 2012).

A ferrólise envolve uma sequência repetitiva de ciclos com fase anaeróbica e aeróbica. Durante a fase anaeróbica o ferro livre é reduzido com simultânea oxidação da matéria orgânica e formação de íons de hidroxila. O ferro ferroso desloca cátions trocáveis, os quais são lixiviados total ou parcialmente. Durante a fase aeróbica o ferro ferroso é oxidado, produzindo hidróxido férrico e íons de hidrogênio, os quais deslocam o ferro ferroso trocável, desgastando as camadas octaédricas das bordas dos minerais de argila, sendo assim, em cada ciclo cátions são lixiviados e parte da estrutura do mineral é destruída (BRINKMAN, 1970).

Os processos descritos anteriormente são de grande importância, entretanto, é interessante destacar a alteração mineral por diversos processos, exemplo, dessilicação (KAMPF; CURY, 2012), como possíveis promovedores do aumento subsuperficial de argila (MOTA et al., 2002; PARAHYBA et al., 2009).

A dessilicação consiste basicamente num processo de remoção de silício, liberado na alteração e/ou transformação dos minerais. O processo se inicia com a intemperização dos minerais primários do material de origem, seguindo continuamente como processo pedogenético na evolução dos solos sobre minerais primários e secundários (KAMPF; CURI, 2012).

Vários trabalhos destacam a importância do material de origem para formação dos Planossolos (JACOMINE et al., 1972; OLIVEIRA et al., 2009; PARAHYBA et al., 2009). Uns evidenciando sobreposição de material em superfície (JACOMINE et al., 1972; MOTA et al., 2002; OLIVEIRA et al., 2009), outros afirmando a ocorrência de ferrólise (SPAARGAREN, 2001; SILVA et al., 2019), outros a negando (RANST et al., 2010; DUMON et al., 2014). Expondo o incipiente entendimento a respeito da gênese de tais solos.

2.1.5 Planossolos e matéria orgânica

A relação Planossolos e matéria orgânica não é usualmente discutida. Tal classe de solo é popularmente conhecida por seus baixos teores em relação aos teores de carbono (ARAÚJO FILHO et al., 2000). Entretanto, a matéria orgânica merece destaque. Além de ser diretamente correlacionada a questões ambientais (AKPA et al., 2016), está envolvida em diversos processos pedogenéticos (BUOL et al., 1997).

Os processos essenciais de formação dos solos envolvem o intemperismo do material de origem, a incorporação de material humificado e o movimento de solutos e sólidos no perfil (ANJOS, et al., 2008). Ambientalmente é importante salientar que o carbono estabilizado na forma de substâncias húmicas do solo é conhecido como possuidor de um longo tempo de residência no mesmo (de 250 até mais de 3000 anos) (CANELLAS; SANTOS, 2005).

Diante dos vários trabalhos realizados com Planossolos no Brasil e mundo (LUZ et al., 1992; OLIVEIRA et al., 2008; PARAHYBA et al., 2009; PARAHYBA et al., 2010; RANST et al., 2011; DUMON et al., 2014), pouca atenção é dada a matéria orgânica, tanto em relação a dinâmica da mesma ao longo do perfil, como consequente estoque, apesar da grande importância desse assunto em escala mundial, já amplamente discutido na literatura para outras ordens de solos.

A maioria dos trabalhos que abordam o estoque de matéria orgânica no solo leva em consideração a camada superficial do perfil, entretanto, estudos tem comprovado que entre 30 e 63% da matéria orgânica do solo é armazenada abaixo dos 30 cm a partir da superfície, tornando as camadas subsuperficiais importantes reservatórios no ciclo global do carbono (BATJES, 1996; RUMPEL; KOGEL-KNABNER, 2011). Vários trabalhos têm sido desenvolvidos para uma melhor compreensão desse armazenamento em profundidade (BATJES, 1996; SCHMIDT; KOGEL-KNABNER, 2002; RUMPEL; KOGEL-KNABNER, 2011; VANCAMPENHOUT et al., 2012).

A dinâmica da matéria orgânica é regida por processos que envolvam a sua estabilização e desestabilização, sendo influenciados por diversos fatores (SOLLINS et al., 1996). A interação entre a matéria orgânica por meio de associações dos seus grupos funcionais com os minerais do solo é um importante mecanismo de estabilização (CANELLAS et al., 2008). Íons metálicos diversos como Ca^{2+} , Al^{3+} e Fe^{3+} também são considerados como potenciais estabilizantes dessa matéria orgânica (BALDOCK; SKJEMSTAD, 2000), e em diversos estudos, esse importante papel, vem sendo destacado. Rumpel e Kogel-knabner (2011), em um amplo trabalho de matéria orgânica em profundidade em solos, concluíram que as interações

com minerais do solo, Fe amorfo e óxidos de Al, são importantes mecanismos na estabilização da matéria orgânica em profundidade.

A matéria orgânica chega em profundidade por vários mecanismos, como influência de raízes (SOLLINS et al., 1996), ou até processos de transporte e precipitação (ANJOS, et al., 2008).

Não se sabe ao certo os processos envolvidos com a matéria orgânica nos Planossolos, mas levando em consideração as possíveis ligações com os minerais do solo e associações com cátions metálicos diversos, é bem provável que tal ordem de solo seja um importante atuante no armazenamento de carbono em profundidade, merecendo atenção. Além de avaliar o estoque de carbono, os estudos a respeito da dinâmica de carbono orgânico do solo são necessários para identificar a intensidade de possíveis mudanças (MUÑOZ-ROJAS et al., 2012).

Os Planossolos são solos típicos da região semiárida brasileira, entretanto, poucos estudos são realizados para um melhor entendimento. Os trabalhos nacionais, em sua maioria, discutem aspectos físicos, químicos, mineralógicos e micromorfológicos, e no mundo, a discussão está relacionada à sua gênese, que na maioria das vezes está alicerçada no processo de ferrólise, entretanto, outros aspectos merecem atenção. Um aprofundamento no conhecimento a respeito da gênese desses solos, bem como a dinâmica da matéria orgânica no mesmo, será de grande importância para um avanço científico a respeito do entendimento da evolução desses solos, suas propriedades e suas funções no ecossistema.

REFERÊNCIAS

- AKPA, S. I.; ODEH, I. O.; BISHOP, T. F.; HARTEMINK, A. E.; AMAPU, I. Y. Total soil organic carbon and carbon sequestration potential in Nigeria. **Geoderma**, Amsterdam, v. 271, p. 202-215, 2016. Disponível em: < <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.02.021>>
- ANJOS, L. H. C.; PEREIRA, M. G.; FONTANA, A. Matéria orgânica e pedogênese. In: SANTOS, G. A.; SILVA, L.S.; CANELLAS, L. P.; CAMARGO, F. Q. O. **Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais & subtropicais**. 2 ed. Porto Alegre: Metropole, 2008. p. 65-86.
- ARAÚJO FILHO, J.C.; BURGOS, N; LOPES, O. F.; SILVA, F. H. B. B.; MEDEIROS, L. A. R.; MELO FLHO, H. F.; PARAHYBA, R. B. V.; CAVALCANTI, A. C.; OLIVEIRA NETO, M. B.; SILVA, F. B. R.; LEITE, A. P.; SANTOS, J. C. P.; SOUSA NETO, N. C.; SILVA, A. B.; LUZ, L. R. Q. P.; LIMA, P. C.; REIS, R. M. G.; BARROS, A. H. C. **Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de Pernambuco**. Rio de Janeiro: EMBRAPA SOLOS, 2000. 382 p. (EMBRAPA SOLOS, Boletim de Pesquisa; 11).
- BALDOCK, J. A.; SKJEMSTAD, J. O. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. **Organic geochemistry**, United Kingdom, v. 31, n. 7-8, p. 697-710, 2000. Disponível em: < [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(00\)00049-8](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(00)00049-8)>
- BATJES, N. H. Total carbon and nitrogen in the soils of the World. **European Journal of Soil Science**, England, v. 47, p.151-163, 1996.
- BRINKMAN, R. Ferrollysis, a hydromorphic soil forming process. **Geoderma**, Amsterdam, v. 3, n. 3, p. 199-206, 1970. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/0016-7061\(70\)90019-4](https://doi.org/10.1016/0016-7061(70)90019-4)>
- BUOL, S. W.; HOLE, F. D.; MCCRACKEN, R. J.; SOUTHARD, R. J. **Soil Genesis and Classification**. 4 ed. Iowa State University Press/Ames, 1997. 521 p.
- CABRAL, R. L.; ALVES, A. G. C. A.; RIBEIRO FILHO, M. R.; JÚNIOR, V. S. S.; RIBEIRO, M. R.; SANTOS, C. G. R. Peasant and scientific knowledge on Planosols as a source of material in the making of non-industrial pottery. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 39, n.1, p. 303-313, 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/01000683rbc20150719>>
- CANELLAS, L. P.; MENDONÇA, E. S.; DOBBS, L. B.; MARIHUS, A. B.; VELLOSO, A. C.X.; SANTOS, G. A.; SOBRINHO, N. M. B. A. Reações da Matéria orgânica. In: SANTOS, G. A.; SILVA, L. S.; CANELLAS, L. P.; CAMARGO, F.A.O. eds. **Fundamentos da matéria orgânica do solo: Ecossistemas tropicais e subtropicais**. 2.ed. Porto Alegre: Metrópole, 2008. p. 45-63.
- CANELLAS, L. P.; SANTOS, G. A. **Humosfera: tratado preliminar sobre a química das substâncias húmicas**. Campos Goytacazes, 2005. p. 309.
- CORINGA, E. A. O.; COUTO, E. G.; TORRADO, P. V. Geoquímica de solos do Pantanal Norte, Mato Grosso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 38, p. 1784-1793, 2014.

CORINGA, E. D. A. O.; COUTO, E. G.; PEREZ, X. L. O.; TORRADO, P. V. Atributos de solos hidromórficos no Pantanal Norte Matogrossense. **Acta Amazonica**, Amazônia, v. 42, n. 1, p. 465-472, 2012.

DUMON, M.; TOLOSSA, A. R.; CAPON, B.; DETAVERNIER, C.; RANST, E. V. Quantitative clay mineralogy of a Vertic Planosol in southwestern Ethiopia: Impact on soil formation hypotheses. **Geoderma**, Amsterdam, 214-215, 184-196 p, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.09.012>>

FANNING, D. S.; FANNING, M. C. B. **Soil: morphology, genesis, and classification**. New York: John Wiley, 1989. 395 p.

FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, 2004. **Fertilizer Use by Crop in Brazil**. Roma, 64 p. Disponível em: <ftp.fao.org/agl/agll/docs/fertusebrazil.pdf>. Acesso em 05 de julho de 19.

FAO. IUSS Working Group WRB. 2014. **World reference base for soil resources**. World Soil Resources Reports N°. 106. FAO, Roma. 2015. 203 p.

FERREIRA, J. T. P.; RIBEIRO FILHO, M. R.; RIBEIRO, M. R., SOUZA JÚNIOR, V. S. D.; BITTAR, S. M. B.; SANTOS, R. G. D. Planosols developed in different geoenvironmental conditions in northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 40, 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/18069657rbc20150131>>

GUEDES, J. A. Geoquímica e meio ambiente. **Revista Geotemas**, Rio Grande do Norte (UERN), v. 2, n. 1, p. 145-151, 2012.

JACOMINE, P.K.T. Solos sob caatingas: características e uso agrícola. In: ALVAREZ V., V.H.; FONTES, L.E.F.; FONTES, M.P.F. **O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentável**. Viçosa: SBCS-UFV, 1996. 930 p.

JACOMINE, P.K.T.; RIBEIRO, M.R.; MONTENEGRO, J.O.; SILVA, A. P.; MELO FILHO, H. F. R. de. **Levantamento exploratório reconhecimento de solos do estado da Paraíba**. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, 1972. 683 p (Brasil. Ministério da Agricultura-EPE. Boletim Técnico, 15; SUDENE. Pedologia, 8).

KAMPF, N.; CURI, N. Formação e evolução do solo (Pedogênese). In: KER, J. C.; CURI, N.; SCHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. **Pedologia: fundamentos**. Viçosa, MG: SBCS, 2012. p. 207-302.

KAMPF, N.; MARQUES, J. J.; CURI, N. Mineralogia de solos brasileiros In: KER, J. C.; CURI, N.; SCHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. **Pedologia: fundamentos**. Viçosa, MG: SBCS, 2012. p. 81-146.

LEPSCH, I. F. **19 Lições de pedologia**. São Paulo: Oficina de textos, 2011. 456 p.

LUZ, L. R. Q. P.; SANTOS, M. C. D.; MERMUT, A. R. Pedogênese em uma topossequência de semi-árido de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 16, n. 1, p. 95-102, 1992.

MOTA, F. O. B.; OLIVEIRA, J. B.; GEBHARDT, H. Mineralogia de um Argissolo Vermelho-Amarelo eutrófico e de um Planossolo Háptico eutrófico solódico numa topossequência de gnaisses no sertão central do Ceará. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 26, n. 3, p. 607-618, 2002.

MOURA, M.S.B; GALVINCIO, J.D.; BRITO, L.T.L.; SOUZA, L.S.B.; SÁ, I.I.S.; SILVA, T.G.F. 2007. **Clima e água de chuva no semiárido**. Disponível em:<<http://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/CPATSA/36534/1/OPB1515.pdf>>. Acesso em: 06 de julho 2019.

MUÑOZ-ROJAS, M.; JORDÁN, A.; ZAVALA, L. M.; ROSA, D. De la; ABD-ELMABOD, S. K.; ANAYA-ROMERO, M. Organic carbon stocks in Mediterranean soil types under different land uses (Southern Spain). **Solid Earth**, Germany, v. 3, n. 2, p. 375-386, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/se-3-375-2012>>

OLIVEIRA, J.B. **Pedologia Aplicada**. 4 ed. Piracicaba: FEALQ, 2011. 592 p.

OLIVEIRA, L. B.; FONTES, M. P. F.; RIBEIRO, M. R.; KER, J. C. Micromorfologia e gênese de Luvisolos e Planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, p. 2407-2423, 2008. Disponível em:<<http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832008000600019>>

OLIVEIRA, L. B.; FONTES, M. P. F.; RIBEIRO, M.R.; KER, J.C. Morfologia e classificação de luvisolos e planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no semiárido do nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, p. 1333-1345, 2009. Disponível em:<<http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832009000500026>>

OLIVEIRA, L. B.; RIBEIRO, M. R.; FERRAZ, F. B.; JACOMINE, P. K. T. Classificação de solos planossólicos do Sertão do Araripe (PE). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 27, p. 685-693, 2003. Disponível em:<<http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832003000400013>>

PARAHYBA, R. B. V.; SANTOS, M. C.; ROLIM NETO, F. C. Evolução quantitativa de planossolos do agreste do estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, p. 991-999, 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832009000400023>>

PARAHYBA, R. B.V.; SANTOS, M. C.; NETO, F. C. R.; JACOMINE; P. K. T. Pedogênese de Planossolos em topossequência do Agreste pernambucano. **Revista Brasileira de Ciência do solo**, Viçosa, v. 34, 1991-2000 p, 2010. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832003000400013>>

RANST, E. V.; TOLOSSA, A. R.; DUMON M.; CORNELIS, J.T.; DECKERS, J. On the origino of Planosols - the process of ferrolysis revisited. In: World Congress of Soil Science, Soil Science, Soil Solutions for a Changing World, 19. **Resumo...** Austrália: International Union of Soil Sciences (IUSS), 2010. p. 13-16.

RANST, E. V.; DUMON, M.; TOLOSSA, A. R.; CORNELIS, J. T.; STOOPS, G.; VANDENBERGHE, R. E.; DECKERS, J. Revisiting ferrollysis processes in the formation of Planosols for rationalizing the soils with stagnic properties in WRB. **Geoderma**, Amsterdam, v. 163, n. 3-4, p. 265-274, 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.05.002>>

RUMPEL, C.; KÖGEL-KNABNER, I. Deep soil organic matter – a key but poorly understood component of terrestrial C cycle. **Plant and Soil**, Netherlands, v. 338, p.143-158, 2011.

SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C.; OLIVEIRA, V. A.; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A.; ARAÚJO FILHO, J. C.; OLIVEIRA, J. B.; CUNHA, T. J. F. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5 ed. Brasília: Embrapa, 2018. 356 p.

SCHMIDT, M. W. I.; KÖGEL-KNABNER, I. Organic matter in particle-size fractions from A and B horizons of a Haplic Alisol. **European Journal of Soil Science**, United Kingdom, v. 53, n. 3, p. 383-391, 2002. Disponível em: <<https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2002.00460.x>>

SILVA, L. F.; FRUETT, T.; ZINN, Y. L.; INDA, A. V.; DO NASCIMENTO, P. C. Genesis, morphology and mineralogy of Planosols developed from different parent materials in southern Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, v. 341, p. 46-58, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.12.010>>

SOLLINS, P.; HOMANN, P. e CALDWELL, B. A. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. **Geoderma**, Amsterdam, v.74, p.65-105, 1996. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(96\)00036-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(96)00036-5)>

SPAARGAREN, O. **Lecture notes on Major Soils of the World: College on Soil. Physics**. Rome: FAO World Soil Resources Reports 94. 2001. 334 p.

TAZIKEH, H.; KHORMALI, F.; AMINI, A.; MOTLAGH, M. B.; AYOUBI, S. Soil-parent material relationship in a mountainous arid area of Kopet Dagh basin, North East Iran. **Catena**, Netherlands, v. 152, p. 252-267, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.01.020>>

VANCAMPENHOUT, K.; DE VOS, B.; WOUTERS, K.; SWENNEN, R.; BUURMAN, P.; DECKERS, J. Organic matter of subsoil horizons under broadleaved forest: highly processed or labile and plant-derived?. **Soil Biology and Biochemistry**, England, v. 50, p. 40-46, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.03.005>>

3 PLANOSSOLOS AO LONGO DE UM GRADIENTE PLUVIOMÉTRICO NO NORDESTE BRASILEIRO: CARACTERIZAÇÃO E ESTOQUES DE CARBONO E NITROGÊNIO

RESUMO

Os Planossolos são globalmente importantes, ocupando uma área de 130 milhões de hectares. São solos com sérias limitações físicas, decorrentes de variação textural, principal característica da ordem, com presença de horizonte B adensado, cores de redução, duro a extremamente duro e de baixa permeabilidade. Quando mal manejados estão sujeitos a forte erosão e conseqüente degradação. Estudos diversos relacionados a gênese de tais solos são realizados, sendo, muitas vezes, negligenciado a importância associada aos seus serviços ecossistêmicos em escala global. O solo é o principal reservatório de carbono do ecossistema terrestre, e com as crescentes mudanças ambientais, vem ganhando destaque quanto a compreensão de seu papel no armazenamento de carbono e conseqüente mitigação nos gases do efeito estufa. Diversas pesquisas evidenciam a importância de classes variadas de solo quanto a tal função ecossistêmica, entretanto, ainda existem muitas lacunas, como a relação entre carbono e Planossolos. Esse trabalho, portanto, com base em características morfológicas, químicas, físicas e microbiológicas visa contribuir para o melhor entendimento a respeito desses solos quanto ao potencial de armazenamento de carbono e nitrogênio, principalmente nos horizontes subsuperficiais, conjecturando que possíveis interações organominerais, favorecem a estabilização do C em profundidade, atrelado a possível limitação de N no sistema. Para isso foram realizadas análises químicas (pH, cátions trocáveis, acidez potencial e extração seletiva de ferro e alumínio), físicas (granulometria, argila dispersa em água, densidade do solo e da partícula) e diversas relacionadas ao material orgânico do solo (carbono e nitrogênio totais, carbono orgânico, ^{13}C , ^{15}N , substâncias húmicas, FTIR, DSC-TG) e biomassa microbiana (carbono e nitrogênio, respiração basal). Foi observado que a preservação de vegetação nativa é de grande importância para armazenamento de carbono nesses solos, cujos valores de estoque na zona da mata (Camutanga ($101,91 \text{ Mg ha}^{-1}$)) e sertão (Serra Talhada ($87,36 \text{ Mg ha}^{-1}$)) foram similares, mesmo com a discrepância climática. Os horizontes subsuperficiais foram responsáveis por uma média de 64% do C armazenado por perfil, mostrando a importância do acúmulo em profundidade. A formação de complexos organominerais foi, possivelmente, o fator preponderante para acúmulo de C em profundidade, sendo a limitação de N responsável pelo acúmulo no perfil situado em Lagoa do Ouro, evidenciado pelos valores de 15N ao longo do perfil. Os Planossolos são de grande importância quando estoque de carbono, principalmente quando relacionado a outros solos em escala global, sendo relevantes para mitigação dos gases do efeito estufa. O horizonte subsuperficial rico em na fração argila, é de grande importância para o acúmulo de carbono, favorecendo, possivelmente, interações organominerais diversas.

Palavras-Chave: Serviços ecossistêmicos. Horizontes subsuperficiais. Carbono em profundidade. Substâncias húmicas. Biomassa microbiana. Humina.

PLANOSOLS ALONG A PLUVIOMETRIC GRADIENT IN NORTHEAST BRAZIL: CHARACTERIZATION AND STOCK OF CARBON AND NITROGEN

ABSTRACT

The Planosols are globally important, occupying an area of 130 million hectares. They are soils with serious physical limitations, resulting from textural variation, the main characteristic of the order, with the presence of thick B horizon, reduction colors, hard to extremely hard and low permeability. When mishandled they are subject to strong erosion and consequent degradation. Several studies related to the genesis of such soils are being carried out, often neglecting the importance associated with their ecosystem services on a global scale. Soil is the main carbon reservoir of the terrestrial ecosystem, and with increasing environmental changes, it has gained prominence in understanding its role in carbon storage and consequent mitigation in greenhouse gases. Several researches highlight the importance of varied soil classes for such ecosystem function, however, there are still many gaps, such as the relationship between carbon and planosols. Therefore, this work, based on morphological, chemical, physical and microbiological characteristics, aims to contribute to a better understanding of these soils regarding the carbon and nitrogen storage potential, especially in the subsurface horizons, conjecturing that possible organomineral interactions favor stabilization. C in depth, linked to possible N limitation in the system. For this, chemical (pH, exchangeable cations, potential acidity and selective iron and aluminum extraction), physical (particle size, clay dispersion in water, soil and particle density) and several analyzes related to soil organic material (carbon and total nitrogen, organic carbon, ^{13}C , ^{15}N , humic substances, FTIR, DSC-TG) and microbial biomass (carbon and nitrogen, basal respiration). It was observed that the preservation of native vegetation is of great importance for carbon storage in these soils, whose stock values in the forest zone (Camutanga ($101.91 \text{ Mg ha}^{-1}$)) and backcountry (Serra Talhada (87.36 Mg ha^{-1})) were similar, even with the climate discrepancy. Subsurface horizons accounted for an average of 64% of C stored per profile, showing the importance of depth accumulation. The formation of organomineral complexes was possibly the predominant factor for accumulation of C in depth, being the limitation of N responsible for the accumulation in the profile located in Lagoa do Ouro, evidenced by the ^{15}N values along the profile. Planosols are of great importance when carbon stock, especially when related to other soils on a global scale, being relevant for mitigating greenhouse gases. The subsurface horizon rich in the clay fraction is of great importance for carbon accumulation, possibly favoring diverse organomineral interactions.

Keywords: Ecosystem services. Subsurface horizons. Carbon in depth. Humic substances. Microbial biomass. Humina.

3.1 Introdução

Os Planossolos são caracterizados por apresentar horizonte B adensado, com cores típicas de redução como sinais de periódica estagnação de água, duro a extremamente duro, de baixa permeabilidade e mudança textural abrupta (FAO, 2015). Presentes normalmente em áreas de planalto sazonalmente ou periodicamente encharcados, podendo existir em encostas suaves ou muito suaves (RANST et al., 2010; RANST et al., 2011). Ocorrem predominantemente em regiões subúmidas e semiáridas do Hemisfério Sul (FAO, 2019).

Solos globalmente importantes, ocupando uma extensão total estimada em cerca de 130 milhões de hectares (SPAARGAREN, 2001; FAO, 2015; FAO, 2019), com a maioria dos estudos voltados ao entendimento de sua formação (BRINKMAN, 1970; JACOMINE et al., 1972; MOTA et al., 2002; PARAHYBA et al., 2009; PARAHYBA et al., 2010; RANST et al., 2011; DUMON et al., 2014; SILVA et al., 2019). Existindo teorias inclinadas a processos geogênicos e pedogenéticos, todos relacionados à mudança abrupta de textura (FAO, 2019).

O horizonte subsuperficial adensado confere ao solo uma limitação física, que prejudica seu uso (FAO, 2019), sendo, na maioria das vezes negligenciado seu manejo. Apesar das limitações, é bastante utilizado para produção agrícola, principalmente em cultivos de subsistência e pastagens (ARAÚJO FILHO et al., 2017), e pela limitação de manejo, estão sujeitos a forte degradação, e conseqüentemente perda de serviços ecossistêmicos, como estocagem de carbono (C) e nitrogênio (N) (BAKER et al., 2013), função-chave dos solos, já que são decisivos para regulação climática (WIESMEIER et al., 2019).

Trabalhos ligados ao armazenamento de elementos como C e N promovedores de gases do efeito estufa, são crescentes (BATJES; DIJKSHOORN, 1999; SOUSA et al., 2012; AKPA et al., 2016; ARAUJO et al., 2017; MINASNY et al., 2017; VILLARINO et al., 2017; WIESMEIER et al., 2019; LI et al., 2019), entretanto, negligenciados quando relacionado aos Planossolos (SANTANA et al., 2019), apesar de sua expressividade global. Poucos trabalhos abordam o estoque de C em tais solos e sempre evidenciando sua limitada capacidade em tal função (MUÑOZ-ROJAS et al., 2013; SANTANA et al., 2019).

A camada superficial do solo, por muito tempo, foi considerada a principal armazenadora de C e N, entretanto, são crescentes os trabalhos que abordam a relevância das camadas subsuperficiais (BATJES, 1996; SCHMIDT; KOGEL-KNABNER, 2002; RUMPEL; KOGEL-KNABNER, 2011; VANCAMPENHOUT et al., 2012; ARAUJO et al., 2017; MINASNY et al., 2017; HEYN; JOERGENSEN; WACHENDORF, 2019), sendo estimado que cerca de 30 a 63% de C são armazenados abaixo dos 30 cm a partir da superfície, tornando tais

camadas importantes reservatórios no ciclo global do carbono (BATJES, 1996; RUMPEL; KOGEL-KNABNER, 2011; MINASNY et al., 2017).

Pesquisas mostram a importância de diversas classes de solo em relação a estocagem de C até 1 metro de profundidade em diversas regiões do mundo, como Argissolos (207 Mg ha⁻¹), Nitossolos (224 Mg ha⁻¹) (OLIVEIRA et al., 2019), Cambissolos (76,1 Mg ha⁻¹), Gleissolos (109 Mg ha⁻¹), Plintossolos (63,4 Mg ha⁻¹), Latossolos (109,8 Mg ha⁻¹), Neossolos Flúvicos (70,8 Mg ha⁻¹), dentre outros (AKPA et al., 2016), variando a partir de 30 Mg ha⁻¹ em climas áridos a 800 Mg ha⁻¹ em solos orgânicos de regiões frias, predominando uma variação de 50 a 150 Mg ha⁻¹ (LAL, 2004), entretanto, pesquisas relacionadas aos Planossolos com essa perspectiva são raras.

O solo é o principal reservatório de C do ecossistema terrestre, armazenando em forma de carbono orgânico cerca de 1.550 gigatoneladas (Gt) em superfície (LAL, 2004), podendo esse valor ser acrescido de em média 1.000 Gt, se levado em consideração camadas mais profundas (BATJES, 2014). Se levado em consideração apenas a camada superficial, tal estimativa de estoque em solos chega a ser duas vezes maior que da atmosfera (760 Gt) e quase três vezes maior que o reservatório biótico (560 Gt) (LAL, 2004), estando o N fortemente associado a esse armazenamento (MARTY et al., 2019), portanto, entender a contribuição de distintas classes de solo, como os Planossolos, para tal função ecossistêmica, é essencial.

Diversos trabalhos são realizados com Planossolos pelo Brasil e mundo (LUZ et al., 1992; OLIVEIRA et al., 2008; PARAHYBA et al., 2009; PARAHYBA et al., 2010; RANST et al., 2011; DUMON et al., 2014; SILVA et al., 2019), mas pouca atenção é dada a matéria orgânica, principalmente, quando relacionado ao estoque, apesar da grande importância desse assunto em escala mundial, já amplamente discutido na literatura para outras ordens de solos.

Os processos envolvidos entre Planossolos e matéria orgânica ainda são limitados, entretanto, se aspectos como interações com minerais e cátions metálicos diversos (WIESMEIER et al., 2019), forem levadas em consideração, é provável que tal ordem de solo seja reconhecido como um importante atuante no armazenamento de C em profundidade.

O armazenamento de carbono orgânico do solo a nível global é fortemente influenciado pelas condições climáticas (temperatura e precipitação) (WIESMEIER et al., 2019), baseado nisso, o presente trabalho foi desenvolvido ao longo de um gradiente pluviométrico, visando a caracterização de Planossolos, avaliando a importância da ordem para o estoque de C e N, importantes atuantes na regulação climática global. Conjecturando que o carbono armazenado, principalmente em profundidade, seja decorrente da interação organomineral promotora da estabilização do C atrelado a limitação de nitrogênio que atenua a decomposição no sistema.

3.2 Material e Métodos

3.2.1 Área de estudo

O estudo foi realizado em um gradiente pluviométrico ao longo do estado de Pernambuco, situado no nordeste brasileiro (Figura 1).

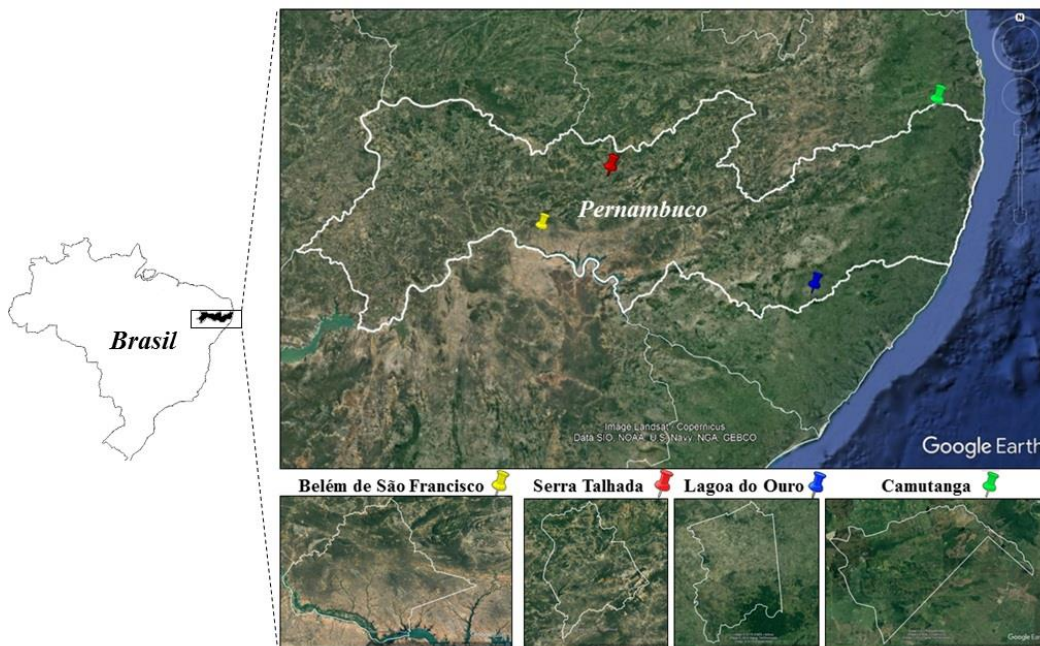


Figura 1. Mapa de localização dos pontos de coleta

A localização dos pontos de coleta, solos estudados, caracterização climática e vegetação da área, encontram-se na Tabela 1.

Tabela 1. Localização, solo, altitude, precipitação média anual (PMA), temperatura média anual (TMA), clima e vegetação das áreas estudadas

Pontos de coleta	Localização (GPS)	Altitude (m)	PMA ^a (mm)	TMA ^b (°C)	Clima ^c (Köppen-Geiger)	Vegetação
Belém de São Francisco	08°44'30,7''S e 038°51'20,2''W	313	405	24 a 26	BSh	Caatinga hiperxerófila.
Serra Talhada	07°56'41,2''S e 38°22'27,2''W	474	565	22 a 24	BSh	Caatinga hiperxerófila
Lagoa do Ouro	09°09'04,2''S e 036°29'02,6''W	575	750	22 a 24	BSh	Caatinga hipoxerófila
Camutanga	07°25'8,5''S e 35°15'33,6''W	-	949	24 a 26	Aw	Floresta subcaducifólia

Dados climáticos: APAC (2019)^a, INMET (2019)^b e CLIMATE-DATA.ORG (2019)^c

Três áreas (Belém de São Francisco, Serra Talhada e Lagoa do Ouro), das quatro selecionadas, estão inseridas no semiárido brasileiro. O ponto mais úmido (Camutanga) da

climosequência fica em média a 540 km de distância do ponto mais seco (Belém de São Francisco). A paisagem da região é caracterizada pela unidade de relevo Depressão pré-litorânea (Camutanga), com altitudes de 80 a 250 metros (ARAÚJO FILHO et al., 2014), Planalto da Borborema (Lagoa do Ouro), uma área com altitude variando de 400 a mais de 1000 metros, com drenagem complexa (BRASIL, 2004) e Depressão Sertaneja (Serra Talhada e Belém de São Francisco), caracterizada por uma superfície de pediplanação monótona, um relevo suave-ondulado, sendo cortada por vales estreitos, com vertentes dissecadas (CPRM, 2005 a,b).

Os locais encontram-se inseridos geologicamente na Província Borborema, com litotipos dos complexos São Caetano (composto por muscovita-biotita gnaïsse às vezes granadífero, biotita gnaïsse, muscovita xisto, incluindo calcário cristalino, quartzito, e metavulcano-clástica) (FERREIRA; SANTOS, 2000), Belém do São Francisco (composto por migmatitos de composição variando entre sienogranito a granodiorito exibindo estruturas *schlieren* e nebulítica, com protólitos tonalíticos-granodioríticos com intercalação de rochas metamáficas e metaultramáficas. Localmente com *augens* de feldspato alcalino) (HORN et al., 2018), Belém do São Francisco (composto por metagranitóides e ortognaïsses, bandados a migmatíticos, de composição tonalítica, granodiorítica a granítica, com biotita e/ou anfibólio, textura equigranular média a grossa a inequigranular porfirítica com fenocristais de feldspato; as vezes miloníticos e com *augens*) (MENDES; BRITO; PAIVA, 2009) e Surubim-carualina (composto por paragnaïsse, metagrauvacas, quartzito e mármore (m)) (GUIMARÃES et al., 2011), referentes a Serra Talhada, Belém de São Francisco, Lagoa do Ouro e Camutanga, respectivamente.

Levando em consideração a ordem de solo desejada e áreas coletadas, foram escolhidos pontos com máxima preservação quanto a vegetação (dentro das limitações existentes) (Figura 2), sendo o perfil em Belém de São Francisco coletado sob vegetação com aspecto aparente de queimada.

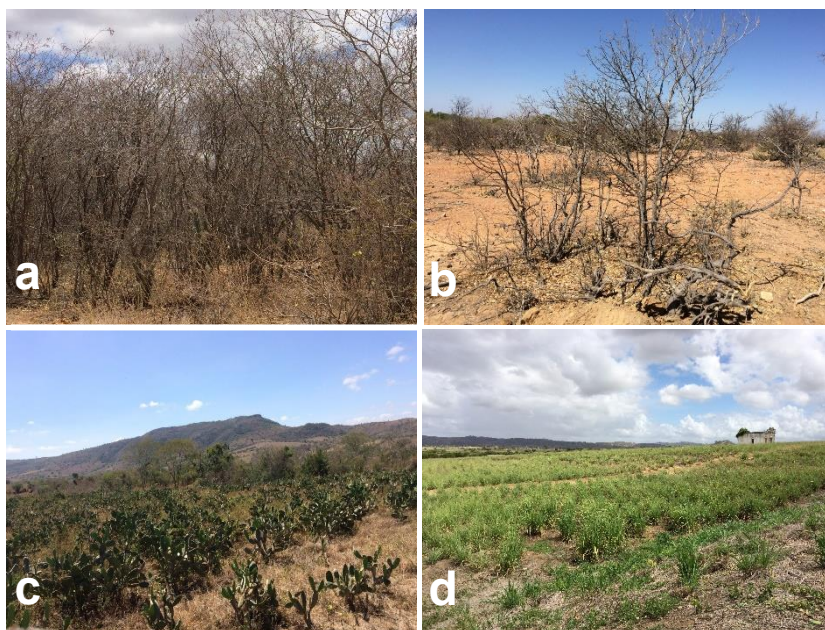


Figura 2. Áreas de coleta: a - Serra Talhada; b – Belém de São Francisco; c – Lagoa do Ouro; d - Camutanga

3.2.2 Amostragem do solo e preparação

Os quatro perfis de Planossolos foram selecionados com auxílio de mapas e tradagens diversas, sendo considerado, principalmente, os aspectos climáticos e a composição geológica semelhante das áreas, com vegetação local preservada (quando possível). Após identificação, os perfis foram abertos, sendo realizada a caracterização morfológica dos solos e coleta de amostras de acordo com o Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (SANTOS et al., 2015) e coleta em camadas para estudo mais detalhado de carbono.

Amostras deformadas e indeformadas de todos os horizontes e deformadas de camadas foram coletadas. As amostras deformadas foram submetidas a secagem ao ar, posteriormente, destorroadas e passadas em peneira com malha de 2 mm, para obtenção da fração terra fina seca ao ar (TFSA), sendo utilizada para análises físicas, químicas e mineralógicas. As frações > 2 mm (cascalho e calhaus) foram separadas e quantificadas, conforme recomendado pela Teixeira et al. (2017). Amostras indeformadas, em pontos específicos nos perfis (horizontes A, Bt e Cr), também foram coletadas para análise micromorfológica.

A coleta de camadas deu-se no topo (5cm) dos horizontes superficiais (A) e subsuperficiais (diagnóstico) (Bt), e no restante do horizonte desejado, variando conforme profundidade do mesmo. Após obtenção da TFSA, houve determinação de carbono, nitrogênio, ^{13}C , ^{15}N , carbono orgânico dissolvido, substâncias húmicas e outras.

Amostras para análise microbiológica foram coletadas e acondicionadas em local refrigerado, das quais foram obtidos carbono e nitrogênio da biomassa microbiana e respiração basal.

Os perfis coletados em Serra Talhada, Belém de São Francisco, Lagoa do Ouro e Camutanga foram identificados ao longo da pesquisa como P-ST, P-BS, P-LO e P-CA, respectivamente. A classificação taxonômica dos mesmos foi realizada de acordo com os critérios estabelecidos pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS et al., 2018).

3.2.3 Análises físicas

A composição granulométrica foi determinada pelo método do hidrômetro, utilizando como dispersante uma solução de calgon a $0,1 \text{ mol L}^{-1}$ (GEE; OR, 2002; ALMEIDA, 2008). O mesmo procedimento foi utilizado para obtenção dos teores de argila dispersa em água (ADA), excluindo a utilização do dispersante químico. Com tais resultados foram calculados o grau de floculação (GF) e a relação silte/argila.

A densidade do solo foi determinada pelos métodos do anel volumétrico e torrão parafinado, para os horizontes de textura mais argilosa, e da proveta, para os horizontes cuja granulometria impossibilitou a retirada de anéis ou torrões (EMBRAPA, 1997; GROSSMAN; REINSCH, 2002). A densidade das partículas foi determinada pelo método do balão volumétrico, utilizando álcool etílico como líquido penetrante (FLINT; FLINT, 2002). Com os resultados foi calculada a porosidade total do solo (P), conforme Embrapa (1997).

3.2.4 Análises químicas

O pH foi determinado em água e KCl a 1 mol L^{-1} (proporção solo:solução de 1:2,5); acidez potencial ($\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$), extraído por acetato de cálcio ($0,5 \text{ mol L}^{-1}$) a pH 7,0 e determinado por titulometria ($\text{NaOH } 0,025 \text{ mol L}^{-1}$); Na^+ e K^+ trocáveis e P disponível extraídos por solução de Mehlich 1, sendo Na^+ e K^+ determinados por fotômetro de chama e fósforo por colorimetria; Ca^{2+} , Mg^{2+} e Al^{3+} trocáveis, utilizando KCl 1 mol L^{-1} como extrator e determinação por espectroscopia de absorção atômica em um EAA Perkin Elmer modelo AAnalyst 200 (Ca^{2+} , Mg^{2+}) e titulometria (Al^{3+}) (EMBRAPA, 1997; TEIXEIRA et al., 2017).

A partir dos resultados obtidos do complexo sortivo, foram calculados os valores de soma de bases (SB), capacidade de troca de cátions (CTC), saturação por bases (V%), saturação por Al (m), atividade da fração argila e a saturação por sódio (PST), conforme descrito em Teixeira et al. (2017).

Formas de ferro e alumínio por dissolução seletiva dos óxidos pedogenéticos de alta e baixa cristalinidade foram determinadas após sucessivas extrações com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (MEHRA; JACKSON, 1960; HOLMGREN, 1967) e de baixa cristalinidade extraídos com oxalato ácido de amônio (pH 3) no escuro (MCKEAGUE; DAY, 1966). Os teores de Fe e Al nos extratos foram determinados utilizando espectrometria de emissão ótica com plasma acoplado indutivamente em um ICP-OES Thermo Scientific modelo iCAP 6200.

Carbono e nitrogênio totais foram determinados por meio de combustão a seco em analisador elementar LECO CN-2000, sendo posteriormente realizada a relação C:N para cada amostra analisada e calculados estoques de C e N (VELDKAMP, 1994), considerando a fração > 2 mm de cada horizonte, como sugerido por Batjes (2014):

$$E = C * e * Ds * 10^4 * (1 - S)$$

Onde, E refere-se ao estoque de carbono ou nitrogênio (Mg ha^{-1}), C denota o teor de carbono ou nitrogênio (kg C kg^{-1} solo), e corresponde a espessura do horizonte/camada (m), Ds é referente a densidade do solo (Mg m^{-3}), e S é a proporção de fragmentos > 2 mm (valor adimensional).

Carbono orgânico total (COT) foi determinado via úmida utilizando o método de Walkley-Black (EMBRAPA, 1997; TEIXEIRA et al., 2017). Sendo determinado o teor de carbono resistente a oxidação por dicromato (C-Res), através da subtração entre C e COT.

O carbono orgânico dissolvido (COD) foi determinado em Analisador de Carbono Total TOC-V_{CPN} da marca Shimadzu.

Foi determinada a composição isotópica de C e N ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) no solo e serrapilheira. Os elementos foram simultaneamente determinados por um fluxo contínuo de isótopos da proporção de espectrometria de massa. A abundância natural de ^{13}C e ^{15}N é expressa em desvios (δ) por mil (‰) a partir de um padrão internacional, sendo o padrão de carbono o Pee dee Belemnite (PDB), e o de N o ar atmosférico.

As substâncias húmicas foram fracionadas quimicamente. Os procedimentos para extração dos ácidos húmicos (AH), ácidos fúlvicos (AF) e humina (H) do solo foram de acordo com Swift (1996) (Adaptado por Mendonça e Matos (2017)). No qual a TFSA foi submetida a solução de NaOH ($0,1 \text{ mol L}^{-1}$), centrifugação, acidificação até pH 2 com H_2SO_4 (20%) para precipitação dos ácidos húmicos, os separando dos ácidos fúlvicos, sendo a humina, presente no resíduo remanescente, seca em estufa a 45°C . Após foi realizada a determinação quantitativa do carbono orgânico em cada fração, segundo método proposto por Yeomans e Bremner (1988). Correlações entre carbono dos ácidos húmicos (C-AH) com carbono dos ácidos fúlvicos (C-

AF), e somatório do carbono dos ácidos fúlvicos e húmicos (C-EA) com carbono da humina (C-H), foram feitas.

Parte da humina foi purificada com ácido fluorídrico (HF) (10%) conforme Gonçalves et al. (2003). Foram utilizadas 3g de humina, submetidas a lavagens com HF (6x), posteriormente, lavagens com água (6x) e secagem em estufa (45°C). Após secagem, foram submetidas a maceração e passagem em peneira de 80mesh, para análise de espectroscopia de infravermelho com transformada de Fourier (FTIR), calorimetria exploratória diferencial e termogravimetria (DSC-TG).

Os espectros de infravermelho foram obtidos na faixa de 4000-400 cm^{-1} , utilizando pastilhas com KBr, sendo 100 varreduras por espectro, com resolução de 4 cm^{-1} . As leituras foram feitas em transmitância versus número de ondas (em cm^{-1}). O equipamento utilizado foi FTIR Spectrum Two, Perkin-Elmer.

As medições analíticas térmicas por meio do DSC-TG, foram realizadas em analisador térmico Netzsch STA 449. As amostras foram aquecidas a partir de temperatura ambiente (em torno de 23°C) até 950°C, a uma velocidade linear de 10°C min^{-1} , em uma atmosfera de N_2 . O material mais instável termicamente foi expresso em relação a perda total do material orgânico, em porcentagem. Essas medições quantificaram as frações que possuem distintas estabilidades térmicas, segundo Dell'Abate et al. (2002) e Dell'Abate, Benedetti e Brookes (2003).

Foi utilizado pirofosfato de sódio (solução 0,1 mol L^{-1}) para extração do ferro (FePi) e alumínio (AlPi) ligado à matéria orgânica (REEUWIJK, 2002). Os teores de Fe e Al nos extratos foram determinados utilizando espectrometria de emissão ótica com plasma acoplado indutivamente em um ICP-OES Thermo Scientific modelo iCAP 6200.

3.2.5 Análises microbiológicas

O carbono e nitrogênio da biomassa microbiana foram determinados pelo método proposto por Mendonça e Matos (2017), adaptado de Islam e Well (1998) e Brookes et al. (1982), da irradiação-extração, o qual baseia-se no rompimento celular por meio da utilização de energia eletromagnética. A extração foi realizada com sulfato de potássio (0,5 mol L^{-1}) e a quantificação do C por titulação com sulfato ferroso amoniacal (0,03 mol L^{-1}), de uma alíquota do extrato oxidada com excesso de dicromato de potássio (0,066 mol L^{-1}) em meio ácido. Já o N foi determinado após destilação com solução de NaOH (10 ml L^{-1}) e indicador ácido bórico, sendo titulado com HCl (0,005 mol L^{-1}).

A respiração basal do solo foi determinada segundo Mendonça e Matos (2017). A amostra de solo teve sua umidade corrigida, sendo acondicionada posteriormente em potes

hermeticamente fechados, por 7 dias, com solução de NaOH ($0,5 \text{ ml L}^{-1}$), o gás liberado proveniente da respiração microbiana, após incubação, reagiu com tal solução sendo quantificado por titulação com HCl ($0,25 \text{ mol l}^{-1}$), após precipitação do carbonato com solução de BaCl_2 , usando como indicador fenolftaleína, adaptado de Curl e Rodriguez-Kabana (1972) e Stotzky (1965).

O quociente metabólico ($q\text{CO}_2$) foi determinado pela relação entre a respiração basal do solo e o carbono da biomassa microbiana. O quociente microbiano (q_{mic}), obtido por relação entre o carbono da biomassa microbiana e carbono total do solo (ANDERSON; DOMSCH, 1978).

3.2.6 Análise estatística

Os horizontes superficiais e subsuperficiais (relevantes), dos quatro perfis estudados, foram submetidos à técnica exploratória multivariada, usando Análise de Componentes Principais (ACP). Os dados foram previamente testados em relação à normalidade pelo teste de Kolmogorov-Smirnov. A análise foi realizada utilizando dados de estoque de C, argila total, pH, Na, Mg, Ca, FeOx, FeDCB, AlDCB, AlOx, COD, relação C/N, carbono total (C), nitrogênio total (Nt), 15N a fim de identificar suas relações. Foi utilizado o programa Statistica, versão 10.

3.3 Resultados e Discussão

3.3.1 Atributos morfológicos e físicos

Os perfis de solo foram classificados (Tabela 2) como: PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico (P-ST), PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico salino (P-BS), PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico (P-LO) e PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico típico (P-CA), apresentando sequência de horizontes: A-AE-Bt-BCn-Crn/R (P-ST), A-E-Btn-Crn (P-BS), Ap-A-E1-E2-2Bt-2Btn-2Crn (P-LO) e Ap1-Ap2-An-2Btn1-2Btn2-2BCn-2Crn (P-CA). Possuem uma variação de profundidade de 96 (P-BS) a 150 cm (P-CA).

Os solos apresentaram coloração acinzentada (Figura 3; Tabela 2), típica da ordem, sendo um forte indicio da estagnação de água no local (FAO, 2015), e de processo temporário de gleização (BUOL et al., 2011), o qual é ratificado pela presença de mosqueados de coloração 7,5YR4/4 em horizontes subsuperficiais do P-ST e P-CA (Tabela 2).



Figura 3. Perfis dos solos estudados: a – P-ST; b – P-BS; c – P-LO; d – P-CA

A textura variou de francoarenosa (P-BS: A e E; P-LO: Ap, A, E1 e E2) a franco-argiloarenosa (P-ST: A e AE); nos horizontes superficiais e de franco-argiloarenosa (P-CA: 2BCn) a muito argilosa (P-ST: Bt) nos horizontes subsuperficiais (Tabela 2). Foi evidente ao longo de todos os perfis a mudança textural abrupta, com transição abrupta (Tabela 2), e predominância de frações mais grossas, como areia e silte nos horizontes superficiais e de frações mais finas nos subsuperficiais, como argila, variando de 339 g kg^{-1} (P-CA: 2BCn) a 616 g kg^{-1} (P-ST: Bt) (Tabela 3) em subsuperfície. Em relação a fração fina, a ADA foi expressiva, sendo evidenciada pelo GF dos horizontes, não ultrapassando 46% (P-BS: A) (Tabela 3).

As partículas se organizaram de formas variadas, desde granular simples (P-BS: A e E; P-LO: E2) nos horizontes superficiais a maciça (P-ST: BCn; P-LO: Bt; P-CA: 2Bt1, 2Bt2 e 2BCn) nos horizontes subsuperficiais (Tabela 2). Sendo a TFSA distribuída de 64% (P-LO: E2) a 99% (P-BS: Btn; P-CA: Ap2 e An) (Tabela 3). Com densidades do solo em torno de $1,49 \text{ kg dm}^{-3}$ (P-ST: A) a $1,78 \text{ kg dm}^{-3}$ (P-CA: Ap2) em superfície e de $1,76 \text{ kg dm}^{-3}$ a $2,15 \text{ kg dm}^{-3}$ (P-BS: Crn) em subsuperfície (menores valores nos horizontes superficiais), e de partícula $2,45 \text{ kg dm}^{-3}$ (P-ST: A) a $2,78 \text{ kg dm}^{-3}$ (P-ST: Crn/R; P-BS: Crn), refletindo em uma limitada porosidade ao longo dos perfis, não excedendo 50% (P-CA: 2Cn) (Tabela 3).

Tabela 2. Atributos morfológicos dos solos estudados ao longo do gradiente pluviométrico

Horizontes		Cor		Mosq.	Textura	Estrutura	Consistência			Transição
Símb.	Prof. (cm)	Úmida	Seca	Úmido			Seca	Úmida	Molhada	
P-ST- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico										
A	0-10	7,5YR3/3	10YR4/3	-	F-Arg.A	Fr. mod. peq. méd. bl. sub. e fr. mod. peq. méd. gran.	Lig. duro, duro	Friável	Lig. plást., lig. peg.	Clara e plana
AE	10-21	7,5YR4/3	10YR5/3	7,5YR4/4 pou. peq. dif.	F-Arg.A	Maciça fr. peq. méd. bl. sub.	Duro, mt. duro	Friável	Lig. plást., lig. peg.	Abrupta e ond.
Bt	21-48	10YR4/3	10YR4/3	7,5YR4/4 pou. peq. dif.	M-Arg.	Fr. mod. méd. gr. pris. e fr. mod. méd. gr. bl. sub. bl. ang.	Extr. Duro	Firme	Mt. plást., peg.	Gradual e plana
BCn	48-80	10YR4/2	-	-	Arg.	Maciça fr. méd. gr. pris. e fr. méd. gr. bl. sub. bl. ang.	Extr. Duro	Firme	Mt. plást., peg.	Clara e ond.
Crn/R	80-110+	-	-	-	F-Arg.A	-	-	-	-	-
P-BS- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico salino										
A	0-8	10YR4/3	10YR6/4	-	F-A	Gran. simples e mt. peq. peq. méd. bl. sub.	Lig. duro	Mt. friável	Lig. plást., não peg.	Clara e plana
E	8-26	10YR4/3	10YR5/4	-	F-A	Gran. simples e mt. peq. peq. méd. bl. sub.	Lig. duro	Mt. friável	Não plást., não peg.	Abrupta e ond.
Btn	26-67	10YR	10YR4/4	-	Arg.A	Mod. gr. colunar	Extr. Duro	Mt. firme	Plást., peg.	Clara e irregular
Crn	67-96+	-	-	-	F-A	-	-	-	-	-
P-LO- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico										
Ap	0-10	10YR4/2	10YR6/2	-	F-A	Mod. mt. peq. peq. méd. gr. bl. sub.	Lig. duro	Friável	Lig. plást., lig. peg.	Gradual e plana
A	10-25	10YR4/2	10YR6/2	-	F-A	Mod. peq. méd. gr. mt. gr. bl. sub.	Duro	Friável	Lig. plást., lig. peg.	Gradual e plana
E1	25-39	10YR4/2	10YR6/2	-	F-A	Mod. méd. gr. mt. gr. bl. sub.	Lig. duro	Friável	Lig. plást., lig. peg.	Clara e plana
E2	39-48	10YR5/4	10YR6/3	-	F-A	Gran. simples e fr. peq. méd. bl. sub.	Duro	Friável	Não plást., não peg.	Abrupta e plana
2Bt	48-65	10YR3/3	10YR4/3	7,5YR4/4 abund. méd. gr. dif.	Arg.A	Maciça mod. méd. bl. sub. e mod. mt. gr. colunar	Extr. Duro	Mt. firme	Plást., peg.	Difusa e plana
2Btn	65-90	10YR3/4	10YR4/4	7,5YR4/4 com. méd. gr. dif.	Arg.A	Maciça e mod. méd. gr. bl. sub.	Extr. Duro	Mt. firme	Plást., mt. peg.	Difusa e plana
2Crn	90-115+	-	-	-	F-Arg.A	-	-	-	-	-

(Continua)

Tabela 2. Atributos morfológicos dos solos estudados ao longo do gradiente pluviométrico

										(Conclusão)
Horizontes		Cor		Mosq.	Textura	Estrutura	Consistência			Transição
Símb.	Prof. (cm)	Úmida	Seca	Úmido			Seca	Úmida	Molhada	
P-CA- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico típico										
Ap1	0-10	10YR3/2	10YR5/2	-	F	Gran. e fr. peq. méd. bl. sub.	-	Friável	Lig. plást., lig. peg.	Clara e plana
Ap2	10-22	10YR3/3	-	-	F	Fr. peq. méd. bl. sub.	-	Friável	Plást., lig. peg.	Clara e plana
An	22-48	10YR3/2	-	10YR3/4 com. peq. dif.	F	Fr. peq. méd. bl. sub.	-	Friável	Plást., peg.	Clara e plana
2Btn1	48-72	10YR4/2	-	10YR4/4 pou. com. peq. méd. dis.	Arg.	Maciça	-	Firme, mt. firme	Mt. plást., peg.	Clara e plana
2Btn2	72-105	10YR5/2 10YR6/4	-	-	Arg.A	Maciça	-	Firme, mt. firme	Mt. plást., peg.	Clara e plana
2BCn	105-135	2,5Y6/2	-	10YR4/1 com. gr. dis.	F-Arg.A	Maciça	-	Firme, mt. firme	Mt. plást., peg.	Abrupta e plana
2Crn	135-150+	-	-	-	F-A	-	-	-	-	-

(Símb.) – Símbolo; (Prof) - Profundidade; (Mosq) – Mosqueados; (Fr).-Fraca; (mod).- moderada; (peq).- pequena; (méd).-média; (bl. sub.)- bloco subangular; (gran) – granular; (gr) – grande; (pris.) – prismática; (bl. ang.) - Bloco angular; (F-Arg.A) - Franco-Argiloarenosa; (M-Arg.)- Muito argilosa; (Arg.)- Argila; (F-A) - Francoarenosa; (Arg.A) – Argiloarenosa; (F) – Franca; (Lig)-Ligeiramente; (Plást)-Plástico; (Peg)-Pegajoso; (Mt)-Muito; (com)-Comum; (dif)-Difuso; (dis)-Distinto.

Tabela 3. Atributos físicos dos solos estudados ao longo do gradiente pluviométrico

Horizontes		Calhaus (>20mm) (%)	Casc. (20-2mm) (%)	TFSA (<2mm) (%)	Composição granulométrica da TFSA (g kg ⁻¹)						Densidade (kg dm ⁻³)		
Símb.	Prof. (cm)				A.T. (2-0,05mm)	Silte (0,05-0,002mm)	Argila (<0,002mm)	A.D.A. (g kg ⁻¹)	G.F. (%)	Silte/ Argila	Solo	Partíc	P.
P-ST- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico													
A	0-10	9	8	83	478	265	257	175	32	1,03	1,49	2,45	39
AE	10-21	21	12	67	603	197	200	156	22	0,98	1,66	2,62	37
Bt	21-48	4	3	93	311	73	616	383	38	0,12	1,76	2,58	32
BCn	48-80	0	3	97	289	141	569	319	44	0,25	1,90	2,62	27
Crn/R	80-110+	1	8	91	508	254	238	215	10	1,07	1,70	2,78	39
P-BS- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico salino													
A	0-8	1	6	94	761	114	126	68	46	0,91	1,53	2,59	41
E	8-26	3	18	79	762	82	156	98	37	0,52	1,53	2,60	41
Btn	26-67	0	1	99	535	32	433	267	38	0,07	1,87	2,68	30
Crn	67-96+	0	7	93	786	76	138	120	13	0,55	2,15	2,78	23
P-LO- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico													
Ap	0-10	1	5	95	769	96	135	78	42	0,71	1,53	2,56	40
A	10-25	0	2	98	736	118	146	88	40	0,81	1,54	2,61	41
E1	25-39	5	6	90	730	120	150	98	35	0,80	1,59	2,69	41
E2	39-48	5	30	64	745	121	135	108	20	0,90	1,54	2,72	43
2Bt	48-65	1	22	77	555	18	427	269	37	0,04	1,77	2,68	34
2Btn	65-90	0	18	82	464	66	470	331	30	0,14	1,86	2,52	26
2Crn	90-115+	0	20	80	678	97	224	198	12	0,43	1,86	2,65	30
P-CA- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico típico													
Ap1	0-10	1	4	96	503	309	188	130	31	1,64	1,60	2,58	38
Ap2	10-22	0	1	99	497	317	185	140	25	1,71	1,78	2,62	32
An	22-48	0	1	99	415	368	217	178	18	1,70	1,72	2,74	37
2Btn1	48-72	0	2	97	413	158	429	324	24	0,37	1,93	2,64	27
2Btn2	72-105	0	2	98	487	126	388	290	25	0,32	1,93	2,67	28
2BCn	105-135	0	2	98	537	124	339	242	29	0,37	1,96	2,64	26
2Crn	135-150+	0	15	85	733	147	120	111	8	1,23	1,35	2,70	50

Símbolo; (Prof) - Profundidade; (Casc.) – Cascalho; (A.T) – Areia Total; (P) – Porosidade

3.3.2 Atributos químicos

Os Planossolos estudados possuem uma ampla variação de pH em água, indo de ácidos, 5,35 (P-ST: A; P-CA: Ap1) a alcalinos, 8,95 (P-BS: Crn), seguindo a tendência de aumento em profundidade para todos os perfis (Tabela 4). São caracterizados como eutróficos, sendo o Ca^{+2} e Mg^{+2} os principais responsáveis, seguindo o padrão de mais Mg^{+2} em relação a Ca^{+2} , como já evidenciado em levantamentos brasileiros (JACOMINE et al., 1971; 1975; JACOMINE; ALMEIDA; MEDEIROS, 1973; JACOMINE, 1977). O perfil P-BS possui menor expressividade quanto a abundância de tais elementos, quando comparado aos demais estudados.

Os altos teores de Ca^{2+} e Mg^{2+} ao longo dos perfis (Tabela 4), são reflexo do baixo grau de desenvolvimento dos solos, mesmo na região mais úmida e quente, sendo oriundos possivelmente do intemperismo de minerais presentes na matriz (MOTA et al., 2002), como observado por Oliveira et al. (2008) e Ferreira et al. (2016) em Planossolos do semiárido brasileiro, havendo, conseqüentemente, a liberação de outros elementos, como Fe^{2+} , associados a distintos e importantes processos nesses solos, como o de ferrólise (BRINKMAN, 1970).

Os perfis P-ST (BCn; Crn/R), P-LO (2Btn; 2Crn) e P-CA (An; 2Crn) apresentaram caráter solódico, e os perfis P-BS (Btn; Crn), P-LO (2Crn) P-CA (2Btn1; 2Btn2; 2BCn) caráter sódico, sendo constatado pelos valores de saturação por sódio ($100\text{Na}^+/\text{T}$) (Tabela 4).

A presença de Al^{+3} é inexpressiva ao longo dos perfis, causando baixa saturação por Al^{+3} no meio, como observado por Jacomine et al. (1971; 1975; 1979) em Planossolos do Brasil (Tabela 4 e 5).

O carbono e nitrogênio apresentaram tendências semelhantes, teores mais elevados em superfície com redução significativa nos horizontes subsuperficiais, variando de 16,61 g kg^{-1} (P-ST: A) a 0,65 g kg^{-1} (P-CA: 2Crn) para C, e 1,30 g kg^{-1} (P-ST: A) a 0,07 g kg^{-1} (P-BS: Crn) para N. O valor médio de C para Planossolos, nos horizontes superficiais (Ap), na região semiárida brasileira, é em torno de 7,4 g kg^{-1} (SALCEDO; SAMPAIO, 2008), valor correspondente ao perfil P-LO, apresentando os demais, valores acima da média.

A significativa redução de C e N em profundidade, ao longo dos perfis avaliados, não refletiu de maneira semelhante nos estoques de ambos. Antagônico ao observado para os teores de C e N, o estoque aumentou significativamente nos horizontes subsuperficiais (Figura 4 e 5), ultrapassando em alguns horizontes os teores de estoque da superfície (presença de maiores teores dos elementos), havendo um acréscimo em relação à superfície de até 14,64 Mg ha^{-1} (relação entre P-CA: Ap1 e P-CA: An) para C e de 0,93 Mg ha^{-1} (relação entre P-LO: Ap e P-LO: 2Btn) para N (Tabela 4).

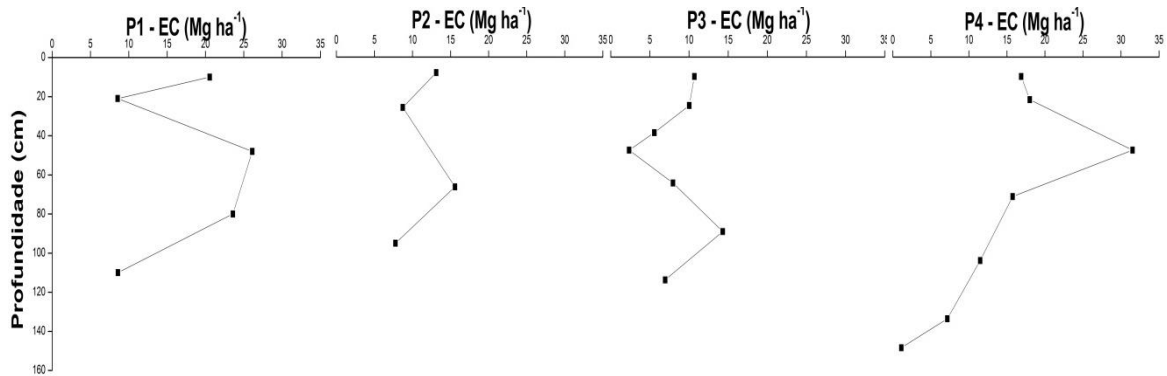


Figura 4. Distribuição do estoque de C em profundidade nos perfis estudados. P1 (P-ST); P2 (P-BS); P3 (P-LO); P4 (P-CA)

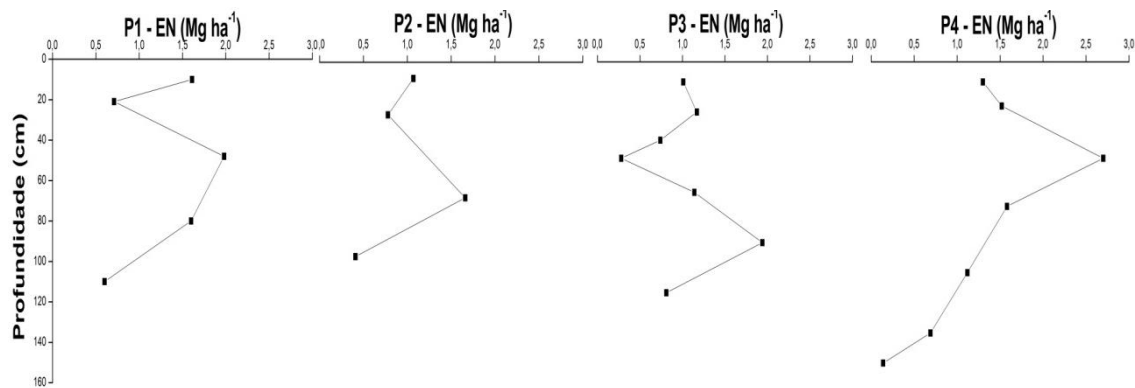


Figura 5. Distribuição do estoque de N em profundidade nos perfis estudados. P1 (P-ST); P2 (P-BS); P3 (P-LO); P4 (P-CA)

O estoque de carbono total, para cada perfil, foi de $87,36 \text{ Mg ha}^{-1}$, $45,18 \text{ Mg ha}^{-1}$, $57,86 \text{ Mg ha}^{-1}$ e $101,91 \text{ Mg ha}^{-1}$, referentes ao P-ST, P-BS, P-LO e P-CA, respectivamente. Levando em consideração a camada superficial de cada perfil, com 20 cm em média, e a subsuperfície do mesmo, pode-se observar que, no P-ST, $29,10 \text{ Mg ha}^{-1}$ de C são estocados na superfície, sendo os $58,26 \text{ Mg ha}^{-1}$ restantes estocados nos horizontes subsuperficiais, no P-BS são $21,84 \text{ Mg ha}^{-1}$ em relação a $23,34 \text{ Mg ha}^{-1}$, para o P-LO são $20,72 \text{ Mg ha}^{-1}$ em relação a $37,14 \text{ Mg ha}^{-1}$ e no P-CA são $34,87 \text{ Mg ha}^{-1}$ em relação a $67,04 \text{ Mg ha}^{-1}$ estocados em subsuperfície.

Em relação ao estoque de nitrogênio total, cada perfil apresentou teores de $6,50 \text{ Mg ha}^{-1}$, $3,92 \text{ Mg ha}^{-1}$, $7,10 \text{ Mg ha}^{-1}$, $9,05 \text{ Mg ha}^{-1}$, correspondendo ao P-ST, P-BS, P-LO e P-CA respectivamente. Considerando os 20 primeiros centímetros, em média, como camada superficial dos solos estudados e o restante como subsuperfície, observou-se que no P-ST, $2,32 \text{ Mg ha}^{-1}$ de N são estocados na superfície, sendo os $4,18 \text{ Mg ha}^{-1}$ restantes estocados nos horizontes subsuperficiais, no P-BS são $1,85 \text{ Mg ha}^{-1}$ em relação a $2,07 \text{ Mg ha}^{-1}$, para o P-LO

são 2,19 Mg ha⁻¹ em relação a 4,92 Mg ha⁻¹ e no P-CA são 2,82 Mg ha⁻¹ em relação a 6,23 Mg ha⁻¹ estocados em subsuperfície.

Os horizontes subsuperficiais dos Planossolos avaliados são responsáveis por estocar maiores quantidades de C e N, quando comparados aos horizontes da superfície.

O estoque de carbono e nitrogênio nos Planossolos é notoriamente negligenciado, levando em consideração sua limitação quando ao acúmulo de tais elementos, entretanto, levantamentos mostrando a importância de estoque em ordens diversas de solos, vem apresentando valores que expressamente se assemelham ao encontrado nos solos estudados, como os de estoque de C para Cambissolos (76,1Mg ha⁻¹), Gleissolos (109Mg ha⁻¹), Plintossolos (63,4Mg ha⁻¹), Latossolos (109,8Mg ha⁻¹), Neossolos Flúvicos (70,8Mg ha⁻¹), dentre outros (AKPA et al., 2016) na Nigéria, e de estoque de N para Argissolos (8,9Mg ha⁻¹), Neossolos Quartzarênicos (4,6Mg ha⁻¹), Plintossolos (6,8Mg ha⁻¹), Gleissolos (6,1Mg ha⁻¹), dentre outros (BATJES; DIJKSHOORN, 1999) na Amazônia .

Os estoques de C do solo são controlados fortemente pelas condições climáticas e de cobertura do solo (YIGINI; PANAGOS, 2016). Ao longo da climossequência, foi observado a tendência de aumento quanto ao estoque de C e N em relação à condição climática, sendo o local de maior precipitação, com maior capacidade de armazenamento. O P-ST destoou dessa lógica, apresentando praticamente o dobro de estoque do P-BS, posicionado na mesma região climática, sendo a cobertura vegetal preservada (Figura 2), preponderante para o estoque do local (P-ST), associado a maior densidade do solo para tal perfil, decorrente do maior teor de argila no mesmo.

Li et al. (2019) estudando áreas desertificadas, comprovaram em um plantio de 31 anos, a uma profundidade de 20cm, que os estoques de C e N aumentaram, respectivamente, de 3,30Mg ha⁻¹ e 0,27Mg ha⁻¹ para 11,67Mg ha⁻¹ e 0,89Mg ha⁻¹, mostrando que áreas cobertas por longo tempo, possuem efeito significativo quanto ao sequestro de C e N no solo.

Regiões desertificadas possuem, geralmente, estoques de C baixos por unidade de área, entretanto, a extensão dessa região fornece uma potencial capacidade para armazenamento (LI et al., 2019). Extrapolar esse pensamento para uma ordem de solo, estigmatizada pelo baixo potencial de acúmulo, pode gerar um resultado surpreendente.

Considerando o valor médio de estoque de C para os solos estudados (73,07Mg ha⁻¹), e extrapolando para a área total ocupada por esses solos (130 milhões de hectare), o potencial total de estoque dos mesmos é de 9,5Gt de C, equiparando-se a estoques totais como do Chile de 9,8Gt (PADARIAN; MINASNY; MCBRATNEY, 2017; MINASNY et al., 2017), África do Sul de 11,42Gt (MINASNY et al., 2017) e até superando, como da França continental de 6,91Gt

(MINASNY et al., 2017) e Inglaterra de 1,74Gt (dado de 1990) (BRADLEY et al., 2005) valores estimados até, em média, 1 metro de profundidade. Podendo esse valor ser acrescido se levado em consideração o estoque médio alcançado no P-ST e P-CA (94,63 Mg ha⁻¹), obtendo um armazenamento total de 12,30Gt.

Solos da África do Sul, em um levantamento nacional, demonstram ter potencial de estoque total de 65% no topo até 30cm (MINASNY et al., 2017), estudos na Amazônia evidenciaram o potencial de 52% de armazenamentos em superfície dos solos locais (BATJES; DIJKSHOORN, 1999) já nos Planossolos estudados, pode-se observar que eles possuem o potencial de 64% de estoque em subsuperfície. Assim, a relevância quanto ao estoque de C e N em subsuperfície nesses solos é categórica.

Tabela 4. Atributos químicos dos solos estudados ao longo de um gradiente pluviométrico

Horizontes		pH (1:2,5)		Complexo Sortivo (cmol _c kg ⁻¹)								P	C	N	¹⁵ N	EC	EN	V	m	$\frac{100}{\text{Na}^+}$
Símb.	Prof. (cm)	H ₂ O	KCl	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	S.B.	Al ³⁺	H+Al	(T)	(mg Kg ⁻¹)	(g Kg ⁻¹)	(g Kg ⁻¹)		(Mg ha ⁻¹)	(%)	(%)	(%)	
P-ST- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico																				
A	0-10	5,35	4,80	7,24	7,05	0,46	0,10	14,85	0,19	4,59	19,44	10,03	16,61	1,30	8,60	20,55	1,61	76,39	1,26	0,51
AE	10-21	5,65	4,40	4,17	5,57	0,16	0,08	9,98	0,19	2,95	12,93	4,31	6,95	0,58	11,07	8,55	0,71	77,18	1,87	0,62
Bt	21-48	5,95	4,60	9,28	17,33	0,07	1,61	28,29	0,14	3,10	31,39	1,95	5,93	0,45	8,80	26,10	1,98	90,12	0,49	5,13
BCn	48-80	6,50	6,10	10,40	18,64	0,07	2,00	31,11	0,10	2,24	33,35	1,79	3,99	0,27	7,42	23,58	1,60	93,28	0,32	6,00
Crn/R	80-110+	7,35	6,35	13,37	23,93	0,08	2,75	40,13	0,10	2,53	42,66	3,23	1,85	0,13	6,90	8,59	0,60	94,07	0,25	6,45
P-BS- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico salino																				
A	0-8	6,75	5,85	4,22	2,40	0,29	0,17	7,08	0,19	2,30	9,38	23,96	11,45	0,93	12,53	13,12	1,07	75,48	2,61	1,81
E	8-26	6,70	4,95	2,92	2,56	0,23	0,10	5,81	0,10	1,86	7,67	3,20	4,01	0,36	12,04	8,72	0,78	75,75	1,69	1,30
Btn	26-67	7,25	4,30	6,55	8,69	0,03	3,93	19,20	0,14	2,02	21,22	6,17	2,06	0,22	10,33	15,58	1,66	90,48	0,72	18,52
Crn	67-96+	8,95	6,50	4,43	5,65	0,06	5,34	15,48	0,10	1,27	16,75	76,07	1,34	0,07	6,92	7,76	0,41	92,42	0,64	31,88
P-LO- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico																				
Ap	0-10	5,80	4,90	2,60	0,85	0,29	0,05	3,79	0,10	2,83	6,62	174,33	7,38	0,70	13,87	10,69	1,01	57,25	2,57	0,76
A	10-25	5,50	4,75	3,16	0,72	0,17	0,05	4,10	0,10	2,57	6,67	147,32	4,44	0,52	13,30	10,03	1,17	61,47	2,38	0,75
E1	25-39	5,95	4,95	3,12	1,35	0,16	0,07	4,70	0,10	2,04	6,74	162,48	2,80	0,37	12,21	5,58	0,74	69,73	2,08	1,04
E2	39-48	6,35	5,00	3,11	1,98	0,17	0,16	5,42	0,10	2,31	7,73	144,42	2,64	0,32	11,04	2,35	0,28	70,12	1,81	2,07
2Bt	48-65	6,25	4,40	7,76	9,84	0,42	0,98	19,00	0,19	3,46	22,46	140,71	3,42	0,49	9,95	7,95	1,14	84,59	0,99	4,36
2Btn	65-90	6,45	4,95	9,70	15,68	0,31	1,85	27,54	0,19	2,87	30,41	144,50	3,76	0,51	9,61	14,31	1,94	90,56	0,69	6,08
2Crn	90-115+	6,80	4,90	6,85	10,85	0,11	1,72	19,53	0,19	2,53	22,06	497,11	1,88	0,22	9,10	6,95	0,81	88,53	0,96	7,80
P-CA- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico típico																				
Ap1	0-10	5,35	4,00	5,08	15,13	0,16	0,28	20,65	0,19	6,57	27,22	145,02	11,00	0,85	8,34	16,87	1,30	75,86	0,91	1,03
Ap2	10-22	6,20	4,50	5,95	17,63	0,09	0,65	24,32	0,10	5,14	29,46	136,09	8,54	0,72	9,36	18,00	1,52	82,55	0,41	2,21
An	22-48	7,70	5,75	6,01	18,77	0,04	2,44	27,26	0,10	2,08	29,34	99,39	7,12	0,61	9,29	31,51	2,70	92,91	0,37	8,32
2Btn1	48-72	8,30	6,50	5,79	23,92	0,02	7,51	37,24	0,14	0,18	37,42	5,60	3,49	0,35	7,54	15,75	1,58	99,52	0,37	20,07
2Btn2	72-105	8,50	6,50	5,09	24,51	0,04	6,72	36,36	0,10	0,46	36,82	4,28	1,84	0,18	6,93	11,49	1,12	98,75	0,27	18,25
2BCn	105-135	8,65	6,35	6,14	8,21	0,04	5,78	20,17	0,10	0,36	20,53	20,19	1,25	0,12	6,59	7,17	0,69	98,25	0,49	28,15
2Crn	135-150+	8,05	5,90	4,96	20,77	0,05	3,08	28,86	0,10	0,81	29,67	287,76	0,65	0,08	5,57	1,12	0,14	97,27	0,35	10,38

(Símb.) – Símbolo; (Prof) - Profundidade; (S.B.) – Soma de Bases; (T) – Capacidade de troca de cátions a pH 7; (V) – Saturação por bases; (m) – Saturação por alumínio; (EC) - Estoque de carbono; (EN) - Estoque de nitrogênio.

Na extração seletiva de Fe^{+3} e Al^{+3} foi perceptível a predominância do Fe^{+3} em relação ao Al^{+3} em ambas as extrações (oxalato e ditionito), sendo os valores obtidos condizentes com solos de limitado intemperismo, evidenciado nas relações de Fe_{ox}/Fe_{dcb} , superiores a 0,05, valor indicativo da predominância de óxidos de alta cristalinidade (INDA JUNIOR; KAMPF, 2003) (Tabela 5).

Os ciclos de umedecimento e secagem ocorrentes nesses solos, proporcionam a dissolução redutora e consequente remoção das formas de Fe mais leve (HU et al., 2019), as quais possivelmente são adsorvidas em óxidos de Fe estáveis ou precipitam na forma de outros minerais em posições mais profundas do perfil (SCHUTH et al., 2015) evidenciado pelos baixos valores de Fe_{ox}/Fe_{dcb} nessas posições (Tabela 5).

Tabela 5. Extração seletiva de Fe^{+3} e Al^{+3} dos solos estudados ao longo de um gradiente pluviométrico

Símb.	Horizontes Prof. (cm)	Fe Oxalato	Al Oxalato	Fe DCB	Al DCB	Fe_{ox}/Fe_{dcb}
		g kg ⁻¹				
P-ST- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico						
A	0-10	3,15	0,99	12,23	1,86	0,26
AE	10-21	2,49	1,32	10,12	1,04	0,25
Bt	21-48	2,42	1,39	18,34	2,09	0,13
BCn	48-80	2,01	1,68	16,27	2,23	0,12
Crn/R	80-110+	1,99	1,82	16,50	1,87	0,12
P-BS- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico salino						
A	0-8	0,91	0,35	5,25	0,80	0,17
E	8-26	1,13	1,00	7,95	0,74	0,14
Btn	26-67	0,66	0,65	9,81	1,36	0,07
Crn	67-96+	1,14	1,56	5,94	1,07	0,19
P-LO- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico						
Ap	0-10	0,59	0,62	3,81	0,37	0,16
A	10-25	0,90	0,81	2,38	0,26	0,38
E1	25-39	0,57	0,73	2,31	0,21	0,24
E2	39-48	0,89	0,57	3,46	0,18	0,26
2Bt	48-65	1,69	1,00	8,62	1,06	0,20
2Btn	65-90	1,96	1,08	11,94	2,94	0,16
2Crn	90-115+	2,31	0,71	11,28	0,66	0,21
P-CA- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico típico						
Ap1	0-10	3,65	1,10	10,01	0,69	0,36
Ap2	10-22	3,66	0,76	7,82	1,25	0,47
An	22-48	4,10	0,81	9,17	0,60	0,45
2Btn1	48-72	1,89	1,29	8,37	1,95	0,23
2Btn2	72-105	1,04	0,95	6,06	1,79	0,17
2BCn	105-135	0,68	0,55	3,09	1,03	0,22
2Crn	135-150+	1,02	0,75	7,23	1,36	0,14

O estoque de C, nos horizontes subsuperficiais é influenciado por formas de ferro de baixa cristalinidade (Fe_{ox}) (Figura 6). A ACP teve uma capacidade de explicação de 72,77%.

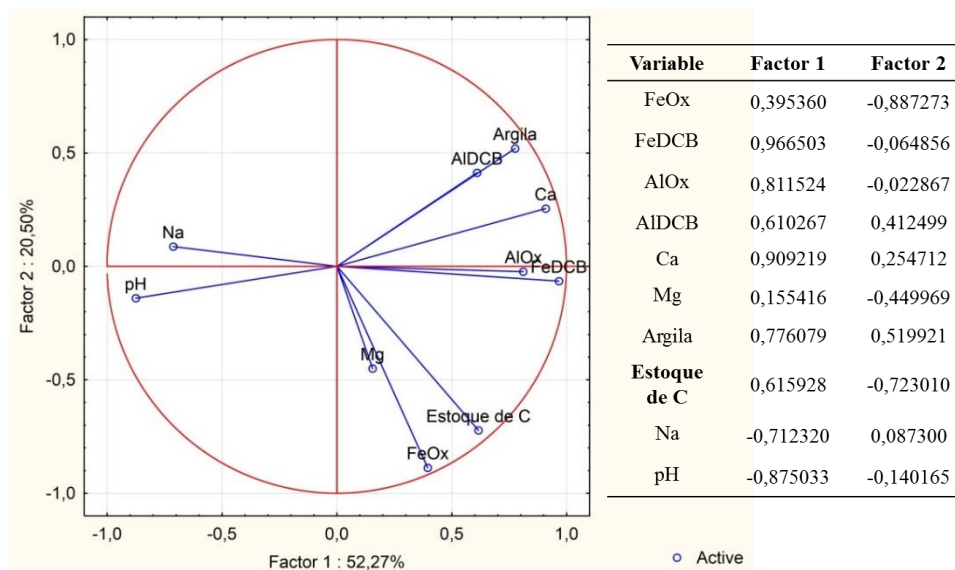


Figura 6. Análise de componentes principais de horizontes subsuperficiais dos solos estudados

O estoque de C relacionado com formas de ferro menos cristalinas (Feoxalato) (Figura 6), sugere a formação de complexos de Fe com compostos orgânicos (ANJOS et al., 2008; ARAÚJO et al., 2017) e transporte a subsuperfície, favorecendo maior estoque em tais posições do perfil (Tabela 4), fato favorecido pela alternância de umedecimento e secagem recorrente nesses solos (HU et al., 2019).

Os Planossolos merecem atenção, principalmente, quanto a sua preservação, pois mundialmente são importantes para mitigação dos gases do efeito estufa. As atividades humanas interferem nesse padrão de preservação (YIGINI; PANAGOS, 2016). Trabalhos no semiárido abordam a redução quanto ao estoque de C e N em meio a não preservação do local, em diversas ordens de solo (RIBEIRO et al., 2016; VILLARINO et al., 2017), denotando a importância do assunto.

3.3.3 Percepções sobre o carbono

A vegetação é a principal responsável pelo C orgânico presente nos solos estudados (Tabelas 6 e 7), a similaridade isotópica (^{13}C) entre matéria orgânica do solo e serrapilheira comprovam tal fato. Os menores valores de ^{13}C na subsuperfície do P-CA (-19,92 e -19,85), indicam contribuição da vegetação nativa (plantas com ciclo fotossintético do tipo C3), e os maiores valores em superfície (-15,92) (Tabela 7), contribuição do cultivo atual (plantas com ciclo fotossintético do tipo C4).

Tabela 6. Composição isotópica da serrapilheira, nos perfis estudados

Serrapilheira		
Perfil	^{13}C	^{15}N
ST	-28,26	3,88
BS	-24,98	11,45
LO	-22,25	12,76
CA	Área cultivada com cana-de-açúcar	

Quanto a distribuição de C ao longo dos perfis, observou-se que o P-ST possui os maiores valores totais ($35,33\text{g kg}^{-1}$), seguido pelo P-CA ($33,89\text{g kg}^{-1}$), P-LO ($26,32\text{g kg}^{-1}$) e P-BS ($18,86\text{g kg}^{-1}$) (Tabela 4), sendo a vegetação densa presente no P-ST (Figura 2a) a principal responsável pelo maior aporte de C no sistema, divergindo do P-BS, por exemplo, que encontra-se na mesma região fisiográfica. Os teores de C do P-CA, estão associados a condição de cultivo na área.

Os maiores valores de C orgânico observados na camada A1 do P-BS ($20,41\text{g kg}^{-1}$) (Tabela 7), são possivelmente por queimadas pontuais na área, favorecendo o acúmulo de material vegetal parcialmente queimado, o que pode ter contribuído para o maior valor de C orgânico, como observado por Zhao et al. (2012) em solos de uma planície no nordeste da China, ratificado pelo valor de C-Res em superfície ($9,67\text{ g kg}^{-1}$) (Tabela 7), C mais estável mediante a queimada (ADKINS; SANDERMAN; MIESEL, 2019).

Em subsuperfície os teores de C foram reduzidos progressivamente (Tabelas 4 e 7) para todos os perfis, sendo observado uma tendência de similaridade entre P-BS, P-LO e P-CA na camada B (Tabela 7) sugerindo a influência de atributos do solo na retenção do C em subsuperfície.

Apesar da expressiva redução de C em profundidade, é observado no 2Btn do P-LO ($3,76\text{ g kg}^{-1}$), um acréscimo em relação a horizontes superiores, chegando a 42% de aumento, em relação ao horizonte E2 ($2,64\text{ g kg}^{-1}$) sobrejacente (Tabela 4), fato também observado por Silva et al. (2019) em Planossolos no sul do Brasil, sendo sugerido, no presente trabalho, possível processo de iluviação de substâncias húmicas, principalmente de ácidos fúlvicos, sendo mais expressivos na camada B desse perfil (Figura 7), quando relacionado aos ácidos húmicos, evidenciado pelas relações C-AH/C-AF (Tabela 7).

Tabela 7. Resultados por camada, relacionados ao carbono presente nos solos avaliados

Camada	N	C	COT	C-Res	COD	C/N	C-AF	C-AH	C-H	C-AH/ C-AF	C-EA/ C-H	¹³ C	¹⁵ N	FePi	AlPi	
Símb.	Prof. (cm)	g Kg ⁻¹					g Kg ⁻¹						g kg ⁻¹			
P-ST- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico																
A1	0-5	1,13	13,72	10,18	3,54	0,012	12,13	2,27	2,82	9,34	1,24	0,54	-25,87	8,45	2,60	3,63
A2	5-10	0,79	11,12	4,76	6,36	0,009	14,12	2,09	2,59	7,67	1,24	0,61	-24,28	10,42	2,32	3,27
B1	21-26	0,44	5,96	3,41	2,55	0,010	13,44	0,86	0,95	5,58	1,10	0,32	-21,30	9,43	9,92	11,91
B2	26-48	0,42	5,64	2,99	2,65	0,008	13,52	0,59	0,91	6,66	1,54	0,23	-21,02	9,40	9,57	11,71
P-BS- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico salino																
A1	0-4	1,44	20,41	10,74	9,67	0,016	14,14	2,91	3,18	16,45	1,09	0,37	-24,34	12,89	0,67	1,56
A2	4-8	0,56	6,00	3,78	2,22	0,006	10,61	1,32	1,77	5,17	1,34	0,60	-22,84	13,44	0,64	2,03
B1	26-31	0,33	3,27	1,12	2,15	0,009	9,82	1,59	0,91	3,98	0,57	0,63	-22,15	12,58	1,46	2,71
B2	31-67	0,26	2,24	0,45	1,79	0,010	8,78	0,45	0,23	3,25	0,51	0,21	-21,48	11,32	2,12	4,19
P-LO- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico																
A1	0-5	0,73	6,86	3,86	3,00	0,008	9,46	2,14	2,45	5,10	1,14	0,90	-21,42	13,96	0,90	1,73
A2	5-25	0,65	5,68	3,19	2,49	0,010	8,72	1,64	2,00	4,30	1,22	0,85	-20,88	14,44	1,17	1,77
B1	48-52	0,52	3,12	1,23	1,89	0,014	5,94	1,23	0,14	4,16	0,11	0,33	-21,03	10,60	3,23	3,96
B2	52-90	0,51	3,11	0,62	2,49	0,017	6,12	1,55	0,18	3,22	0,12	0,54	-21,31	10,89	5,87	7,36
P-CA- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico típico																
A1	0-5	1,00	11,71	8,03	3,68	0,010	11,75	1,64	2,27	8,57	1,38	0,46	-15,92	7,49	2,33	3,55
A2	5-48	0,63	7,07	3,64	3,43	0,020	11,22	0,95	1,41	5,93	1,48	0,40	-18,48	9,83	1,75	3,01
B1	48-53	0,36	3,41	0,81	2,60	0,052	9,38	1,18	0,68	3,95	0,58	0,47	-19,92	8,66	3,33	5,17
B2	53-105	0,28	3,02	0,39	2,63	0,041	10,85	0,45	0,32	3,86	0,71	0,20	-19,85	7,78	3,07	5,27

Os valores mais negativos de ^{13}C nas camadas superficiais do P-ST (-25,87 e -24,28) (Tabela 7) indicam a menor maturidade da matéria orgânica em superfície, sendo, portanto, frações mais lábeis (NATALI et al., 2018).

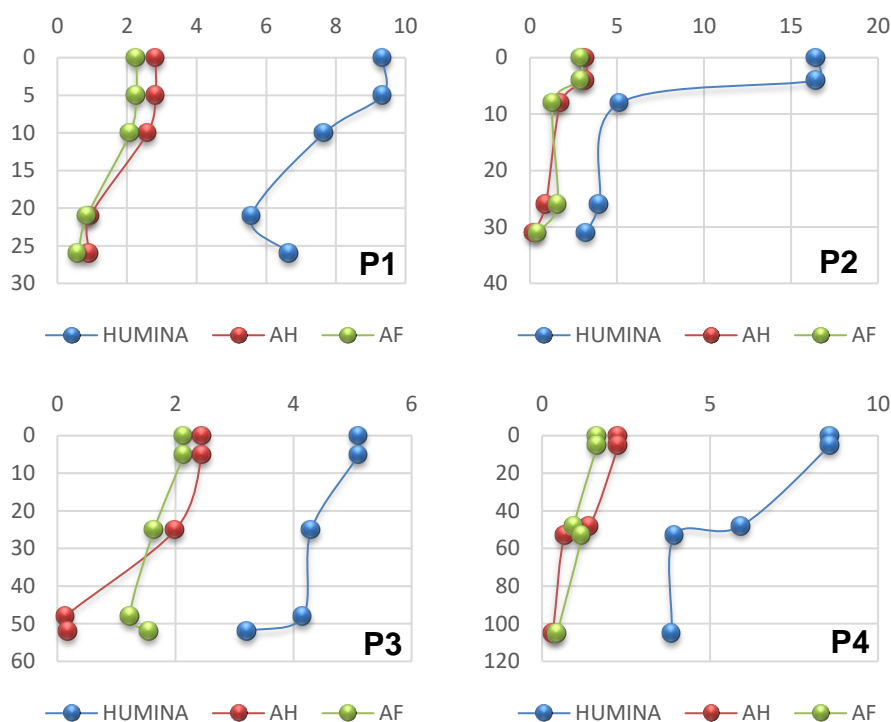


Figura 7. Distribuição das substâncias húmicas avaliadas em camadas ao longo dos perfis estudados. P1 (P-ST); P2 (P-BS); P3 (P-LO); P4 (P-CA)

As substâncias húmicas correspondem a praticamente 100% da matéria orgânica dos solos estudados, sendo a fração humina prevaiente (Tabela 7; Figura 7), favorecendo o estoque de carbono, por ser uma forma mais estável no solo (MUÑOZ-ROMERO et al., 2017).

Avaliando a composição da humina, observou-se a predominância de grupos aromáticos ao longo de todos os perfis (Tabela 8; Figura 8). A dominância de esmectitas na fração argila (dado não apresentado), provavelmente favoreceram a maior incidência dos compostos aromáticos, por interações diversas (WATTEL-KOEKKOEK et al., 2001; JINDALUANG et al., 2013).

A aromaticidade ao longo dos perfis foi marcada por grupos funcionais distintos. As camadas A são compostas, principalmente, por grupos aromáticos na faixa de 1600cm^{-1} , 1380cm^{-1} e 770cm^{-1} , enquanto as B, apresentaram, além dos grupos já citados, os com intensidade de absorção mais expressiva em torno de 915cm^{-1} , 3400cm^{-1} e 3620cm^{-1} (Figura 8), indicando que existe diferenças quanto ao C em estocado nas camadas superficiais e subsuperficiais dos solos estudados, descartando possível processo de bioturbação.

Baseados nos resultados de DSC-TG (Tabela 8) observou-se que nas camadas subsuperficiais, o P-LO apresentou mais compostos aromáticos (84,67%), seguido do P-BS (77,97%), P-CA (65,37%) e P-ST (51,61%). A presença de mais grupos alifáticos no P-ST, principalmente na camada A1 (69,32%) (Tabela 8), pode ser devido ao aporte de material fresco oriundo da vegetação mais densa no local.

Tabela 8. Parâmetros DSC e TG da fração humina: picos de temperaturas (°C) referentes à DSC; e perdas de peso (%) referentes à TG. Primeira reação endotérmica (1°End), primeira reação exotérmica (1°Exot) e segunda reação exotérmica (2°Exot). Percentagem relativa da primeira perda de peso em relação à perda de peso total (1Exo%)

Camada		DSC					TG		
Símb.	Prof. (cm)	Temperatura do pico (°C)			Energia (μV/min)		Perda (%)		1°Exo%
		1°End	1°Exot	2°Exot	1°Exot	2°Exot	1Exo	2Exo	
P-ST- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico									
A1	0-5	67,8	291,4	434,8	0,0239	0,0345	0,61	0,27	69,32
A2	5-10	72,2	342,1	416,1	0,0195	-0,0106	0,41	0,39	51,25
B1	21-26	96,6	358,4	471,7	0,0211	-0,0015	0,95	1,78	34,80
B2	26-48	97,9	366,5	481,0	0,0241	0,0013	1,35	1,44	48,39
P-BS- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico salino									
A1	0-4	68,7	308,0	450,3	0,0540	0,00022	0,37	0,61	37,76
A2	4-8	64,7	238,8	438,1	-0,0141	0,0046	0,49	0,19	72,06
B1	26-31	84,2	304,6	480,3	0,0312	0,0237	0,37	1,31	22,02
B2	31-67	88,6	475,8	563,0	0,0272	0,0332	0,39	1,38	22,03
P-LO- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico									
A1	0-5	69,6	342,2	476,0	-0,0163	-0,00388	0,02	0,09	18,18
A2	5-25	74,5	296,8	447,3	-0,0171	-0,00086	0,1	-	-
B1	48-52	99,1	244,9	467,6	0,023	0,0325	0,32	1,93	14,22
B2	52-90	88,0	291,9	472,0	-0,0277	-0,0151	0,21	1,16	15,33
P-CA- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico típico									
A1	0-5	76,7	361,0	446,1	0,0424	-0,01	0,45	1,06	29,80
A2	5-48	72,6	285,5	452,3	-0,0344	-0,0031	0,31	0,55	36,05
B1	48-53	88,4	252,4	470,6	0,0169	0,0256	0,32	1,55	17,11
B2	53-105	91,8	252,6	483,8	0,0147	0,0184	0,98	1,85	34,63

No FTIR (Figura 8) observou-se que, a banda larga em 3400cm^{-1} é referente à vibração de OH da água e ao estiramento de amins e amidas primárias e secundárias. Enquanto a região entre 3800 a 3600cm^{-1} corresponde às vibrações do OH dos octaedros dos silicatos, sendo assim, todos os perfis apresentaram bandas de interferência dos grupos funcionais inorgânicos.

Fortes picos alifáticos foram detectados em todos os perfis, em absorções de aproximadamente 1030cm^{-1} (estiramento de grupos C-H), sendo mais expressivos nas camadas A do P-ST e P-LO. Os perfis P-BS e P-CA apresentaram maior diversidade dessas estruturas, incluindo picos em aproximadamente 1080cm^{-1} e 1011cm^{-1} , em todas as profundidades avaliadas, que correspondem a estiramento C-O, como álcoois primários e secundários.

A absorção em aproximadamente 2922cm^{-1} , característicos da absorção dos grupos metileno e metil, estão presentes em todos os perfis. Os sinais mais intensos foram observados na superfície, especialmente do P-ST (0-5cm) e P-BS (0-8cm). Adicionalmente, houve absorção em 2851cm^{-1} , também atribuída aos C-H alifáticos, característico de grupos CH_2 (alcanos), em todos os perfis, tendendo a aumentar na superfície do P-ST e P-BS, e mais reduzido no P-CA, possivelmente, devido ao manejo convencional aplicado, favorecendo a mineralização de tais formas menos estáveis em superfície (MUÑOZ-ROMERO et al., 2017).

Quanto aos grupos aromáticos, os picos na faixa de 1.636 a 1.618cm^{-1} foram verificados em todas as amostras, atribuídas a vibrações de ligações do tipo C=C aromáticos, de grupos C=O de amidas e quinonas, e C=O ligados a H de cetonas conjugadas.

Os picos em torno de 1384cm^{-1} foram mais expressivos nas camadas superficiais, destacando-se no topo do horizonte A do P-ST. Essas absorções são associadas a lignina, e a deformação de grupamentos do tipo -OH e estiramentos de grupos C-O de grupos fenólicos, e provavelmente a deformação de ligações C-H de grupos CH_2 e CH_3 e deformações assimétricas de grupos -COO-.

As absorções em torno de 1080 e 1015cm^{-1} , são atribuídas a vibrações C-N de aminas, sendo apontadas também, como de grupos C-O, como alcoóis, éteres, ésteres, ácidos carboxílicos e anidridos. Foram observadas absorções em torno de 1011cm^{-1} apenas no horizonte A dos perfis P-BS e P-LO.

O sinal em torno de 915cm^{-1} e 770cm^{-1} pode ser atribuído a dobramentos fora do plano de compostos C-H aromáticos, com absorção entre $900-690\text{cm}^{-1}$. O sinal em torno de 915cm^{-1} ocorreu apenas nos horizontes B de todos os perfis. Em torno de 700cm^{-1} também pode ser atribuído a grupos C - Cl Cloreto. A absorção em 458cm^{-1} em todos os espectros refere-se a bandas do KBr, utilizado na confecção das pastilhas.

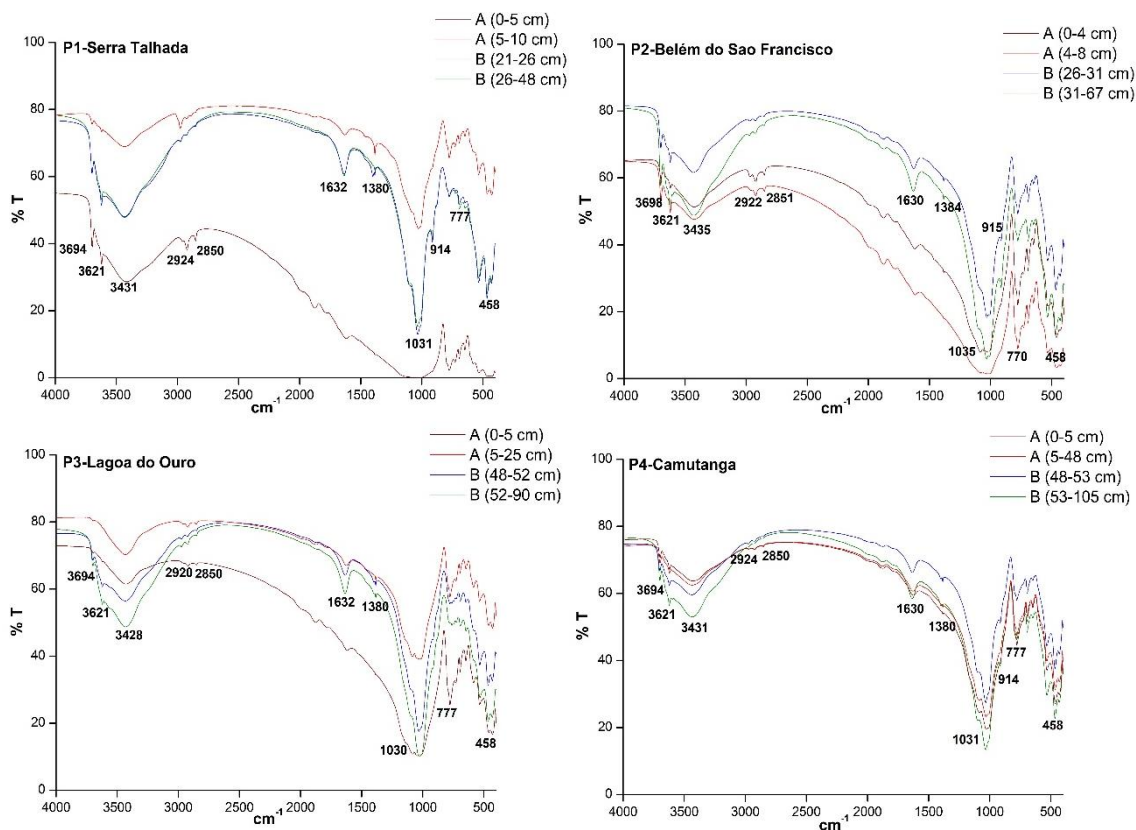


Figura 8. FTIR avaliados em camadas dos solos estudados. P1 (P-ST); P2 (P-BS); P3 (P-LO); P4 (P-CA)

A ACP teve uma capacidade de explicação de 74,68% para os horizontes superficiais e 63,94% para os subsuperficiais. O carbono foi correlacionado positivamente com variáveis diversas em superfície (Nt, COD, Argila, AlDit, Ca, FeDit, C/N, AlOx e FeOx) e subsuperfície (Ca, Argila, Nt, FeDit, AlDit, AlOx, FeOx e C/N), sendo as principais correlações dos horizontes superficiais com COD e Nt, e dos subsuperficiais com AlDit, AlOx, FeOx (Figura 9).

A forte correlação com formas de Fe e Al em tais horizontes, sugere a formação de complexos organo-minerais, favorecendo a estabilização do C (RUMPEL; KOGEL-KNABNER, 2011; KOPITTKKE et al., 2017), principalmente no 2B_{tn} do P-LO, desfavorecendo a decomposição por microrganismos (KAISER; MIKUTTA; GUGGENBERGER, 2007). Os valores de Fe_{Pi} e Al_{Pi} maiores nas camadas subsuperficiais (Tabela 7) corroboram tal fato.

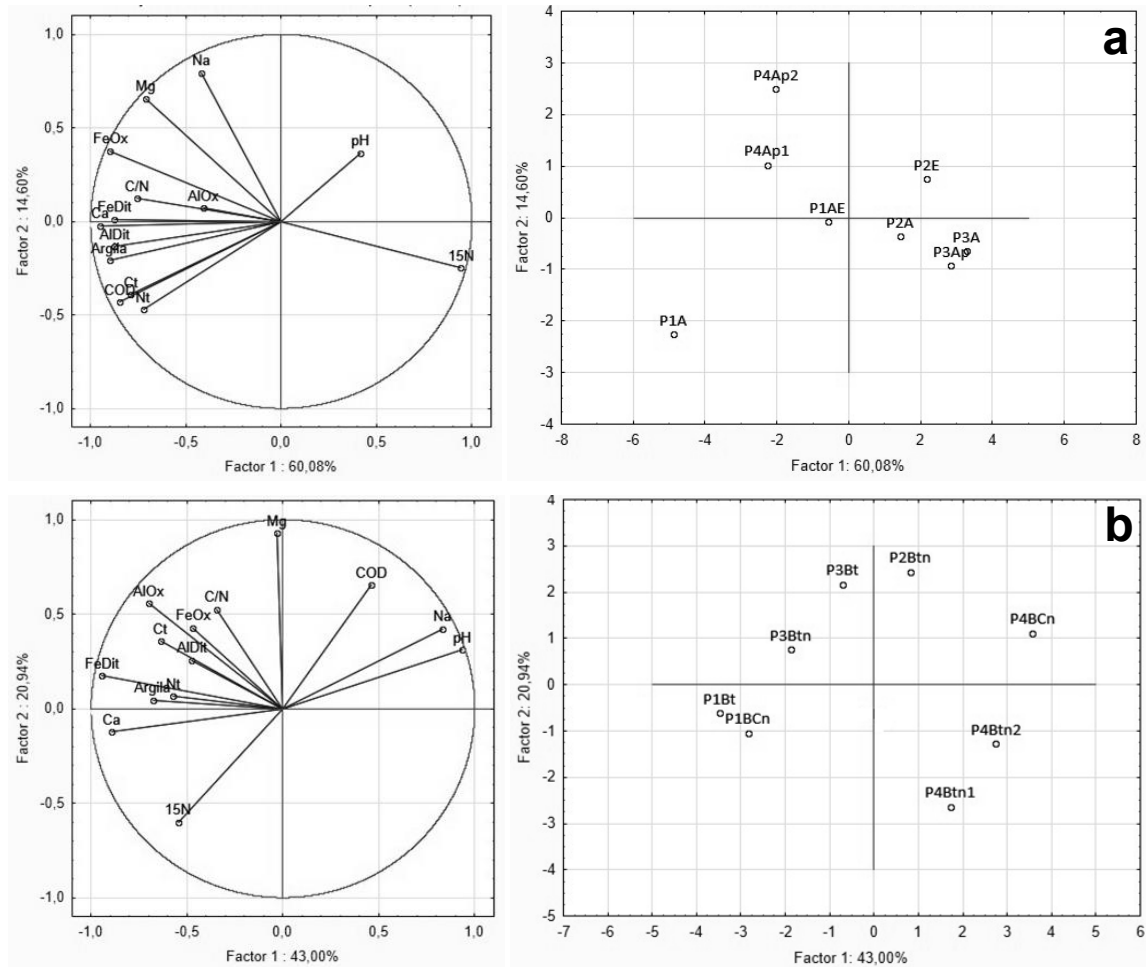


Figura 9. Análise de componentes principais de horizontes superficiais (a) e subsuperficiais (b) dos solos estudados. P1 (P-ST); P2 (P-BS); P3 (P-LO); P4 (P-CA)

Nos horizontes subsuperficiais o COD correlacionou positivamente com Na, Mg e pH e negativamente com ^{15}N . Observou-se um acréscimo de COD nas camadas subsuperficiais principalmente no P-LO e P-CA (Tabela 7), sendo o acúmulo, possivelmente influenciado, no P-LO pela ausência de nitrogênio, sugerido a partir da correlação negativa (COD x ^{15}N) apresentada na ACP (Figura 9), evidenciado pelos menores valores de ^{15}N nas camadas B1 (10,60) e B2 (10,89) quando comparados as camadas sobrejacentes A1 (13,96) e A2 (14,44), discrepância não apresentada nos demais perfis (Tabela 7). Sistemas com significativa limitação de N, possuem a tendência de reter tal nutriente, refletindo em menores perdas, e consequentemente, o fracionamento isotópico também é menor (MARTINELLI et al., 2009). A redução do q_{mic} (0%) (Tabela 9) no B2 do P-LO é um forte indício da limitação nutricional de N e consequente falta de aproveitamento da matéria orgânica pela biomassa microbiana (WIESMEIER et al., 2019), indicando a menor atividade dos microrganismos nessa camada (Li et al., 2018).

A entrada de C em subsuperfície na forma de COD, provavelmente foi seguindo vias de fluxo preferenciais (RUMPEL; KOGEL-KNABNER, 2011), sendo possivelmente, liberados na superfície quando os solos estavam sob condições de inundação (CHOW et al., 2006).

A correlação positiva obtida na ACP entre COD, Na e Mg (Figura 9) sugere a influência de Na e Mg nos maiores teores de COD nos horizontes mais profundos, principalmente no P-CA, cujo teores de tais cátions trocáveis são maiores (Tabela 4). Segundo Duchaufour (1977) a variação sazonal na salinidade promovida por épocas secas e chuvosas no ambiente, favorece possíveis dispersões que afetam cátions e compostos orgânicos solúveis sendo movidos para baixo no perfil com a estação chuvosa, permanecendo no sistema pela limitação de drenagem. A coleta do P-CA foi em época de excessiva umidade no sistema, sendo um forte indício de permanência do COD em subsuperfície.

É notória a abundância relativa da matéria orgânica nos horizontes superficiais, entretanto, sua estabilidade é reduzida mediante a presença de compostos mais lábeis, quando comparado aos horizontes subsuperficiais, que possuem mais compostos aromáticos atrelados a formação de complexos organominerais, e podem ser favorecidos pela proteção física associada a poros diminutos, desfavorecendo a acessibilidade de microrganismos (QUIGLEY et al., 2018), evidenciando a importância dos horizontes mais profundos desses solos quanto ao armazenamento de carbono.

Os horizontes subsuperficiais, são muito mais antigos que os sobrejacentes, podendo sofrer rápida decomposição se expostos a superfície (PAUL, 2016), sendo, portanto, de grande importância a preservação dos solos estudados. Quando mal manejados estão sujeitos a forte degradação e, conseqüentemente, perda de serviços ecossistêmicos, como estocagem de carbono (C) e nitrogênio (N) (BAKER et al., 2013).

3.3.4 Biomassa microbiana do solo e sua atividade (respiração basal, qCO_2 e $qmic$)

O maior aporte de substratos orgânicos contínuo e variado, proveniente da densa vegetação no P-ST, influenciou o maior desenvolvimento de microrganismos ao longo de todo perfil (SUSYAN et al., 2011), expresso através dos maiores valores de carbono da biomassa microbiana (CBM) (Tabela 9), sendo, possivelmente a composição da comunidade microbiana definida pela composição da comunidade vegetal (KRAVCHENKO et al., 2019). O cultivo no P-CA influenciou em maior taxa de microrganismos apenas na camada superficial (A1 (743,03 $mgkg^{-1}$)), sendo reduzido, significativamente, em profundidade, com valores menores que os demais perfis (Tabela 9).

O aumento de temperatura provocada por possível queimada na camada A1 do P-BS aumentou a atividade microbiana, conforme indicado pelo aumento na liberação de CO₂ visualizado através dos valores de respiração basal (Tabela 9) (CHOW et al., 2006), causando uma situação de estresse evidenciada pelo valor de qCO₂ (0,19 mg C-CO₂.mg⁻¹ CBM dia⁻¹) Situação igualmente observada no A1 do P-LO (0,41 mg C-CO₂.mg⁻¹ CBM dia⁻¹) (Tabela 9), possivelmente pelo menor aporte de matéria orgânica na área. A maior respiração basal observada no A1 do P-ST, é decorrente, possivelmente, do maior aporte de matéria orgânica em superfície e rápida decomposição pela microbiota, como observado por Ananyeva et al. (2008) em solos da Rússia, e evidenciado pelo valor de qCO₂ (0,08 mg C-CO₂.mg⁻¹ CBM dia⁻¹), que não indica condição de estresse.

Tabela 9. Dados referentes a biomassa microbiana dos solos estudados ao longo do gradiente pluviométrico

Horizontes	CBM	NBM	C/N	Respiração basal mg CO ₂ .kg solo ⁻¹ .dia ⁻¹	qCO ₂ mg C-CO ₂ .mg ⁻¹ CBM dia ⁻¹	qmic %	
Símb.	Prof. (cm)	mg kg ⁻¹					
P-ST- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico							
A1	0-5	809,18	46,50	17	66,80	0,08	6
A2	5-10	616,06	45,15	14	32,00	0,05	6
B1	21-26	491,89	51,57	10	30,60	0,06	8
B2	26-48	528,80	34,20	15	28,30	0,05	9
P-BS- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico salino							
A1	0-4	526,98	20,81	25	99,00	0,19	3
A2	4-8	283,32	9,39	30	39,30	0,14	5
B1	26-31	336,49	15,59	22	35,10	0,10	11
B2	31-67	245,40	13,62	18	26,70	0,11	11
P-LO- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico							
A1	0-5	130,38	4,16	31	52,90	0,41	3
A2	5-25	212,30	0	-	24,40	0,11	6
B1	48-52	324,99	48,23	7	26,70	0,08	8
B2	52-90	248,21	36,98	7	21,50	0,09	0
P-CA- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico típico							
A1	0-5	743,03	81,23	9	23,00	0,03	2
A2	5-48	288,98	23,23	12	26,20	0,09	3
B1	48-53	211,66	24,33	9	18,90	0,09	4
B2	53-105	119,32	12,10	10	18,10	0,15	0

A redução da atividade microbiana em profundidade no P-CA (Tabela 9), foi possivelmente, pela limitada disponibilidade de substrato, que reduziu abruptamente do A1 ao B2, como observado por Nyawade et al. (2019) em solos cultivados, atrelado a condição de saturação do solo.

Os menores valores de qmic nas camadas superficiais do P-BS (A1) e P-LO (A1), atrelado aos maiores valores de qCO₂ em relação aos seus respectivos B1 indicam possível

condição de estresse, proveniente da baixa deposição de substratos orgânicos, ou até incipiente processo de erosão.

A reduzida relação C/N da biomassa microbiana nas camadas B1 e B2 (7) do P-LO, são um forte indício da imobilização de N pelos microrganismos. Singh e Gupta (2018) sugerem que em ecossistemas pobres em nutrientes, a microflora do solo absorve N desfavorecendo sua perda. Reduzindo, conseqüentemente, a decomposição da matéria orgânica pela limitação de N no sistema.

O CBM nas camadas B1 e B2 do P-BS e P-LO são semelhantes (Tabela 9), apesar da distinção climática em que os perfis estão localizados e situação de estresse observada nas camadas superficiais, indicando que o horizonte subsuperficial rico em argila é essencial para conservação da microbiota no local, sendo o fator edáfico preponderante ao clima (SINGH; GUPTA, 2018).

No presente estudo observou maiores valores de CBM e NBM nos solos preservados com vegetação nativa, e menores valores no cultivado (quando observado o perfil inteiro), fornecendo indícios do impacto que sistemas de cultivo possuem sobre a qualidade da microbiota do solo. Evidenciando que a vegetação nativa tem forte influência sobre o aporte de C no solo, já que a biomassa microbiana está intimamente correlacionada com os níveis de integridade dos mesmos (SILVA et al., 2013), e desempenham essenciais funções nos serviços ecossistêmicos (SINGH; GUPTA, 2018).

3.4 Conclusões

A preservação da cobertura vegetal associado ao maior teor de argila em profundidade, influenciaram positivamente nos estoques de C, sendo preponderantes as condições climáticas.

Quando comparado a outras ordens, os Planossolos são relevantes quanto ao armazenamento de C e N, principalmente em profundidade (profundidades abaixo de 20cm).

Os Planossolos quando avaliados em escala mundial, tornam-se relevantes quanto ao armazenamento de C e N, sendo de grande importância sua preservação, para aumento potencial dos serviços ecossistêmicos desses solos.

Possível processo de iluviação de substâncias húmicas está favorecendo o acúmulo de C em horizonte subsuperficial (2B_{tn}) em relação a seus sobrejacentes (E1, E2 e 2B_t) no P-LO.

A limitação de nitrogênio no P-LO está favorecendo o acúmulo de C em subsuperfície.

A estabilidade da matéria orgânica em subsuperfície é decorrente do grau de aromaticidade de seus compostos e concomitante formação de complexos organominerais no

sistema. Favorecendo maior acúmulo de C e conseqüente estoque, ampliando sua importância quanto a serviços ecossistêmicos.

A área com vegetação mais densa e diversificada (P-ST), localizada em condição climática mais seca, apresentou maior teor C e CBM, evidenciando a importância da preservação arbórea quanto ao armazenamento de C nos solos avaliados.

Referências

ADKINS, J.; SANDERMAN, J.; MIESEL, J. Soil carbon pools and fluxes vary across a burn severity gradient three years after wildfire in Sierra Nevada mixed-conifer forest. **Geoderma**, Amsterdam v. 333, p. 10-22, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.07.009>>

AKPA, S. I.; ODEH, I. O.; BISHOP, T. F.; HARTEMINK, A. E.; AMAPU, I. Y. Total soil organic carbon and carbon sequestration potential in Nigeria. **Geoderma**, Amsterdam, v. 271, p. 202-215, 2016. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.02.021>>

ALMEIDA, B.G. **Métodos alternativos de determinação de parâmetros físicos do solo e uso de condicionadores químicos no estudo da qualidade do solo**. 2008. 103 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Superior de Agricultura Luiz de Queiroz. Piracicaba, São Paulo, 2008.

ANANYEVA, N. D.; SUSYAN, E. A.; CHERNOVA, O. V.; WIRTH, S. Microbial respiration activities of soils from different climatic regions of European Russia. **European Journal of Soil Biology**, United Kingdom, v. 44, n. 2, p. 147-157, 2008. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.ejsobi.2007.05.002>>

ANDERSON, J. P. E.; DOMSCH, K. H. A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils. **Soil Biology and Biochemistry**, United Kingdom, v. 10, n. 3, p. 215-221, 1978. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/0038-0717\(78\)90099-8](https://doi.org/10.1016/0038-0717(78)90099-8)>

ANJOS, L. H. C.; PEREIRA, M. G.; FONTANA, A. Matéria orgânica e pedogênese. In: SANTOS, G. A.; SILVA, L.S.; CANELLAS, L. P.; CAMARGO, F. Q. O. **Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais & subtropicais**. 2 ed. Porto Alegre: Metropole, 2008. p. 65-86.

APAC, Agência Pernambucana de água e climas. **Meteorologia**. Disponível em: <<http://www.apac.pe.gov.br/meteorologia/#>>. Acesso em 10 de junho 2019.

ARAÚJO, J. K. S.; DE SOUZA JÚNIOR, V. S.; MARQUES, F. A.; VORONEY, P.; DA SILVA SOUZA, R. A.; CORRÊA, M. M.; CÂMARA, E. R. G. Umbric Ferralsols along a climosequence from the Atlantic coast to the highlands of northeastern Brazil: Characterization and carbon mineralization. **Geoderma**, Amsterdam, v. 293, p. 34-43, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.01.022>>

ARAUJO FILHO, J. C. de; RIBEIRO, M. R.; BURGOS, N.; MARQUES, F. A. Solos da caatinga. In: CURI, N.; KER, J. C.; NOVAIS, R. F.; VIDAL-TORRADO, P.; SCHAEFER, C. E. G. R. (Ed.). **Pedologia: solos dos biomas brasileiros**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2017. cap. 5, p. 227-260.

ARAÚJO FILHO, J. C.; ARAÚJO, M. S. B.; MARQUES, F. A.; LOPES, H. L. Solos. In: TORRES, F. S. D. M.; SANTOS PFALTZGRAFF, P. A. D. **Geodiversidade do estado de Pernambuco, Programa Geologia do Brasil**. Recife: CPRM, 2014. Cap. 7, p. 111-135

BAKER, J.; SHEATE, W. R.; PHILLIPS, P.; EALES, R. Ecosystem services in environmental assessment—help or hindrance?. **Environmental Impact Assessment Review**, Netherlands, v. 40, p. 3-13, 2013. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.eiar.2012.11.004>>

BATJES, N. H. Development of a world data set of soil water retention properties using pedotransfer rules. **Geoderma**, Amsterdam, v. 71, n. 1-2 p. 31-52, 1996. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/0016-7061\(95\)00089-5](https://doi.org/10.1016/0016-7061(95)00089-5)>

BATJES, N. H. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. **European Journal of Soil Science**, United Kingdom, v. 65, n. 1, p. 10-21, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1111/ejss.12114_2>

BATJES, N. H.; DIJKSHOORN, J. A. Carbon and nitrogen stocks in the soils of the Amazon Region. **Geoderma**, Amsterdam, v. 89, n. 3-4, p. 273-286, 1999. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(98\)00086-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(98)00086-X)>

BRADLEY, R. I.; MILNE, R.; BELL, J.; LILLY, A.; JORDAN, C.; HIGGINS, A. A soil carbon and land use database for the United Kingdom. **Soil Use and Management**, United States, v. 21, n. 4, p. 363-369, 2005. Disponível em: <<https://doi.org/10.1079/SUM2005351>>

BRASIL. Ministério da Integração Nacional. **Relatório de Impacto Ambiental – RIMA. Projeto de Integração do Rio São Francisco com as Bacias Hidrográficas do Nordeste Setentrional**. Brasília, 2004. 66 p.

BRINKMAN, R. Ferrollysis, a hydromorphic soil forming process. **Geoderma**, Amsterdam, v. 3, n. 3, p. 199-206, 1970. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/0016-7061\(70\)90019-4](https://doi.org/10.1016/0016-7061(70)90019-4)>

BROOKES, P. C.; POWLSON, D. S.; JENKINSON, D. S. Measurement of microbial biomass phosphorus in soil. **Soil biology and biochemistry**. United Kingdom, v. 14, n. 4, p. 319-329, 1982. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/0038-0717\(82\)90001-3](https://doi.org/10.1016/0038-0717(82)90001-3)>

BUOL, S.W.; SOUTHARD, R.J.; GRAHAM, R.C.; MCDANIEL, P.A. **Soil genesis and classification**, 6 ed. Nova Jersey: John Wiley - Sons., Q, 2011. 560 p.

CHOW, A. T.; TANJI, K. K.; GAO, S.; DAHLGREN, R. A. Temperature, water content and wet-dry cycle effects on DOC production and carbon mineralization in agricultural peat soils. **Soil Biology and Biochemistry**, United Kingdom, v. 38, n. 3, p. 477-488, 2006. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2005.06.005>>

CLIMATE-DATA. **Dados climáticos para cidades mundiais**. Disponível em:
< <http://www.apac.pe.gov.br/meteorologia/#>>. Acesso em 11 de junho 2019

CPRM, Serviço Geológico do Brasil. **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea. Diagnóstico do município de Serra Talhada, estado de Pernambuco**. Recife, CPRM/PROODEEM, 2005a.

CPRM, Serviço Geológico do Brasil. **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea. Diagnóstico do município de Belém de São Francisco, estado de Pernambuco**. Recife, CPRM/PROODEEM, 2005b.

CURL, E.A.; RODRIGUEZ-KABANA, R. Microbial interactions. In: WILKINSON, R.E., ed. **Research Methods in Weed Science**. Atlanta: Southern Weed Science Society, 1972. p.162-194.

DELL'ABATE, M.T.; BENEDETTI, A.; BROOKES, P.C. Hyphenated techniques of thermal analysis for soil humic acids characterisation. **Journal of Separation Science**, United Kingdom, v. 26, p. 1-6, 2003. Disponível em: < <https://doi.org/10.1002/jssc.200390057>>

DELL'ABATE, M.T.; BENEDETTI, A.; TRINCERA, A.; DAZZI, C. Humic substances along the profile of two Typic Haploxerert. **Geoderma**, Amsterdam, v. 107, n. 3-4, p. 281-296, 2002. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(01\)00153-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(01)00153-7)>

DUCHAUFOR, P. *Pedology: pedogenesis and classification*. London: Allen & Unwin, 1977. 448 p.

DUMON, M.; TOLOSSA, A. R.; CAPON, B.; DETAVERNIER, C.; RANST, E. V. Quantitative clay mineralogy of a Vertic Planosol in southwestern Ethiopia: Impact on soil formation hypotheses. **Geoderma**, Amsterdam, 214-215, 184-196 p, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.09.012>>

EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro: CNPS, 1997. 212p.

FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, 2004. **Fertilize Use by Crop in Brazil**. Roma, 64 p. Disponível em: <ftp.fao.org/agl/agll/docs/fertusebrazil.pdf>. Acesso em 20 de junho de 19.

FAO. IUSS Working Group WRB. 2014. World reference base for soil resources. World Soil Resources Reports N°. 106. FAO, Roma. 2015. 203 p.

FERREIRA, C. A.; SANTOS, E. J. Programa Levantamento Geológico Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética provisional (folha Jaguaribe SE, SB. 24-Z, escala 1: 500.000). 2000.

FERREIRA, J. T. P.; RIBEIRO FILHO, M. R.; RIBEIRO, M. R.; SOUZA JÚNIOR, V. S. D.; BITTAR, S. M. B.; SANTOS, R. G. D. Planosols developed in different geoenvironmental conditions in northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 40, 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/18069657rbc20150131>>

FLINT, A.L.; FLINT, L.E. Particle density. In: DANE, J.H ; TOPP, G.C. (Ed). **Methods of soil analysis: part 4 – physical methods**. Madison: American Society of America, 2002. p. 229-240.

GEE, G.W.; OR, D. Particle-size analysis. In: DANE, J.H.; TOPP, G.C., eds. **Methods of soil analysis**. Physical methods. Madison, Soil Science Society of America. Part 4. n. 598, p. 255-293, 2002.

GROSSMAN, R. B.; REINSCH, T. G. Bulk density and linear extensibility. In: DANE, J. H.; TOPP, G. C. (Ed.). **Methods of soil analysis**. **Madison: Soil Science Society of America**, pt. 4, p. 201-225, 2002.

GONÇALVES, C. N.; DALMOLIN, R. S.; DICK, D. P.; KNICKER, H.; KLAMT, E.; KÖGEL-KNABNER, I. The effect of 10% HF treatment on the resolution of CPMAS ¹³C NMR spectra and on the quality of organic matter in Ferralsols. **Geoderma**, Amsterdam, v. 116, n. 3-4, p. 373-392, 2003. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(03\)00119-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(03)00119-8)>

GUIMARÃES, I. P.; ALMEIDA C. N.; DOS SANTOS, E. J.; BITTAR, S. M. B. **Geologia e recursos minerais da folha Sapé, SB. 25-YC-II: estados da Paraíba/ Pernambuco**. CPRM– Serviço geológico do Brasil. 2011.

HEYN, N.; JOERGENSEN, R. G.; WACHENDORF, C. Soil organic C and N stocks in the first rotation of poplar plantations in Germany. **Geoderma Regional**, Amsterdam, v. 16, p. e00211, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2019.e00211>>

HOLMGREN, G.G.S. A rapid citrate-dithionite extractable iron procedure 1. **Soil Science Society of America Journal**, United States, v. 31, n. 2, p. 210-211, 1967. Disponível em: <[doi:10.2136/sssaj1967.03615995003100020020x](https://doi.org/10.2136/sssaj1967.03615995003100020020x)>

HORN, B. L. D.; OLIVEIRA, S. F. D.; BRASILINO, R. G.; MORAIS, D. M. F. D.; LIMA, F. J. D. C. **Projeto alto do moxotó – Folha floresta SC. 24-XA-IV: Carta geológica-geofísica**. Recife: CRPM. 2018.

HU, X. F.; ZHAO, J. L.; ZHANG, P. F.; XUE, Y.; AN, B. N.; HUANG, F.; YU, H. M.; ZHANG, G. L.; LIU, X. J. Fe isotopic composition of the Quaternary Red Clay in subtropical Southeast China: Redoxic Fe mobility and its paleoenvironmental implications, **Chemical Geology**, Netherlands, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.07.010>>

INDA JUNIOR, A. V.; KAMPF, N. Avaliação de procedimentos de extração dos óxidos de ferro pedogênicos com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio. **Revista brasileira de ciência do solo**, Viçosa, v. 27, n. 6, p. 1139-1147, 2003. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832003000600018>>

INMET, Instituto Nacional de Meteorologia. **Normais climatológicas do Brasil**. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=home2/index>>. Acesso em 20 de junho 2019.

ISLAM, K. R.; WEIL, R. R. Microwave irradiation of soil for routine measurement of microbial biomass carbon. **Biology and Fertility of Soils**. Germany, v. 27, n. 4, p. 408-416, 1998. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s003740050451>>

JACOMINE, P. K. T.; SILVA, F. B. R. e; FORMIGA, R. A.; ALMEIDA, J. C.; BELTRÃO, V. de A.; PESSOA, S. C. P.; FERREIRA, R. C. **Levantamento exploratório – reconhecimento de solos do estado do Rio Grande do Norte**. Recife: EMBRAPA/SUDENE, 1971. 531 p. (Boletim técnico, 21; Série Pedologia, 9).

JACOMINE, P.K.T.; RIBEIRO, M.R.; MONTENEGRO, J.O.; SILVA, A. P.; MELO FILHO, H. F. R. de. **Levantamento exploratório reconhecimento de solos do estado da Paraíba**. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, 1972. 683 p (Brasil. Ministério da Agricultura-EPE. Boletim Técnico, 15; SUDENE. Pedologia, 8).

JACOMINE, P. K. T.; CAVALCANTI, A. C.; BURGOS, N.; PESSOA, S. C. P.; DA SILVEIRA, C. O. **Levantamento exploratório reconhecimento de solos do estado de Pernambuco**. Boletim técnico 26-MA-SDN. 2v. Recife: EMBRAPA solos. 1973. 713 p.

JACOMINE, P. K. T.; MONTENEGRO, J. O.; RIBEIRO, M. R.; FORMIGA, R. A. **Levantamento exploratório – reconhecimento de solos do estado de Sergipe**. Recife: EMBRAPA/SUDENE, 1975. 506 p. (Boletim técnico, 36. Série Recursos de Solos, 6).

JACOMINE, P. K. T.; **Levantamento exploratório – reconhecimento de solos da margem direita do rio São Francisco estado da Bahia**. Recife: EMBRAPA/SUDENE. 1977. 738 p. v. 1. (Boletim técnico, 52. Série Recursos de Solos,10).

JACOMINE, P. K. T.; CAVALCANTI, A. C.; FORMIGA, R. A.; SILVA, F. B. R.; BURGOS, N.; MEDEIROS, L. A. R.; LOPES, O. F.; MÉLO FILHO, H. F. R. de; PESSÔA, S. C. P.; LIMA, P. C. de. **Levantamento exploratório – reconhecimento de solos do norte de Minas Gerais**. Recife: EMBRAPA/SUDENE, 1979. 407 p. (Boletim técnico, 60. Série Recursos de Solos, 12).

JINDALUANG, W.; KHEORUENROMNE, I.; SUDDHIPRAKARN, A.; SINGH, B. P.; SINGH, B. Influence of soil texture and mineralogy on organic matter content and composition in physically separated fractions soils of Thailand. **Geoderma**, Amsterdam, v. 195, p. 207-219, 2013. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.12.003>>

KAISER, K.; MIKUTTA, R.; GUGGENBERGER, G. Increased stability of organic matter sorbed to ferrihydrite and goethite on aging. **Soil Science Society of America Journal**, United States, v. 71, n. 3, p. 711-719, 2007. Disponível em: <<https://doi.org/10.2136/sssaj2006.0189>>

KOPITTKE, P. M.; HERNANDEZ-SORIANO, M. C.; DALAL, R. C.; FINN, D.; MENZIES, N. W.; HOESCHEN, C.; MUELLER, C. W. Nitrogen-rich microbial products provide new organo-mineral associations for the stabilization of soil organic matter. **Global Change Biology**, United Kingdom, v. 24, n. 4, p. 1762-1770, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1111/gcb.14009>>

KRAVCHENKO, A. N.; GUBER, A. K.; RAZAVI, B. S.; KOESTEL, J.; QUIGLEY, M. Y.; ROBERTSON, G. P.; KUZYAKOV, Y. Microbial spatial footprint as a driver of soil carbon stabilization. **Nature Communications**, United Kingdom, v. 10, n. 1, p. 3121, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1038/s41467-019-11057-4>>

LAL, Rattan. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. **Science**, USA, v. 304, n. 5677, p. 1623-1627, 2004. Disponível em: <DOI: 10.1126/science.1097396>

LI, Y.; CHANG, S. X.; TIAN, L.; ZHANG, Q. Conservation agriculture practices increase soil microbial biomass carbon and nitrogen in agricultural soils: a global meta-analysis. **Soil Biology and Biochemistry**, United Kingdom, v. 121, p. 50-58, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.02.024>>

LI, Q.; YANG, D.; JIA, Z.; ZHANG, L.; ZHANG, Y.; FENG, L.; HE, L.; YANG, K.; DAI, J.; CHEN, J.; ZHAO, X. Changes in soil organic carbon and total nitrogen stocks along a chronosequence of Caragana intermedia plantations in alpine sandy land. **Ecological Engineering**, Poland, v. 133, p. 53-59, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2019.03.003>>

LUZ, L. R. Q. P.; SANTOS, M. C. D.; MERMUT, A. R. Pedogênese em uma toposseqüência de semi-árido de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 16, n. 1, p. 95-102, 1992.

MARTINELLI, L. A.; OMETTO, J. P. H. B.; ERRAZ, E. S.; VICTORIA, R. L.; CAMARGO, P. B.; MOREIRA, M. Z. **Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 144 p.

MARTY, C.; HOULE, D.; COURCHESNE, F.; GAGNON, C. Soil C: N ratio is the main driver of soil $\delta^{15}\text{N}$ in cold and N-limited eastern Canadian forests. **Catena**, Netherlands, v. 172, p. 285-294, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.08.029>>

MCKEAGUE, J.A.; DAY, J. Dithionite-and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. **Canadian Journal of Soil Science**, Canada, v. 46, n. 1, p. 13-22, 1966. Disponível em: <<https://doi.org/10.4141/cjss66-003>>

MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite–citrate system buffered with sodium bicarbonate. In: **Clays and Clay Minerals**. London: 1960. v.7, 1960. p. 317-327.

MENDES, V. A.; BRITO, M.F.L.; PAIVA, I.P. Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. Folha SC.24-X-D. Estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico, 1 mapa, color, 112,37 cm x 69,42 cm. Escala – 1:250.000. Recife: CPRM – Serviço geológico do Brasil. 2009

MENDONÇA, E. S.; MATOS, E. S. **Matéria orgânica do solo: métodos de análises**. 2 ed. rev. e atualizada. Viçosa, MG: UFV, 2017. 221p.

MINASNY, B.; MALONE, B. P.; MCBRATNEY, A. B.; ANGERS, D. A.; ARROUAYS, D.; CHAMBERS, A.; ANGERS, D.A.; CHAPLOT, V.; CHEN, Z-F.; CHENG, K.; S.DAS, B.; FIELD, D. J.; GIMONA, A.; HEDLEY, C. B.; HONG, S. Y.; MANDAL, B.; MARCHANT, B. P.; MARTIN, M.; MCCONKEY, B. G.; MULDER, V. L.; O'ROURKE, S.; RICHER-DE-FORGES, A. C.; ODEH, I.; PADARIAN, J.; PAUSTIAN, K.; PAN, G.; POGGIO, L.; SAVIN, L.; STOLBOVOY, V.; STOCKMANN, U.; SULAEMAN, Y.; TSUI, C-C.; VÅGEN, T-G.; WESEMAEL, B.; WINOWIECKI, L. Soil carbon 4 per mille. **Geoderma**, Amsterdam, v. 292, p. 59-86, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.01.002>>

MOTA, F. O. B.; OLIVEIRA, J. B.; GEBHARDT, H. Mineralogia de um Argissolo Vermelho-Amarelo eutrófico e de um Planossolo Háplico eutrófico solódico numa topossequência de gnaiss no sertão central do Ceará. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 26, n. 3, p. 607-618, 2002.

MUÑOZ ROJAS, M.; JORDÁN LÓPEZ, A.; MARTÍNEZ ZAVALA, L. M.; GONZÁLEZ PEÑALOZA, F. Á.; ROSA ACOSTA, D. D. L.; PINO MEJÍAS, R.; ANAYA ROMERO, M. Modelling soil organic carbon stocks in global change scenarios: a CarboSOIL application. **Biogeosciences**, German, v. 10, p. 8253-8268, 2013. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/bg-10-8253-2013>>

MUÑOZ-ROMERO, V.; LOPEZ-BELLIDO, R. J.; FERNANDEZ-GARCIA, P.; REDONDO, R.; MURILLO, S.; LOPEZ-BELLIDO, L. Effects of tillage, crop rotation and N application rate on labile and recalcitrant soil carbon in a Mediterranean Vertisol. **Soil and Tillage Research**, Netherlands, v. 169, p. 118-123, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.still.2017.02.004>>

NATALI, C.; BIANCHINI, G.; ANTISARI, L. V.; NATALE, M.; TESSARI, U. Carbon and nitrogen pools in Padanian soils (Italy): Origin and dynamics of soil organic matter. **Chemie der Erde**, Germany, v. 78, n. 4, p. 490-499, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2018.09.001>>

NYAWADE, S. O.; KARANJA, N. N.; GACHENE, C. K.; GITARI, H. I.; SCHULTE-GELDERMANN, E.; PARKER, M. L. Short-term dynamics of soil organic matter fractions and microbial activity in smallholder potato-legume intercropping systems. **Applied Soil Ecology**, Netherlands, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2019.04.015>>

OLIVEIRA, C. V.; VICENTE, L. C.; GAMA-RODRIGUES, E. F.; GAMA-RODRIGUES, A. C.; MARQUES, J. R.; BARRETO-GARCIA, P. A. Carbon and nitrogen stock of Acrisols and Nitisols in South Bahia, Brazil. **Geoderma Regional**, Amsterdam, v. 16, p. e00218, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2019.e00218>>

OLIVEIRA, L. B.; FONTES, M. P. F.; RIBEIRO, M. R.; KER, J. C. Micromorfologia e gênese de Luvisolos e Planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, p. 2407-2423, 2008.

PADARIAN, J.; MINASNY, B.; MCBRATNEY, A. B. Chile and the Chilean soil grid: a contribution to GlobalSoilMap. **Geoderma Regional**, Amsterdam, v. 9, p. 17-28, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2016.12.001>>

PARAHYBA, R. B. V.; SANTOS, M. C.; ROLIM NETO, F. C. Evolução quantitativa de planossolos do agreste do estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, p. 991-999, 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832009000400023>>

PARAHYBA, R. B.V.; SANTOS, M. C.; NETO, F. C. R.; JACOMINE; P. K. T. Pedogênese de Planossolos em topossequência do Agreste pernambucano. **Revista Brasileira de Ciência do solo**, Viçosa, v. 34, 1991-2000 p, 2010.

PAUL, E. A. The nature and dynamics of soil organic matter: plant inputs, microbial transformations, and organic matter stabilization. **Soil Biology and Biochemistry**, United Kingdom, v. 98, p. 109-126, 2016. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.04.001>>

QUIGLEY, M. Y.; NEGASSA, W. C.; GUBER, A. K.; RIVERS, M. L.; KRAVCHENKO, A. N. Influence of pore characteristics on the fate and distribution of newly added carbon. **Frontiers in Environmental Science**, Switzerland, v. 6, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.3389/fenvs.2018.00051>>

RANST, E. V.; TOLOSSA, A. R.; DUMON M.; CORNELIS, J.T.; DECKERS, J. On the origino of Planosols - the process of ferrollysis revisited. In: World Congress of Soil Science, Soil Science, Soil Solutions for a Changing World, 19. **Resumo...** Austrália: International Union of Soil Sciences (IUSS), 2010. p. 13-16.

RANST, E. V; DUMON, M.; TOLOSSA, A. R.; CORNELIS, J. T.; STOOPS, G.; VANDENBERGHE, R. E.; DECKERS, J. Revisiting ferrollysis processes in the formation of Planosols for rationalizing the soils with stagnic properties in WRB. **Geoderma**, Amsterdam, v. 163, n. 3-4, p. 265-274, 2011.

REEUWIJK, L.P.V. **Procedures for soil analysis**. 6th Edition. Technical Papers 9. Netherlands: ISRIC – World Soil Information, 2002. 119 p

RIBEIRO, K.; DE SOUSA-NETO, E. R.; DE CARVALHO JUNIOR, J. A.; DE SOUSA LIMA, J. R.; MENEZES, R. S. C.; DUARTE-NETO, P. J.; OMETTO, J. P. H. B. Land cover changes and greenhouse gas emissions in two different soil covers in the Brazilian Caatinga. **Science of the Total Environment**, Netherlands, v. 571, p. 1048-1057, 2016. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.07.095>>

RUMPEL, C.; KÖGEL-KNABNER, I. Deep soil organic matter—a key but poorly understood component of terrestrial C cycle. **Plant and Soil**, Netherlands, v. 338, n. 1-2, p. 143-158, 2011.

SALCEDO, I. H.; SAMPAIO, E. V. S. B. Matéria orgânica do solo no bioma caatinga. In: SANTOS, G. A.; SILVA, L.S.; CANELLAS, L. P.; CAMARGO, F. Q. O. **Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais & subtropicais**. 2 ed. rev. e atual. Porto Alegre: Metrópole, 2008. p. 419-441.

SANTANA, M. S.; SAMPAIO, E. V. D. S. B.; GIONGO, V.; MENEZES, R. S. C.; DE JESUS, K. N.; DE ALBUQUERQUE, E. R. G. M.; PRIMO, D. C. Carbon and nitrogen stocks of soils under different land uses in Pernambuco state, Brazil. **Geoderma Regional**, Amsterdam, v. 16, p. e00205, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2019.e00205>>

SANTOS, R. D.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C.; SHIMIZU, S. H. **Manual de descrição e coleta de solos no campo**. 7. ed. rev e ampl. Viçosa. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015. 102 p.

SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C.; OLIVEIRA, V. A.; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A.; ARAÚJO FILHO, J. C.;

OLIVEIRA, J. B.; CUNHA, T. J. F. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5 ed. Brasília: Embrapa, 2018. 356 p.

SCHMIDT, M. W. I.; KÖGEL-KNABNER, I. Organic matter in particle-size fractions from A and B horizons of a Haplic Alisol. **European Journal of Soil Science**, United Kingdom, v. 53, n. 3, p. 383-391, 2002. Disponível em: <<https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2002.00460.x>>

SCHUTH, S.; HURRAß, J.; MÜNKER, C.; MANSFELDT, T. Redox-dependent fractionation of iron isotopes in suspensions of a groundwater-influenced soil. **Chemical Geology**, Netherlands, v. 392, p. 74-86, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.11.007>>

SILVA, L. F.; FRUETT, T.; ZINN, Y. L.; INDA, A. V.; DO NASCIMENTO, P. C. Genesis, morphology and mineralogy of Planosols developed from different parent materials in southern Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, v. 341, p. 46-58, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.12.010>>

SILVA, M. C. P.; SEMENOV, A. V.; SCHMITT, H.; VAN ELSAS, J. D.; SALLES, J. F. Microbe-mediated processes as indicators to establish the normal operating range of soil functioning. **Soil Biology and Biochemistry**, United Kingdom, v. 57, p. 995-1002, 2013. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.10.002>>

SINGH, J. S.; GUPTA, V. K. Soil microbial biomass: a key soil driver in management of ecosystem functioning. **Science of The Total Environment**, Netherlands, v. 634, p. 497-500, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.03.373>>

SOUSA, F. P.; FERREIRA, T. O.; MENDONÇA, E. S.; ROMERO, R. E.; OLIVEIRA, J. G. B. Carbon and nitrogen in degraded Brazilian semi-arid soils undergoing desertification. **Agriculture, ecosystems & environment**, Netherlands, v. 148, p. 11-21, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.agee.2011.11.009>>

SPAARGAREN, O. **Lecture notes on Major Soils of the World: College on Soil. Physics**. Rome: FAO World Soil Resources Reports 94. 2001. 334 p.

STTOTZKY, G. Microbial respiration. In: BLACK, C. A., ed. *Methods of soil analysis* amer. Madison: Society of Agronomy, 1965. p. 1550-1572.

SUSYAN, E. A.; WIRTH, S.; ANANYEVA, N. D.; STOLNIKOVA, E. V. Forest succession on abandoned arable soils in European Russia—Impacts on microbial biomass, fungal-bacterial ratio, and basal CO₂ respiration activity. **European Journal of Soil Biology**, United Kingdom, v. 47, n. 3, p. 169-174, 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.ejsobi.2011.04.002>>

SWIFT, R. S. Organic matter characterization. In: SPARKS, D.L.; PAGE, A.L.; HELMKE, P.A.; LOEPPERT, R.H.; SOLTANPOUR, P.N.; TABATABAI, M.A.; JOHNSTON, C.T.; SUMNER, M.E. (Ed.). **Methods of soil analysis. Part 3. Chemical methods**. Madison: Soil Science Society of America, 1996, p.1018-1020. (Soil Science Society of America Book Series, 5).

TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. **Manual de métodos de análise do solo**. 3 ed. rev. e ampl. Brasília: Embrapa, 2017. 573 p.

VANCAMPENHOUT, K.; DE VOS, B.; WOUTERS, K.; SWENNEN, R.; BUURMAN, P.; DECKERS, J. Organic matter of subsoil horizons under broadleaved forest: highly processed or labile and plant-derived?. **Soil Biology and Biochemistry**, England, v. 50, p. 40-46, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.03.005>>

VELDKAMP, E. Organic carbon turnover in three tropical soils under pasture after deforestation. **Soil Science Society of America Journal**, United States, v. 58, n. 1, p. 175-180, 1994. Disponível em: <[doi:10.2136/sssaj1994.03615995005800010025x](https://doi.org/10.2136/sssaj1994.03615995005800010025x)>

VILLARINO, S. H.; STUDDERT, G. A.; BALDASSINI, P.; CENDOYA, M. G.; CIUFFOLI, L.; MASTRÁNGELO, M.; PIÑEIRO, G. Deforestation impacts on soil organic carbon stocks in the Semiarid Chaco Region, Argentina. **Science of the Total Environment**, Netherlands, v. 575, p. 1056-1065, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.09.175>>

WATTEL-KOEKKOEK, E. J. W.; VAN GENUCHTEN, P. P. L.; BUURMAN, P.; VAN LAGEN, B. Amount and composition of clay-associated soil organic matter in a range of kaolinitic and smectitic soils. **Geoderma**, Amsterdam, v. 99, n. 1-2, p. 27-49, 2001. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(00\)00062-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(00)00062-8)>

WIESMEIER, M.; URBANSKI, L.; HOBLEY, E.; LANG, B.; VON LUETZOW, M.; MARIN-SPIOTTA, E.; WESEMAEL, B. V.; RABOT, E.; LIEß, M.; GARCIA-FRANCO, N.; VOGEL, H. J.; KÖGEL-KNABNER, I.; WOLLSCHLAEGER, U. Soil organic carbon storage as a key function of soils—a review of drivers and indicators at various scales. **Geoderma**, Amsterdam, v. 333, p. 149-162, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.07.026>>

YIGINI, Y.; PANAGOS, P. Assessment of soil organic carbon stocks under future climate and land cover changes in Europe. **Science of the Total Environment**, Netherlands, v. 557, p. 838-850, 2016. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.03.085>>

YEOMANS, J. C.; BREMNER, J. M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. **Communication in Soil Science and Plant Analysis**. v.19, n. 13, p.1467-1476, 1988. Disponível em: <<https://doi.org/10.1080/00103628809368027>>

ZHAO, H.; TONG, D. Q.; LIN, Q.; LU, X.; WANG, G. Effect of fires on soil organic carbon pool and mineralization in a Northeastern China wetland. **Geoderma**, v. 189, p. 532-539, 2012. Disponível em: < <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.05.013>>

4 GÊNESE E MINERALOGIA DE PLANOSSOLOS AO LONGO DE UM GRADIENTE PLUVIOMÉTRICO SOBRE A PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL

RESUMO

A gênese de Planossolos ainda é algo bastante intrigante para muitos pesquisadores, compreender como ocorre a variação textural em tais solos, é material de estudo de muitas pesquisas. Vários trabalhos são alicerçados no processo de ferrólise como principal promovedor da mudança abrupta de textura, desfavorecendo o entendimento a respeito de outros importantes processos, como os geogênicos. A seguinte pesquisa tem por objetivo avaliar a gênese de Planossolos ao longo de um gradiente pluviométrico, formados a partir de gnaiss, conjecturando que a férrolise não é o principal processo formador desses solos. Para isso, foram coletados 3 perfis, classificados e descritos morfologicamente sendo realizadas análises físicas, químicas, mineralógicas e micromorfológicas. Os resultados indicam que a ferrólise não é o principal processo formador dos solos estudados, sendo fortemente influenciado pelo material de origem subjacente e adjacente. A contribuição de material coluvial em superfície é o fator chave para formação dos horizontes superficiais ricos em frações mais grossas, sendo os horizontes subsuperficiais, ricos em argila, formados a partir da alteração do material de origem e formação de argila in situ, sendo a biotita e plagioclásios os principais minerais primários precursores da argila formada (esmectita e caulinita, principalmente) a partir dos processos de transformação (preponderante) e neoformação. A incipiente alteração de hornblendas e feldspatos potássicos, comprovaram a limitada influência de tais minerais como precursores da fração argila, até o momento. Apesar da limitada evolução intempérica, os solos apresentaram variação conforme a condição climática que foi formado, sendo condizente com as teorias clássicas de formação do solo, nos quais locais com menor precipitação influenciam na formação de solos menos evoluídos e com maior precipitação, maior evolução pedogenética.

Palavras-Chave: Esmectita. Caulinita. Intemperismo. Gnaiss. Pedogênese.

GENESIS AND MINERALOGY OF PLANOSOLS ALONG A PLUVIOMETRIC GRADIENT ON BORBOREMA PROVINCE, NORTHEAST OF BRAZIL

ABSTRACT

The genesis of Planossols is still quite intriguing for many researchers, understanding how textural variation occurs in such soils is a matter of much research. Several works are based on the process of ferrolysis as the main promoter of the abrupt change of texture, undermining the understanding of other important processes, such as geogenic ones. The following research aims to evaluate the genesis of Planossols along a rainfall gradient, formed from gneiss, conjecturing that the ferrolysis is not the main process that forms these soils. For this, 3 profiles were collected, classified and described morphologically and performed physical, chemical, mineralogical and micromorphological analyzes. The results indicate that ferrolysis is not the main forming process of the studied soils, being strongly influenced by the underlying and adjacent source material. The contribution of surface colluvial material is the key factor for the formation of surface horizons rich in thicker fractions, and the subsurface horizons, rich in clay, formed from the alteration of the source material and in situ clay formation, being biotite and plagioclases the main precursor primary minerals of the formed clay (smectite and kaolinite mainly) from the processes of transformation (preponderant) and neof ormation. The incipient alteration of hornblends and potassium feldspars, proved the limited influence of such minerals as precursors of the clay fraction, so far. Despite the limited weather evolution, the soils showed variation according to the climatic condition that was formed, being consistent with the classical theories of soil formation, in which places with less precipitation influence the formation of less evolved and more precipitation soils, higher pedogenetic evolution.

Keywords: Smectite. Kaolinite. Weathering. Gneiss. Pedogenesis

4.1 Introdução

Planossolo, termo reconhecido desde 1938 (FAO, 2015), refere-se a solos com horizontes de coloração mais clara, sinais de recorrente acúmulo de água, mudança abrupta de textura, sendo o horizonte subsuperficial adensado por elevados teores de argila (OLIVEIRA, 2011; FAO, 2015; SANTOS et al., 2018). A mudança abrupta de textura, característica típica dos Planossolos (RANST et al., 2011; FAO, 2015; SANTOS et al., 2018), é motivo de grande curiosidade para a maioria dos pesquisadores.

O processo considerado preponderante para diferenciação textural nesses solos, ainda é a ferrólise (BRINKMAN, 1970), apesar de ter sido proposta a muitas décadas atrás. Atualmente alguns trabalhos tentam desmistificar tal processo (JACOMINE et al., 1972; PARAHYBA et al., 2009; RANST et al., 2011; DUMON et al., 2014), entretanto, pouco foi provado sobre a ocorrência ou não do mesmo.

Muitos pesquisadores afirmam a ocorrência da ferrólise se baseando em dados químicos diversos, como capacidade de troca de cátions, pH, relação entre ferro de baixa e alta cristalinidade (BRINKMAN, 1970; FEIJTEL et al., 1988; SILVA et al., 2019), não comprovando, por vezes, a ocorrência do processo.

A formação dos Planossolos, por sua vez, está ligada a outros diversos processos, sendo os mais comuns, a sedimentação de colúvio sobre camadas de textura argilosa, eluviação/iluviação de argila com baixa estabilidade estrutural (FAO, 2019), remoção de material fino por erosão lateral seletiva (RANST et al., 2011) e formação de argila in situ, com contribuição de material coluvial (JACOMINE et al., 1972; MOTA et al., 2002; PARAHYBA et al., 2009).

A problemática associada a gênese de tais solos se intensifica quando situados em zonas áridas e semiáridas, regiões caracterizadas, principalmente, pela reduzida precipitação pluviométrica (CHAIRMAN, 1952). Por definição, os solos presentes nesses ecossistemas, quase não possuem água disponível para sua formação (pedogênese), resultando em uma dissolução limitada de minerais primários, com fraca diferenciação de perfil (VERHEYE, 2009).

A ocorrência dos Planossolos é relacionada a áreas de planalto sazonalmente ou periodicamente encharcados. Existindo, ocasionalmente, em encostas suaves ou muito suaves, sendo geralmente limitados a essas posições da paisagem (RANST et al., 2011). Podendo ser originários por influência do material de origem subjacente, material aluvial principalmente argiloso, ou depósitos coluviais (FAO, 2015).

Gnaisses, granitos (JACOMINE et al., 1972; PARAHYBA et al., 2009; SILVA et al., 2019), migmatitos (MOTA et al., 2002), depósitos compostos de areia e sedimento argilo siltosos, depósitos aluvionares (NASCIMENTO et al., 2013; DUMON et al., 2014; SILVA et al., 2019) são alguns dos exemplos de materiais de origem responsáveis pela formação dos Planossolos, evidenciados em diversas pesquisas. O fator material de origem é de grande importância na formação de minerais de argila (TAZIKEH et al., 2017), cuja composição influencia significativamente as rotas de alteração.

Diante da predominância no conceito de que a ferrólise é o principal processo pedogenético promovedor da diferenciação textural nos Planossolos, outros aspectos, como os geogênicos são muitas vezes negligenciados, e importantes discussões a respeito da gênese desses solos são desprezadas.

Levando em consideração a variedade dos ambientes de ocorrência dos Planossolos, como material de origem, posição na paisagem e clima diversos, é pouco provável que um processo específico, seja suficiente para sanar os questionamentos a respeito de sua gênese.

O objetivo dessa pesquisa é avaliar a gênese dos Planossolos formados a partir de gnaisses ao longo de uma climossequência. Conjecturando que a ferrólise não é o principal processo promovedor da mudança abrupta de textura, característica de tais solos.

4.2 Material e Métodos

4.2.1 Área de estudo

A área de estudo situa-se em uma climossequência, ao longo do estado de Pernambuco, na região Nordeste do Brasil (Figura 1).

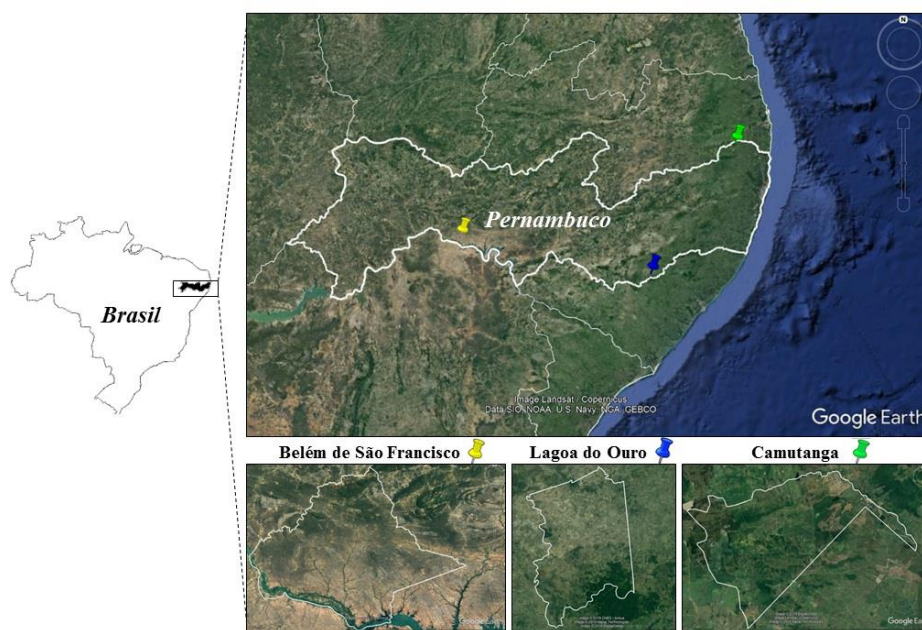


Figura 1. Mapa de localização dos pontos de coleta ao longo de um gradiente pluviométrico

Os pontos extremos distam, em média, 540km. A localização de coleta, caracterização climática e vegetação das áreas, encontram-se na Tabela 1.

Tabela 1. Localização, altitude, precipitação média anual (PMA), temperatura média anual (TMA), clima e vegetação das áreas estudadas

Pontos de coleta	Localização (GPS)	Altitude (m)	PMA ^a (mm)	TMA ^b (°C)	Clima ^c (Köppen-Geiger)	Vegetação
Belém de São Francisco	08°44'30,7"S e 038°51'20,2"W	313	405	24 a 26	BSh	Caatinga hiperxerófila.
Lagoa do Ouro	09°09'04,2"S e 036°29'02,6"W	575	750	22 a 24	Bsh	Caatinga hipoxerófila
Camutanga	07°25'8,5"S e 35°15'33,6"W	-	948,7	24 a 26	Aw	Floresta subcaducifólia

Dados climáticos: APAC (2019)^a, INMET (2019)^b e CLIMATE-DATA.ORG (2019)^c

A paisagem da região é caracterizada pela unidade de relevo Depressão pré-litorânea (Camutanga), com altitudes de 80 a 250 metros (ARAÚJO FILHO et al., 2014), Planalto da Borborema (Lagoa do Ouro), uma área com altitude variando de 400 a mais de 1000 metros, com drenagem complexa (BRASIL, 2004) e Depressão Sertaneja (Belém de São Francisco) caracterizada por uma superfície de pediplanação monótona, um relevo suave-ondulado, sendo cortada por vales estreitos, com vertentes dissecadas (CPRM, 2005 a,b). Belém de São Francisco e Lagoa do Ouro estão inseridas no semiárido brasileiro.

Os locais encontram-se inseridos geologicamente na Província Borborema, com litotipos dos complexos, Belém do São Francisco (composto por migmatitos de composição variando entre sienogranito a granodiorito exibindo estruturas *schlieren* e nebulítica, com

protólitos tonalíticos-granodioríticos com intercalação de rochas metamáficas e metaultramáficas. Localmente com *augens* de feldspato alcalino) (HORN et al., 2018), Belém do São Francisco (composto por metagranitóides e ortognaisses, bandados a migmatíticos, de composição tonalítica, granodiorítica a granítica, com biotita e/ou anfibólio, textura equigranular média a grossa a inequigranular porfirítica com fenocristais de feldspato; as vezes miloníticos e com augens) (MENDES; BRITO; PAIVA, 2009) e Surubim-carolina (composto por paragnaisse, metagrauvacas, quartzito e mármore (m)) (GUIMARÃES et al., 2011), referentes Belém de São Francisco, Lagoa do Ouro e Camutanga, respectivamente (Figura 2).

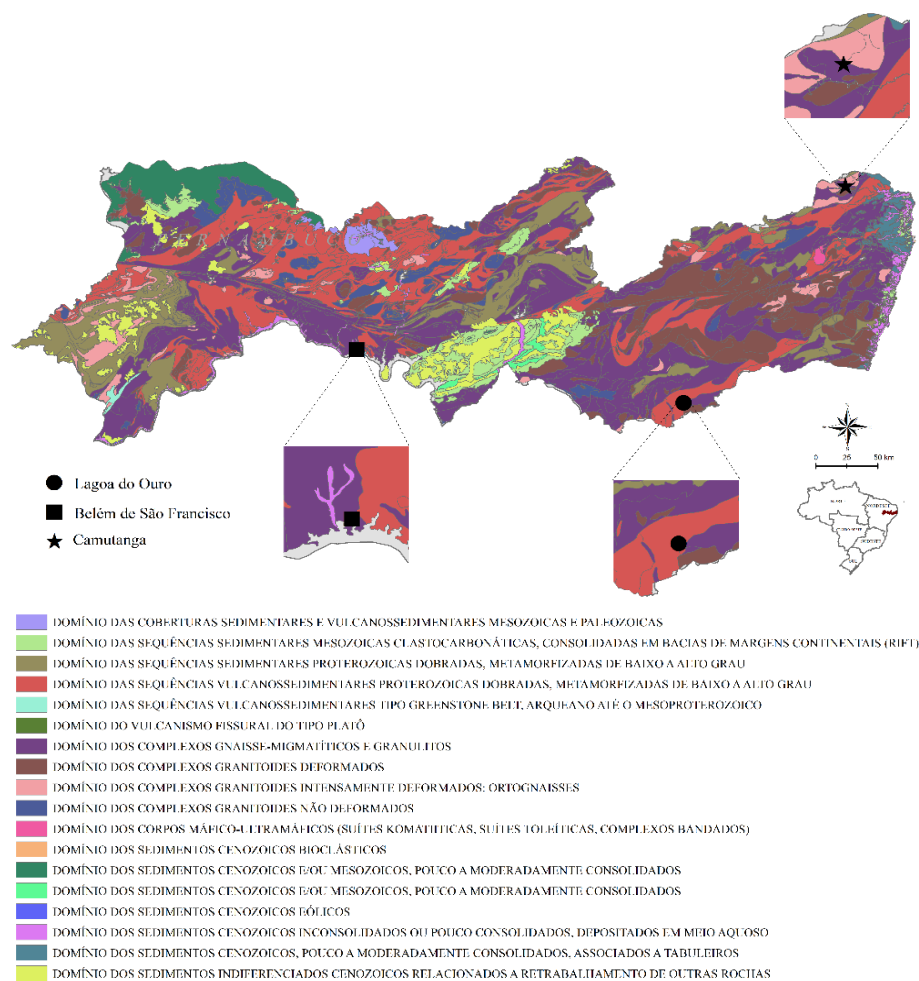


Figura 2. Domínios geológicos do estado de Pernambuco

4.2.2 Amostragem do solo e preparação

Os perfis (Figura 3) foram selecionados com auxílio de mapas e tradagens diversas, sendo considerado, principalmente, os aspectos climáticos e a composição geológica semelhante das áreas. Após identificação, os perfis foram abertos, sendo realizada a caracterização morfológica dos solos e coleta de amostras de acordo com o Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (SANTOS et al., 2015).

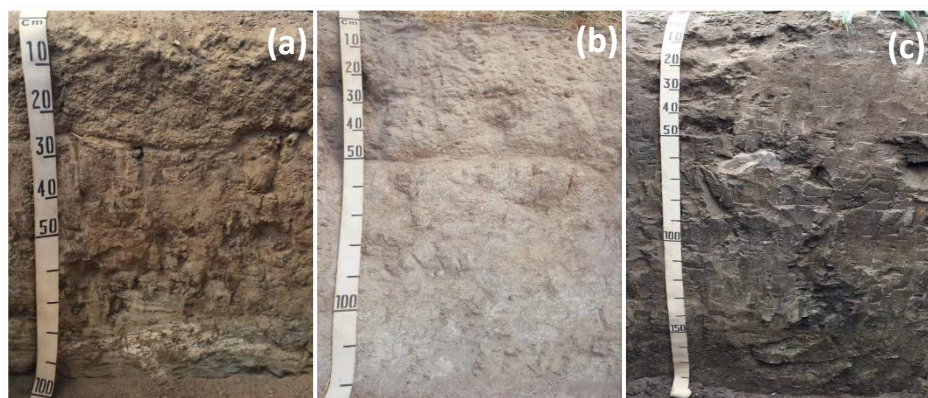


Figura 3. Perfis dos solos estudados: a – P-BS; b – P-LO; c – P-CA

Amostras deformadas e indeformadas de todos os horizontes foram coletadas. As amostras deformadas foram submetidas a secagem ao ar, posteriormente, destorroadas e passadas em peneira com malha de 2mm, para obtenção da fração terra fina seca ao ar (TFSA), sendo utilizada para análises físicas, químicas e mineralógicas. As frações > 2mm (cascalho e calhaus) foram separadas e quantificadas, conforme recomendado pela Teixeira et al. (2017). Amostras indeformadas em pontos específicos nos perfis, também foram coletadas para análise micromorfológica e fragmentos de rochas para análise petrográfica.

Os perfis coletados em Belém de São Francisco, Lagoa do Ouro e Camutanga foram identificados ao longo da pesquisa como P-BS, P-LO e P-CA, respectivamente. A classificação taxonômica dos mesmos será realizada de acordo com os critérios estabelecidos pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS et al., 2018).

4.2.3 Análises físicas

A composição granulométrica foi determinada pelo método do hidrômetro, utilizando como dispersante uma solução de calgon a $0,1 \text{ mol L}^{-1}$ (GEE; OR, 2002; ALMEIDA, 2008). O mesmo procedimento foi utilizado para obtenção dos teores de argila dispersa em água (ADA), excluindo a utilização do dispersante químico. Com tais resultados foi calculado o grau de floculação (GF).

A densidade do solo foi determinada pelos métodos do anel volumétrico e torrão parafinado para os horizontes de textura mais argilosa e da proveta para os horizontes cuja granulometria impossibilitou a retirada de anéis ou torrões (EMBRAPA, 1997; GROSSMAN; REINSCH, 2002).

4.2.4 Análises químicas

O pH foi determinado em água e KCl a 1 mol L⁻¹ (proporção solo:solução de 1:2,5); acidez potencial (H⁺+Al³⁺), extraído por acetato de cálcio (0,5 mol L⁻¹) a pH 7,0 e determinado por titulometria (NaOH 0,025 mol L⁻¹); Na⁺ e K⁺ trocáveis e P disponível extraídos por solução de Mehlich 1, sendo Na⁺ e K⁺ determinados por fotômetro de chama e fósforo por colorimetria; Ca²⁺, Mg²⁺ e Al³⁺ trocáveis, utilizando KCl 1 mol L⁻¹ como extrator e determinação por espectroscopia de absorção atômica em um EAA Perkin Elmer modelo AAnalyst 200 (Ca²⁺, Mg²⁺) e titulometria (Al³⁺) (EMBRAPA, 1997; TEIXEIRA et al., 2017). Carbono total foi determinado por meio de combustão a seco em analisador elementar LECO CN-2000.

A partir dos resultados obtidos do complexo sortivo, foram calculados os valores de soma de bases (SB), capacidade de troca de cátions (CTC), atividade da fração argila e a saturação por sódio (PST), conforme descrito em Teixeira et al. (2017).

4.2.5 Extração seletiva e total

Formas de ferro e alumínio por dissolução seletiva dos óxidos pedogenéticos de alta e baixa cristalinidade foram determinados após sucessivas extrações com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (MEHRA; JACKSON, 1960; HOLMGREN, 1967) e de baixa cristalinidade extraídos com oxalato ácido de amônio (pH 3) no escuro (MCKEAGUE; DAY, 1966). Os teores de Fe e Al nos extratos foram determinados utilizando espectrometria de emissão ótica com plasma acoplado indutivamente em um ICP-OES Thermo Scientific modelo iCAP 6200.

Para o estudo da evolução geoquímica e de intemperismo, foi realizada a semiquantificação dos elementos Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Fe e Mn nas amostras de TFSA. Obtidos por um espectrômetro de fluorescência de raios-X, modelo FRX Rigaku modelo RIX 3000, equipado com tubo de Rh e 6 cristais analisadores, no Laboratório do Núcleo de Estudos Geoquímicos e Isótopos Estáveis (NEG-LABISE) da UFPE.

Foi empregado o método matemático dos Parâmetros Fundamentais (PF) com intuito de corrigir os efeitos de matriz, em substituição ao método da curva de calibração devido à ausência de padrões específicos para solos. Os elementos detectados e semiquantificados foram expressos em forma de óxidos. Adicionalmente foi utilizada amostra de solo certificado (San Joaquim 2709A) objetivando identificar a margem de erro nas leituras.

4.2.6 Análises mineralógicas

Realizadas nas frações do solo, areia, silte e argila. A TFSA foi fracionada, após dispersão, coleta e secagem, segundo a escala modificada de Atterberg, da seguinte forma: areia grossa (2-0,25 mm), areia fina (0,25-0,05 mm), silte (0,05-0,002 mm), argila (<0,002 mm) (SOIL SURVEY DIVISION STAFF, 1993) e argila fina (0,0002 mm) (JACKSON, 1956).

Os horizontes A, B diagnóstico e Cr, foram selecionados para análise. A composição mineralógica das frações de cada horizonte foi determinada por difratometria de raios X, sendo utilizado um difratômetro Shimadzu XRD 6000, operando com radiação de Cu K α a 40 kV e 30 mA, com monocromador de grafite.

Areia, silte e argila naturais em forma de pó não orientado, foram analisados com velocidade de 1° min 2 θ , registrando amplitude de 5 a 70° (2 θ). A argila natural foi submetida, posteriormente, a pré-tratamentos para eliminação dos agentes cimentantes, carbonatos, matéria orgânica e óxidos de ferro, utilizando acetato de sódio 1 mol L⁻¹ a pH 5,0, peróxido de hidrogênio 15% v/v e solução de ditionito-citrato-bicarbonato (DCB), respectivamente (JACKSON, 1975).

Para facilitar a identificação de minerais, inclusive expansíveis, foram realizados tratamentos de saturação por K e Mg, os quais foram analisados na forma de microagregados orientados (JACKSON, 1975), com velocidade de 1° min 2 θ , registrando amplitude de 3 a 35° (2 θ). As amostras saturadas com K (KCl 1 mol L⁻¹) foram analisadas após sucessivos aquecimentos (25, 110, 350 e 550 °C). As amostras saturadas com Mg (MgCl₂ 1 mol L⁻¹) foram analisadas a temperatura ambiente e posteriormente solvatadas com glicerol. A argila fina foi submetida, após pré-tratamentos, a saturação com Mg, apenas.

Nos horizontes com ocorrência de esmectitas, também foi realizado o teste de Greene-Kelly (GREENE-KELLY, 1953; LIM; JACKSON, 1986), para distinção entre montmorilonita e beidelita/nontronita.

A interpretação dos difratogramas e identificação dos minerais foi baseado no espaçamento interplanar (d) e no comportamento dos picos de difração frente aos tratamentos de saturação e térmicos empregados, conforme apresentado por Jackson (1975), Brown e Brindley (1980) e Moore e Reynolds (1989).

4.2.7 Análise micromorfológica e petrográfica

Amostras de rochas coletadas na base de cada perfil e amostras indeformadas de solo foram utilizadas para petrografia e micromorfologia, respectivamente. Foram analisadas por meio de seções delgadas (MURPHY, 1986), interpretadas com o uso do microscópio

petrográfico conforme recomendações de Brewer (1976), Bullock et al. (1985) e Fitzpatrick (1993). Adicionalmente, algumas seções delgadas foram submetidas a exame no microscópio eletrônico de varredura (MEV) acoplado a espectroscopia de energia dispersiva (EDS).

As amostras indeformadas foram retiradas dos horizontes A, Btn e Crn no P-BS; Ap, Bt e Crn no P-LO; e Ap1, Btn1 e Crn no P-CA. Após coleta as amostras foram submetidas a impregnação, laminação (2,5 x 5,0 cm), polimento e acabamento para posterior interpretação.

A relação G/F utilizada, para todos os perfis, foi de 20 micrômetros, sendo o silte a referência para o material fino.

4.2.8 Cálculos

A avaliação do grau de intemperismo nos perfis estudados, foi realizada de acordo com o método proposto por Nesbitt e Young (1982), estimado através do Índice de Alteração Química (CIA), calculado com a seguinte equação:

$$CIA = \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O} * 100$$

Tal índice, normalmente, é utilizado para medida de grau de intemperismo relativo. Valores iguais a 100 indicam elevado grau de intemperismo, sendo 50 o valor de solos com limitada alteração química (RASMUSSEN et al., 2010). O CIA da rocha inalterada é em torno de 45-55, os minerais secundários como caulinita, gibsitita e clorita possuem valores de CIA de 100, já illita e esmectita varia de 70 a 85 (NESBITT; YOUNG, 1984; NESBITT; YOUNG, 1989).

Uma comparação entre horizontes e perfis foi realizada através do fator de enriquecimento dos elementos, utilizando o Ti como elemento de referência, calculado a partir da equação modificada de Gresens (1967):

$$FE = \frac{\left(\frac{E}{Ti}\right) amostra (horizonte do solo)}{\left(\frac{E}{Ti}\right) referência (R ou Cr)}$$

Onde:

FE= Fator de enriquecimento;

E= Conteúdo total do elemento de interesse;

Ti= Conteúdo total de titânio;

FE < 1 indica perda, e FE > 1 indica enriquecimento.

A avaliação de ocorrência de descontinuidade litológica ao longo dos perfis estudados, foi por meio de valores de uniformidade (VU), calculados a partir da equação modificada de Cremeens e Mokma (1986):

$$VU = \left(\frac{((S + AF)/(AT - AF))_{\text{Horizonte superior}}}{((S + AF)/(AT - AF))_{\text{Horizonte subjacente}}} \right) - 1$$

Onde:

VU= Valor de uniformidade

S= Silte

AF= Areia fina

AT= Areia total

A comparação é realizada entre horizonte escolhido e horizonte subjacente. Valores maiores que 0,6 sugerem diferença de material, e consequente descontinuidade litológica (CREMEENS; MOKMA, 1986; BORTOLUZZI; PERNES; TESSIER, 2008).

4.3 Resultados e Discussão

4.3.1 Atributos morfológicos e físicos

As cores acinzentadas (Figura 3, Tabela 2), oriundas de provável estagnação de água no local, indicando processo de gleização (BUOL et al., 2011), a presença de mosqueados (Tabela 2) e mudança abrupta de textura (Tabela 2, Tabela 3) foram características marcantes para classificação dos perfis estudados na ordem dos Planossolos. Os quais apresentaram variação de profundidade de 96 (P-BS) a 150cm (P-CA), local mais seco e úmido, respectivamente, com horizontes superficiais (A e E) mais profundos no P-LO e P-CA (48cm), locais com média e maior precipitação pluviométrica.

Tabela 2 Atributos morfológicos dos solos estudados ao longo de um gradiente pluviométrico

Horizontes		Cor		Mosq.	Textura	Estrutura
Símb.	Prof. (cm)	Úmida	Seca	Úmido		
P-BS- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico salino						
A	0-8	10YR4/3	10YR6/4	-	F-A	Gran. simples e mt. peq. peq. méd. bl. sub.
E	8-26	10YR4/3	10YR5/4	-	F-A	Gran. simples e mt. peq. peq. méd. bl. sub.
Btn	26-67	10YR	10YR4/4	-	Arg.A	Mod. gr. Colunar
Crn	67-96+	-	-	-	F-A	-
P-LO- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico						
Ap	0-10	10YR4/2	10YR6/2	-	F-A	Mod. mt. peq. peq. méd. gr. bl. sub.
A	10-25	10YR4/2	10YR6/2	-	F-A	Mod. peq. méd. gr. mt. gr. bl. sub.
E1	25-39	10YR4/2	10YR6/2	-	F-A	Mod. méd. gr. mt. gr. bl. sub.
E2	39-48	10YR5/4	10YR6/3	-	F-A	Gran. simples e fr. peq. méd. bl. sub.
2Bt	48-65	10YR3/3	10YR4/3	7,5YR4/4 abun. méd. gr. dif.	Arg.A	Maciça mod. méd. bl. sub. e mod. mt. gr. Colunar
2Btn	65-90	10YR3/4	10YR4/4	7,5YR4/4 com. méd. gr. dif.	Arg.A	Maciça e mod. méd. gr. bl. sub.
2Crn	90-115+	-	-	-	F-Arg.A	-
P-CA- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico típico						
Ap1	0-10	10YR3/2	10YR5/2	-	F	Gran. e fr. peq. méd. bl. sub.
Ap2	10-22	10YR3/3	-	-	F	Fr. peq. méd. bl. sub.
An	22-48	10YR3/2	-	10YR3/4 com. peq. dif.	F	Fr. peq. méd. bl. sub.
2Btn1	48-72	10YR4/2	-	10YR4/4 pou. com. peq. méd. dis.	Arg.	Maciça
2Btn2	72-105	10YR5/2 10YR6/4	-	-	Arg.A	Maciça
2BCn	105-135	2,5Y6/2	-	10YR4/1 com. gr. dis.	F-Arg.A	Maciça
2Crn	135-150+	-	-	-	F-A	-

(Símb.) – Símbolo; (Prof) - Profundidade; (Mosq) – Mosqueados; (Fr)-Fraca; (mod)- moderada; (peq)- pequena; (méd)-média; (bl. sub) bloco subangular; (gran) – granular; (gr) – grande; (pris.) – prismática; (bl. ang.) - Bloco angular; (F-Arg.A) - Franco-Argiloarenosa; (M-Arg.)- Muito argilosa; (Arg.)- Argila; (F-A) - Francoarenosa; (Arg.A) – Argiloarenosa; (F) – Franca; (Mt)-Muito; (com)-Comum; (dif)-Difuso; (dis)-Distinto.

A presença de estruturas bem desenvolvidas no horizonte B, de blocos subangulares a maciça, e maiores valores de densidade do solo (Tabela 2), são reflexo do incremento de argila em subsuperfície (Tabela 3), tendo, no mínimo, um aumento de 212g kg⁻¹ (P-CA - entre o horizonte An e 2Btn1). Com predominância de frações mais grossas (areia + silte) nos horizontes superficiais.

Os solos apresentaram altos teores de argila dispersa em água, e consequente baixo grau de floculação, máximo de 46% no A do P-BS (Tabela 3). A presença de cátions diversos (Ca²⁺, Mg²⁺ e Na⁺) no meio, principalmente em subsuperfície (Tabela 4), podem estar provocando o processo dispersivo.

Os dados granulométricos evidenciaram forte indício de descontinuidade litológica no P-LO e P-CA, através dos valores de uniformidade calculados, havendo a diferença de material entre o 2Bt e E2 do P-LO e 2Bt_{n1} e An do P-CA (Tabela 3), tal qual observado por Jacomine et al. (1972), Mota et al. (2002) e Ranst et al. (2011), divergindo de resultados encontrados por Silva et al. (2019), em solo oriundo de gnaiss no Sul do Brasil, que atribuiu ao processo de ferrólise a mudança de textura. O P-BS, no entanto, é oriundo do material parental subjacente, não havendo aparente influência externa em sua formação (Tabela 3).

A área de estudo é configurada por superfícies de erosão desenvolvidas de rochas cristalinas, com presença de vários inselbergs e pedimentos, processo esse resultante de oscilações climáticas ocorridas no Quaternário (AB'SABER, 2003). Tais mudanças geomorfológicas foram preponderantes para deposição de material, e consequente formação dos Planossolos estudados.

Os pedimentos se desenvolveram pelo recuo de vertentes montanhosas provocadas pelo intemperismo e movimentação dos detritos, resultando em inclinações suaves (NUNES; VILAS BOAS; SILVA, 2012; BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 2016). Sendo o processo de pedimentação visualizado em diversas regiões do mundo (BUTT; BRISTOW, 2013; DAUTEUIL; BESSIN; GUILLOCHEAU, 2015; WANG; ZHANG; LIU, 2015; LARSON et al., 2016; CHARDON et al., 2018).

Estudos apontam que a formação de tais superfícies ocorreu após oscilação climática entre, final do Pleistoceno (pico da última glaciação), no qual o clima dominante no nordeste brasileiro era mais árido, favorecendo o intemperismo físico, e Holoceno, período mais úmido, favorecendo o intemperismo químico (NUNES; VILAS BOAS; SILVA, 2012; BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 2016). A presença de inselbergs (relevos residuais), são “testemunho” de tais mudanças (AB'SABER, 2003).

Tabela 3. Atributos físicos dos solos estudados ao longo de um gradiente pluviométrico

Horizontes		Calhaus (>20mm) (%)	Casc. (20-2mm) (%)	TFSA (<2mm) (%)	Composição granulométrica da TFSA (g kg ⁻¹)			A.D.A. (g kg ⁻¹)	G.F. (%)	Ds (kg dm ⁻³)	VU
Símb.	Prof. (cm)				A.T. (2-0,05mm)	Silte (0,05-0,002mm)	Argila (<0,002mm)				
P-BS- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico salino											
A	0-8	1	6	94	761	114	126	68	46	1,53	0,16
E	8-26	3	18	79	762	82	156	98	37	1,53	-0,28
Btn	26-67	0	1	99	535	32	433	267	38	1,87	0,04
Crn	67-96+	0	7	93	786	76	138	120	13	2,15	-
P-LO- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico											
Ap	0-10	1	5	95	769	96	135	78	42	1,53	-0,19
A	10-25	0	2	98	736	118	146	88	40	1,54	-0,03
E1	25-39	5	6	90	730	120	150	98	35	1,59	0,26
E2	39-48	5	30	64	745	121	135	108	20	1,54	1,23
2Bt	48-65	1	22	77	555	18	427	269	37	1,77	-0,37
2Btn	65-90	0	18	82	464	66	470	331	30	1,86	-0,13
2Crn	90-115+	0	20	80	678	97	224	198	12	1,86	-
P-CA- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico típico											
Ap1	0-10	1	4	96	503	309	188	130	31	1,60	-0,02
Ap2	10-22	0	1	99	497	317	185	140	25	1,78	-0,26
An	22-48	0	1	99	415	368	217	178	18	1,72	1,07
2Btn1	48-72	0	2	97	413	158	429	324	24	1,93	0,26
2Btn2	72-105	0	2	98	487	126	388	290	25	1,93	0,03
2BCn	105-135	0	2	98	537	124	339	242	29	1,96	0,23
2Crn	135-150+	0	15	85	733	147	120	111	8	1,35	-

Símbolo: (Prof) - Profundidade; (Casc) = Cascas; (A T) = Área Total; (Ds) = Densidade do solo

4.3.2 Atributos químicos

Os Planossolos avaliados possuem uma variação de pH em água, de ácidos 5,35 (P-CA-Ap1) a alcalinos 8,95 (P-BS-Crn), não apresentando, no entanto, pH ácido ($< 5,0$) na interface entre horizonte A ou E e Bt, com o mínimo observado de 6,35 (P-LO-E2) (Tabela 4).

São caracterizados como eutróficos, sendo o Ca^{+2} e Mg^{+2} os principais responsáveis, seguindo o padrão de mais Mg^{+2} em relação a Ca^{+2} , como já evidenciado em levantamentos brasileiros (Tabela 4) (JACOMINE et al., 1971; 1975; JACOMINE; ALMEIDA; MEDEIROS, 1973; JACOMINE, 1977), oriundos do intemperismo de minerais presentes na matriz do solo (MOTA et al., 2002; OLIVEIRA et al., 2008; FERREIRA et al., 2016). O P-BS possui menor expressividade quanto a abundância de tais elementos trocáveis, quando comparado aos demais estudados, reflexo da incipiente alteração mineralógica no local, condicionada pela limitação climática.

Os menores valores de bases em superfície (horizontes A e E) (Tabela 4), observado em todos os perfis, é reflexo do material mais arenoso, e conseqüente baixa capacidade de troca de cátions, oriundo de sobreposição de material (colúvio) no P-LO e P-CA e alteração mineralógica no P-BS, indicando o processo de arenização na superfície do mesmo (SANTOS et al., 2017).

A semelhança entre os valores de SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O e Fe_2O_3 obtidos na FRX ao longo do P-CA (Tabelas 5 e 6), indicam similaridade entre o material formador do horizonte 2Bt_{n1} ao 2Crn e os horizontes superficiais, indicando que o material coluvial possui composição mineralógica semelhante ao subjacente, sendo facilmente integrado a matriz formadora do solo, e conseqüentemente, não detectado por outros métodos, como micromorfológicos (Figura 4).

No P-BS e P-LO, foi observado um significativo aumento de Na_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O e CaO para o P-LO (Tabelas 5 e 6), indicando contribuição de minerais como quartzo e feldspatos em superfície, provenientes de áreas adjacentes, já que são minerais não contrastantes com os horizontes subsuperficiais, oriundos do material parental subjacente (Tabela 8; Figura 4). Apesar do P-BS ser formado a partir do material parental subjacente, houve retrabalhamentos superficiais, como observado por Parahyba et al. (2009; 2010) no agreste pernambucano, por meio de ciclos de erosão-transporte-deposição.

A semelhança mineralógica entre os horizontes de todos os perfis, favoreceu uma observação mais homogênea em relação aos seus atributos. Por exemplo, na extração seletiva de Fe^{+3} e Al^{+3} foi perceptível a predominância do Fe^{+3} em relação ao Al^{+3} em ambas as extrações (oxalato e ditionito), sendo os valores obtidos condizentes com solos de limitado intemperismo,

evidenciado nas relações de Fe_{ox}/Fe_{dcb} , superiores a 0,05, valor indicativo da predominância de óxidos de alta cristalinidade (INDA JUNIOR; KAMPF, 2003) (Tabela 7).

Tabela 4. Atributos químicos dos solos estudados ao longo de um gradiente pluviométrico

Horizontes		pH (1:2,5)		Complexo Sortivo (cmol _c kg ⁻¹)								P	C	100 Na ⁺
Símb.	Prof. (cm)	H ₂ O	KCl	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	S.B.	Al ³⁺	H+Al	(T)	(mg Kg ⁻¹)	(g Kg ⁻¹)	T (%)
P-BS- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico salino														
A	0-8	6,75	5,85	4,22	2,40	0,29	0,17	7,08	0,19	2,30	9,38	23,96	11,45	1,81
E	8-26	6,70	4,95	2,92	2,56	0,23	0,10	5,81	0,10	1,86	7,67	3,20	4,01	1,30
Btn	26-67	7,25	4,30	6,55	8,69	0,03	3,93	19,20	0,14	2,02	21,22	6,17	2,06	18,52
Crn	67-96+	8,95	6,50	4,43	5,65	0,06	5,34	15,48	0,10	1,27	16,75	76,07	1,34	31,88
P-LO- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico														
Ap	0-10	5,80	4,90	2,60	0,85	0,29	0,05	3,79	0,10	2,83	6,62	174,33	7,38	0,76
A	10-25	5,50	4,75	3,16	0,72	0,17	0,05	4,10	0,10	2,57	6,67	147,32	4,44	0,75
E1	25-39	5,95	4,95	3,12	1,35	0,16	0,07	4,70	0,10	2,04	6,74	162,48	2,80	1,04
E2	39-48	6,35	5,00	3,11	1,98	0,17	0,16	5,42	0,10	2,31	7,73	144,42	2,64	2,07
2Bt	48-65	6,25	4,40	7,76	9,84	0,42	0,98	19,00	0,19	3,46	22,46	140,71	3,42	4,36
2Btn	65-90	6,45	4,95	9,70	15,68	0,31	1,85	27,54	0,19	2,87	30,41	144,50	3,76	6,08
2Crn	90-115+	6,80	4,90	6,85	10,85	0,11	1,72	19,53	0,19	2,53	22,06	497,11	1,88	7,80
P-CA- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico típico														
Ap1	0-10	5,35	4,00	5,08	15,13	0,16	0,28	20,65	0,19	6,57	27,22	145,02	11,00	1,03
Ap2	10-22	6,20	4,50	5,95	17,63	0,09	0,65	24,32	0,10	5,14	29,46	136,09	8,54	2,21
An	22-48	7,70	5,75	6,01	18,77	0,04	2,44	27,26	0,10	2,08	29,34	99,39	7,12	8,32
2Btn1	48-72	8,30	6,50	5,79	23,92	0,02	7,51	37,24	0,14	0,18	37,42	5,60	3,49	20,07
2Btn2	72-105	8,50	6,50	5,09	24,51	0,04	6,72	36,36	0,10	0,46	36,82	4,28	1,84	18,25
2BCn	105-135	8,65	6,35	6,14	8,21	0,04	5,78	20,17	0,10	0,36	20,53	20,19	1,25	28,15
2Crn	135-150+	8,05	5,90	4,96	20,77	0,05	3,08	28,86	0,10	0,81	29,67	287,76	0,65	10,38

(Símb.) – Símbolo; (Prof) - Profundidade; (S.B.) – Soma de Bases; (T) – Capacidade de troca de cátions a pH 7.

Tabela 5. Valores semiquantitativos de óxidos determinados por FRX, nos solos estudados ao longo de um gradiente pluviométrico

Horizontes		Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Fe ₂ O _{3t}	MnO	PF
Símb.	Prof. (cm)	%										
P-BS- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico salino												
A	0-8	1,17	0,65	12,30	72,57	0,11	5,03	1,17	0,52	2,60	nd	3,62
E	8-26	1,02	0,73	13,16	72,59	0,07	4,89	0,92	0,63	3,26	0,08	2,44
Btn	26-67	1,52	4,92	16,45	54,38	0,13	3,31	3,26	1,37	10,31	0,19	3,87
Crn	67-96+	1,53	4,94	16,54	54,68	0,13	3,33	3,28	1,38	10,37	0,19	3,34
P-LO- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico												
Ap	0-10	2,11	0,49	12,78	72,47	0,18	5,04	1,99	0,50	1,90	0,04	2,09
A	10-25	2,25	0,51	13,16	72,44	0,16	4,69	2,11	0,52	2,05	0,04	1,73
E1	25-39	2,27	0,56	13,41	72,44	0,15	4,69	2,07	0,52	2,04	0,03	1,49
E2	39-48	2,33	0,66	13,56	71,34	0,14	4,81	2,05	0,52	2,60	0,04	1,63
2Bt	48-65	2,18	1,69	16,97	59,74	0,14	3,04	1,80	1,13	7,85	nd	5,08
2Btn	65-90	2,15	2,18	17,45	57,97	0,12	2,65	1,41	1,20	9,24	0,05	5,02
2Crn	90-115+	2,66	3,17	16,62	56,82	0,27	3,27	2,48	1,30	9,40	0,10	3,31
P-CA- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico típico												
Ap1	0-10	1,47	1,32	13,69	67,70	0,25	3,03	2,40	0,86	5,09	nd	3,74
Ap2	10-22	1,53	1,32	14,20	66,90	0,29	2,97	2,69	0,97	5,27	0,09	3,30
An	22-48	1,55	1,09	14,58	66,53	0,21	3,06	2,73	1,02	5,29	0,09	3,38
2Btn1	48-72	1,21	0,71	15,27	68,00	0,04	1,98	1,39	1,06	5,77	nd	4,19
2Btn2	72-105	1,31	0,64	13,87	71,34	0,03	1,89	1,30	0,90	4,89	0,02	3,51
2BCn	105-135	1,69	1,16	14,52	69,13	0,06	2,48	1,77	0,97	5,06	nd	2,84
2Crn	135-150+	2,62	2,66	16,10	61,15	0,33	3,95	3,35	1,08	6,47	nd	1,90

(Símb.) – Símbolo; (Prof) - Profundidade; (PF) – Perda ao fogo; (nd) – não detectado.

Tabela 6. Fator de enriquecimento a partir dos valores semiquantitativos de óxidos determinados por FRX nos solos estudados

Horizontes		Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	Fe ₂ O _{3t}
Símb.	Prof. (cm)								
P-BS- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico salino									
A	0-8	2,03	0,35	1,97	3,52	2,25	4,01	0,95	0,67
E	8-26	1,46	0,32	1,74	2,91	1,18	3,22	0,61	0,69
Btn	26-67	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00
Crn	67-96+	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
P-LO- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico									
Ap	0-10	2,06	0,40	2,00	3,32	1,73	4,01	2,09	0,53
A	10-25	2,11	0,40	1,98	3,19	1,48	3,59	2,13	0,55
E1	25-39	2,13	0,44	2,02	3,19	1,39	3,59	2,09	0,54
E2	39-48	2,19	0,52	2,04	3,14	1,30	3,68	2,07	0,69
2Bt	48-65	0,94	0,61	1,17	1,21	0,60	1,07	0,83	0,96
2Btn	65-90	0,88	0,75	1,14	1,11	0,48	0,88	0,62	1,06
2Crn	90-115+	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
P-CA- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico típico									
Ap1	0-10	0,70	0,62	1,07	1,39	0,95	0,96	0,90	0,99
Ap2	10-22	0,65	0,55	0,98	1,22	0,98	0,84	0,89	0,91
An	22-48	0,63	0,43	0,96	1,15	0,67	0,82	0,86	0,87
2Btn1	48-72	0,47	0,27	0,97	1,13	0,12	0,51	0,42	0,91
2Btn2	72-105	0,60	0,29	1,03	1,40	0,11	0,57	0,47	0,91
2BCn	105-135	0,72	0,49	1,00	1,26	0,20	0,70	0,59	0,87
2Crn	135-150+	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

(Símb.) – Símbolo; (Prof) – Profundidade.

É visível um decréscimo da relação Fe_{ox}/Fe_{dc} (Tabela 7) em profundidade (horizontes Bt), reflexo do aumento de formas cristalinas de ferro no local, ratificado pela presença de mosqueados em subsuperfície do P-LO e P-CA (Tabela 2).

Tabela 7. Extração seletiva de Fe e Al, nos solos estudados

Horizontes		Fe Oxalato	Al Oxalato	Fe DCB	Al DCB	Fe _{ox} /Fe _{dc}
Símb.	Prof. (cm)	g kg ⁻¹				
P-BS- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico salino						
A	0-8	0,91	0,35	5,25	0,80	0,17
E	8-26	1,13	1,00	7,95	0,74	0,14
Btn	26-67	0,66	0,65	9,81	1,36	0,07
Crn	67-96+	1,14	1,56	5,94	1,07	0,19
P-LO- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico						
Ap	0-10	0,59	0,62	3,81	0,37	0,16
A	10-25	0,90	0,81	2,38	0,26	0,38
E1	25-39	0,57	0,73	2,31	0,21	0,24
E2	39-48	0,89	0,57	3,46	0,18	0,26
2Bt	48-65	1,69	1,00	8,62	1,06	0,20
2Btn	65-90	1,96	1,08	11,94	2,94	0,16
2Crn	90-115+	2,31	0,71	11,28	0,66	0,21
P-CA- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico típico						
Ap1	0-10	3,65	1,10	10,01	0,69	0,36
Ap2	10-22	3,66	0,76	7,82	1,25	0,47
An	22-48	4,10	0,81	9,17	0,60	0,45
2Btn1	48-72	1,89	1,29	8,37	1,95	0,23
2Btn2	72-105	1,04	0,95	6,06	1,79	0,17
2BCn	105-135	0,68	0,55	3,09	1,03	0,22
2Crn	135-150+	1,02	0,75	7,23	1,36	0,14

(Símb.) – Símbolo; (Prof) – Profundidade.

Os ciclos de umedecimento e secagem ocorrentes nesses solos, proporcionam a dissolução redutora e consequente remoção das formas de Fe mais leve (HU et al., 2019), as quais são adsorvidas em óxidos de Fe estáveis, precipitam na forma de outros minerais em posições mais profundas do perfil (SCHUTH et al., 2015) ou formam nódulos (CORINGA et al., 2012), os quais foram observados em todos os horizontes superficiais dos perfis avaliados e no 2Btn1 do P-CA (Tabela 8).

4.3.3 Atributos micromorfológicos e mineralógicos

As microestruturas analisadas apresentam uma relativa uniformidade quanto a distribuição de seus componentes ao longo dos perfis (Figura 4), exceto no P-LO, em que a uma significativa redução do material grosso do horizonte Ap para os subsuperficiais (Figura 4-e, f, g, h), sugerindo um forte indício de descontinuidade litológica no perfil, ratificando os valores de uniformidade calculados para o mesmo (Tabela 3).

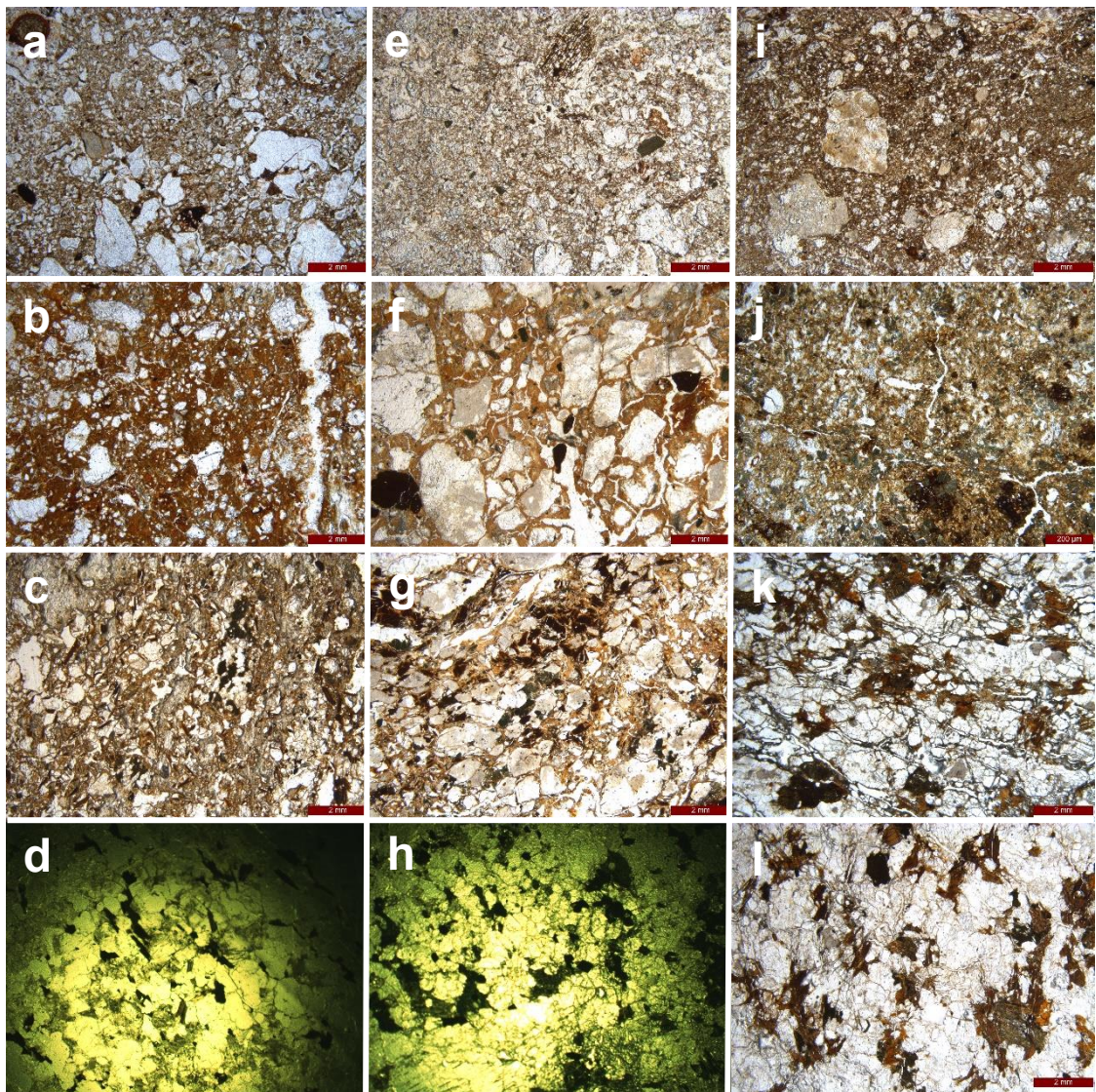


Figura 4. Fotomicrografias dos componentes dos solos estudados (10x), sob luz polarizada. a-P-BS(A); b-P-BS(Btn); c-P-BS(Crn); d-P-BS(R); e-P-LO(Ap); f-P-LO(2Bt); g-P-LO(2Cm); h-P-LO(2R); i-P-CA(Ap1); j-P-CA(2Bt1); k-P-CA(2Cm); l-P-CA(2RCr)

Não foram identificados indícios de eluviação/iluviação entre os horizontes de todos os perfis, evidenciado pelo arestamento e arranjo dos microagregados, que não parecem relacionar-se com deposição.

Quartzo, feldspatos, hornblenda e micas (Tabela 8, Figura 5 e Figura 6), foram os principais minerais identificados na fração grossa dos perfis estudados, variando de 60% (quartzo) a >1% (hornblenda), entre horizontes. Ocorrendo uma redução do material grosso nos horizontes Bt, ao longo dos perfis (Tabela 8).

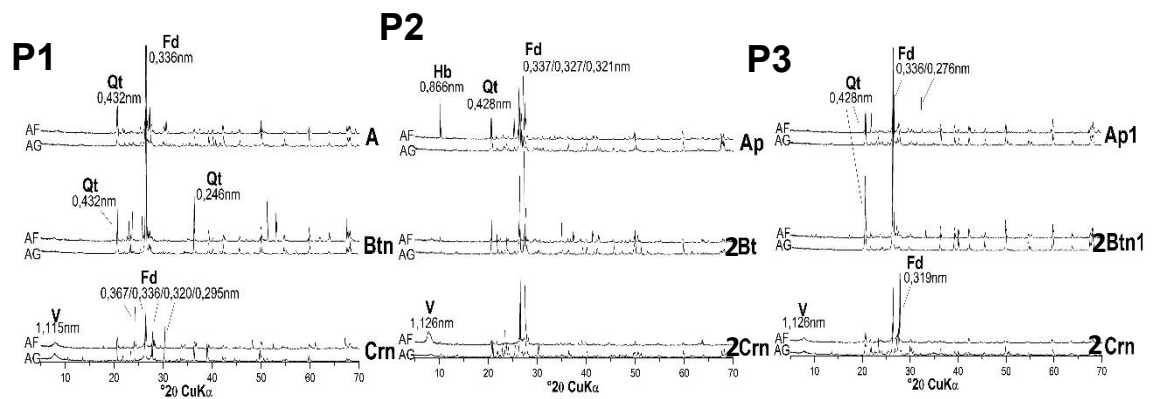


Figura 5. Difratoqramas de raios-X da fração areia dos perfis estudados. Qt-Quartzoz; Fd-Feldspatos; Hb-Hornblenda; V-Vermiculita. P1 (P-BS); P2 (P-LO); P3 (P-CA)

A alteração mineralógica promoveu a formação de material fino variando de amarelo a vermelho (Tabela 8), reflexo da alteração dos minerais hornblenda e principalmente biotita, ricos em Fe (KAJDAS; MICHALIK; MIGÓN, 2017) (Figura 6).

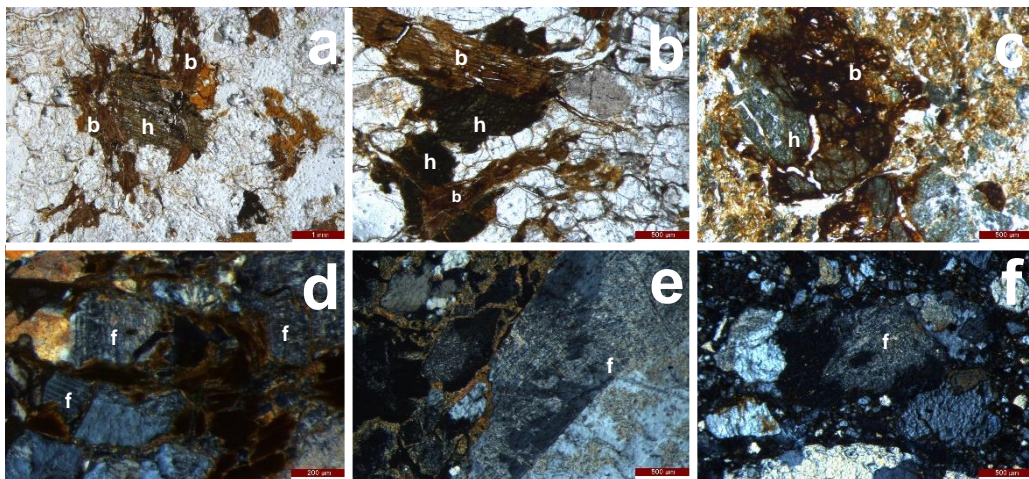


Figura 6. Fotomicrografias dos minerais em alteração, sob luz polarizada (a; b; c) e luz polarizada cruzada (d; e; f). a- Associação de hornblenda e biotita pouco alteradas, 2RCr do P-CA (20x); b- Associação de hornblenda e biotita, estando a biotita mais alterada, 2Crn do P-CA (40x); c- Incipiente alteração da hornblenda e produto da alteração da biotita, 2Bt1 do P-CA (40x); d- Feldspatos em incipiente alteração, 2Crn do P-LO (100x); e- Feldspatos em incipiente alteração, 2Bt do P-LO (40x); f- Feldspatos em incipiente alteração, Ap do P-LO (40x). f- Feldspato; h-Hornblenda; b-Biotita

Tabela 8. Atributos micromorfológicos dos solos estudados

Horizontes	Componentes (%)			Material fino	Material grosso (%)	Distribuição relativa	Microestrutura	Porosidade	Pedofeição
	MG	MF	P						
P-BS- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico salino									
A	70	25	5	Bruno amarelado (LT) e amarelo (LI)	Qt (41), Fd (25), Bt (1), Hb (<1), Nd (<1) e R (1)	Gefúrica, quitônica e porfírica	Grãos	Cavidades e canais	Nd de Fe; Ex.; Biotubulos
Btn	35	60	5	Amarelo-avermelhado (LT) e amarelo (LI)	Qt (16), Fd (7), Bt (5) e R (<1).	Porfírica	Blocos angulares	Fissuras, câmaras; e pequenos canais	Ex. (pr.)
Crn	78	16	6	Amarelo-avermelhado (LT) e amarelo (LI)	Bt (29), Qt (29), Fd (18) e Hb (2)	Porfírica	Maciça	Pequenos canais, cavidades e fissural	Ausentes
R	-	-	-	-	Bt (15), Qt (50), Fd (35): (O (40), Pg (20) e m (40)), e Hb (2)	-	-	-	-
P-LO- PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico									
Ap	68	20	12	Amarelo-avermelhado (LT) e amarelo (LI)	Qt (59); Fd (5); Hb (2); Nd (<1) e R (<1)	Gefúrica-quitônica	Grãos (Complexa)	Cavidades e pequenos canais	Nd de Fe
2Bt	60	32	8	Amarelo (LT) e amarelo (LI)	Qt (37), Fd (20), Hb (2) e Bt (<1).	Porfírica	Blocos subangulares	Fissural, pequenos canais e câmaras	Ex. (pr.)
2Crn	72	20	8	Amarelo (LT) e amarelo (LI)	Bt (30), Qt (22), Hb (12) e Fd (8)	Porfírica	Maciça	Fissural	RG (PTH)
2R	-	-	-	-	Qt (50), Fd (20): (O (30), Pg (50) e m (20)), Bt (15) e Hb (15)	-	-	-	-
P-CA- PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico típico									
Ap1	50	40	10	Amarelado (LT) e amarelo (LI)	Qt (42), Hb (2), Fd (raros:<1), R (1), Nd (1), Bt (1), Mc (1) e FR (1)	Porfírica	Blocos subangulares.	Cavidade e fissural	Nd de Fe e Mn
2Btn1	43	41	16	Amarelo (LT) e amarelo (LT)	Hb (35), Qt (5), Bt (1), Nd (1) e FR (1)	Porfírica	Blocos angulados	Cavidades, fissuras, câmaras e canais	Nd de Fe
2Crn	86	8	6	Vermelho-amarelado (LT) e amarelo (LI)	Qt (60), Fd (20), Bt (13) e Hb (7)	Porfírica	Fissural	Fissura	RG (PTH)
2Rcr	95	2	3	Amarelo-avermelhado e vermelho (LT)	Qt (60), Fd (20), Bt (13) e Hb (7)	Porfírica	Maciça	Fissural	Ausentes

(MG)-Material grosso; (MF)-Material fino; (P)-Poros; (LT)-Luz transmitida; (LI)-Luz incidente; (Qt)-Quartzo; (Fd)-Feldspato; (O)-Ortoclásio; (Pg)-Plagioclásio; (m)-Microclina (Hb)-Hornblenda; (Bt)-Biotita; (Mc)-Muscovita; (Nd)-Nódulos; (R)-Raízes; (FR)-Fragmento de rocha; (RG)-Revestimento de grãos; (PTH)-Provável translocação no horizonte; (Ex.)-Excrementos; (pr.)-preservados.

O intemperismo da biotita foi mais atuante nos horizontes Bt, dos três perfis (Figura 6c), havendo significativa redução nos teores de tal mineral dos horizontes Cr em relação aos Bt, mudanças de até 30% (P-LO) (Tabela 8). Sendo tal mineral, de grande importância para formação de material fino, principalmente argila em subsuperfície, como evidenciado por Oliveira et al. (2008) e Parahyba et al. (2010) em solos do semiárido brasileiro.

A presença de hornblenda e biotita associadas, foi frequente nos horizontes de todos os perfis, sendo discrepante a alteração entre as duas. Foi comum a coexistência de hornblenda pouco alterada e biotita em avançado grau de alteração, principalmente nos horizontes Bt (Figura 6c; Figura 7). Ferreira et al. (2016), estudando Planossolos ao longo de Pernambuco, enfatizaram a estabilidade de anfibólios no meio.

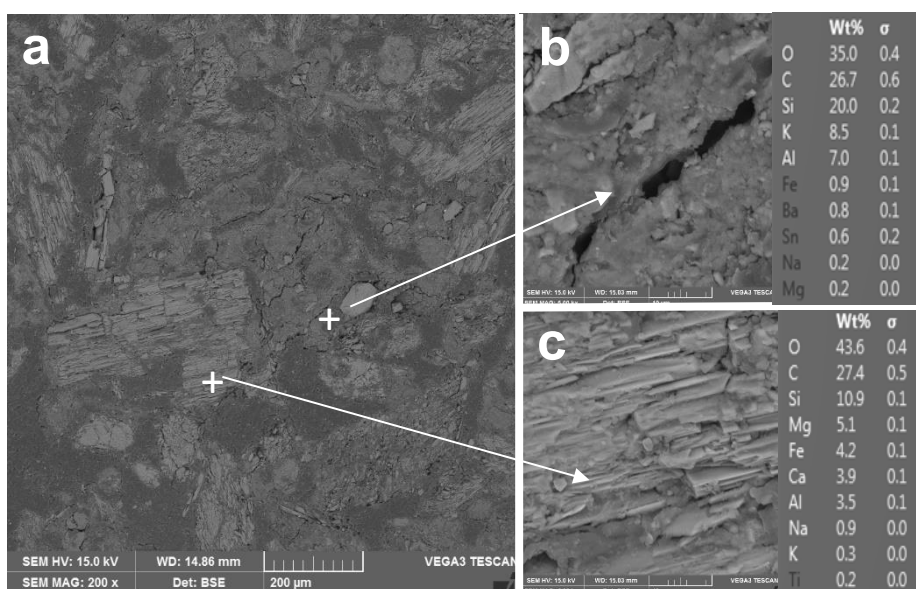


Figura 7. Fotomicrografias de lâminas delgadas analisadas no MEV no 2Bt_n1 do P-CA. a- Associação entre hornblenda e produto da alteração da biotita; b- MEV/EDS da biotita alterada; c- MEV/EDS da hornblenda em incipiente alteração

A biotita é um mineral preferencialmente alterado na rocha (PYE, 1986), favorecendo uma expansão volumétrica e consequente presença de microfissuras (PARIZEK; GIRTY, 2014; KAJDAS; MICHALIK; MIGÓN, 2017). A oxidação do mineral provoca quebra estrutural, conduzindo a um enfraquecimento do tecido rochoso, facilitando a entrada de oxigênio e água, aumentando os processos de oxidação e dissolução no meio (ISHERWOOD; STREET, 1976; TAYLOR; EGGLETON, 2001; BUSS et al., 2008). A influência dos organismos, acentuam tal processo, seja pela liberação de compostos que aumentam a alteração, ou absorção de nutrientes liberados pelos minerais, como K (LEYVAL; BERTHELIN, 1991; WONGFUN et al., 2013).

Os fluidos que permeiam entre as fissuras, favorecem a dissolução de plagioclásios (BUSS et al., 2008). Sendo a ordem natural de alteração, hornblenda antes ou até concomitante a biotita (KAMPF; CURI; MARQUES, 2009), o que não foi observado ao decorrer da pesquisa. A diferença elementar entre tais minerais (Figura 8), foi decisiva para direcionar as rotas de alteração.

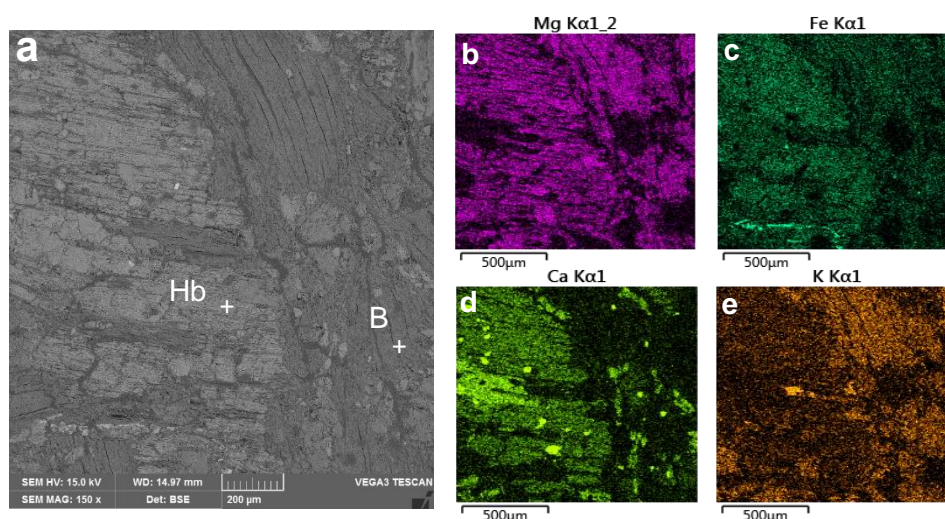


Figura 8. Fotomicrografia de MEV no 2RCr do P-CA. a- Associação entre hornblenda e biotita pouco alteradas; b- Mapa quantitativo de Mg na associação entre hornblenda e biotita, utilizando MEV/EDS; c- Mapa quantitativo de Fe na associação entre hornblenda e biotita, utilizando MEV/EDS; d- Mapa quantitativo de Ca na associação entre hornblenda e biotita, utilizando MEV/EDS; e- Mapa quantitativo de K na associação entre hornblenda e biotita, utilizando MEV/EDS

A presença de mais cálcio na hornblenda foi o principal condicionante para preservação de sua estrutura em relação a biotita (Figura 8d).

A preferencial alteração dos plagioclásios em relação aos feldspatos potássicos (PYE, 1986; WAKATSUKI; TANAKA; MATSUKURA, 2005; PARIZEK; GIRTY, 2014), favoreceu a liberação de íons de cálcio no sistema, retardando o intemperismo da hornblenda, já que a concentração das espécies dissolvidas permaneceu em equilíbrio com as sólidas (TAYLOR; EGGLETON, 2001). A alteração prioritária dos plagioclásios, em relação a hornblenda, deu-se pela abundância desse mineral no meio (Tabela 8). O aumento dos teores de cálcio trocáveis (Tabela 4), simultâneo a redução dos teores totais (Tabela 5), é um forte indício da alteração dos plagioclásios (VÁZQUEZ et al., 2016).

A alteração dos plagioclásios favoreceu ainda mais a corrosão da rocha e consequente aumento no intemperismo (EGGLETON, 2017), com consequente formação de minerais de argila diversos. Os minerais primários favoreceram a liberação de elementos como Ca, Mg, Al, Si, dentre outros (Figura 9), relacionados aos processos de formação e neoformação de

minerais, sendo o fator material de origem, de grande importância na formação dos minerais de argila (TAZIKHEH et al., 2017).

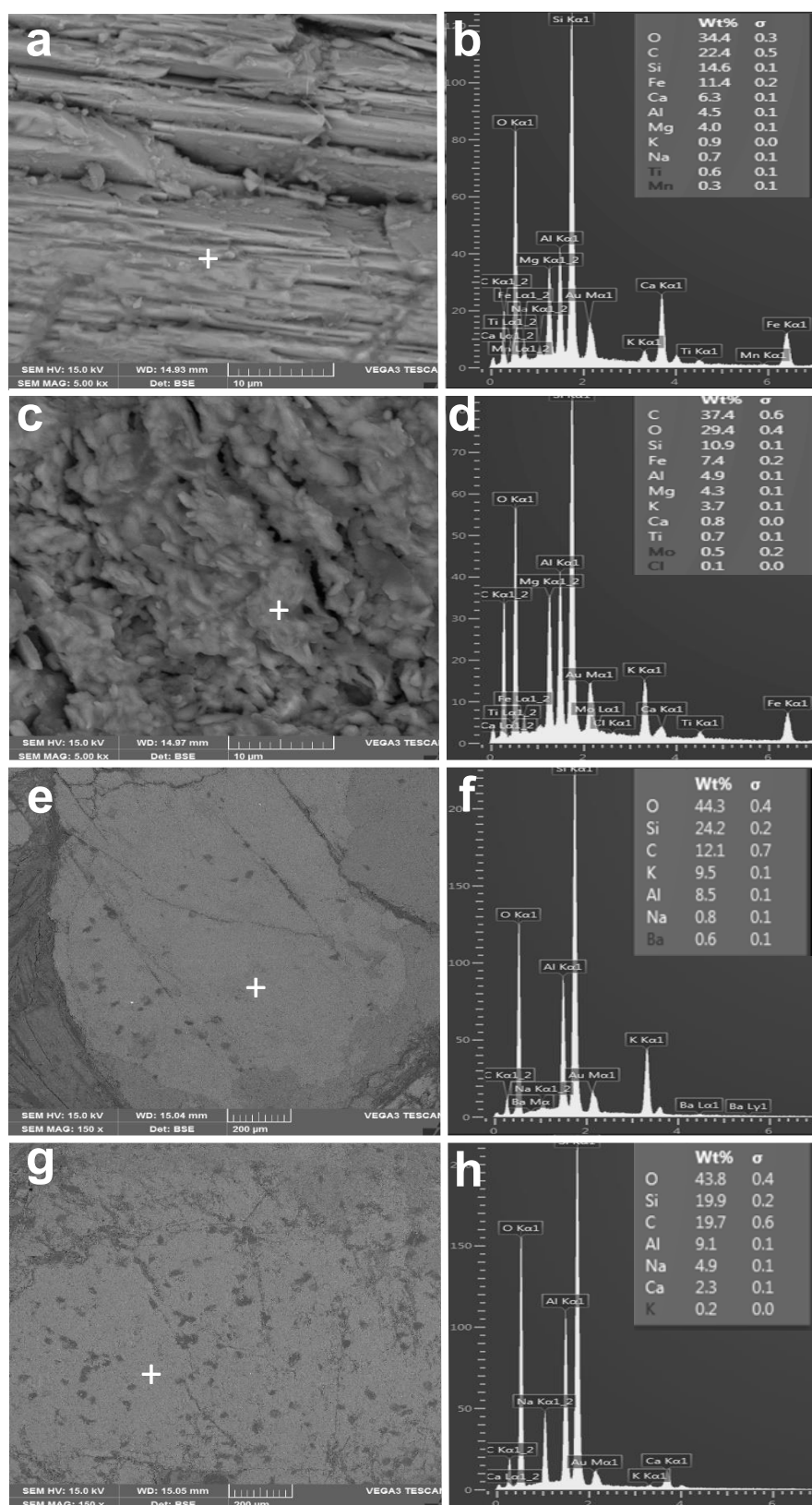


Figura 9. Fotomicrografia de MEV/EDS dos minerais primários alteráveis. a- Imagem de MEV da hornblenda no 2RCr do P-CA; b- Análise de EDS da hornblenda no 2RCr do P-CA; c- Imagem de MEV da biotita no 2RCr do P-CA; d- Análise de EDS da biotita no 2RCr do P-CA; e- Imagem de MEV do feldspato-K no 2Crn do P-LO; f- Análise de EDS do feldspato-K no 2Crn do P-LO; g- Imagem de MEV do feldspato-Ca/Na no 2Bt do P-LO; h- Análise de EDS do feldspato-Ca/Na no 2Bt do P-LO

A alteração da biotita no sistema, é acompanhada de sua substituição por vermiculita (TAYLOR; EGGLETON, 2001), mineral encontrado na fração areia e silte no horizonte Crn de todos os perfis (Figura 5; Figura 10).

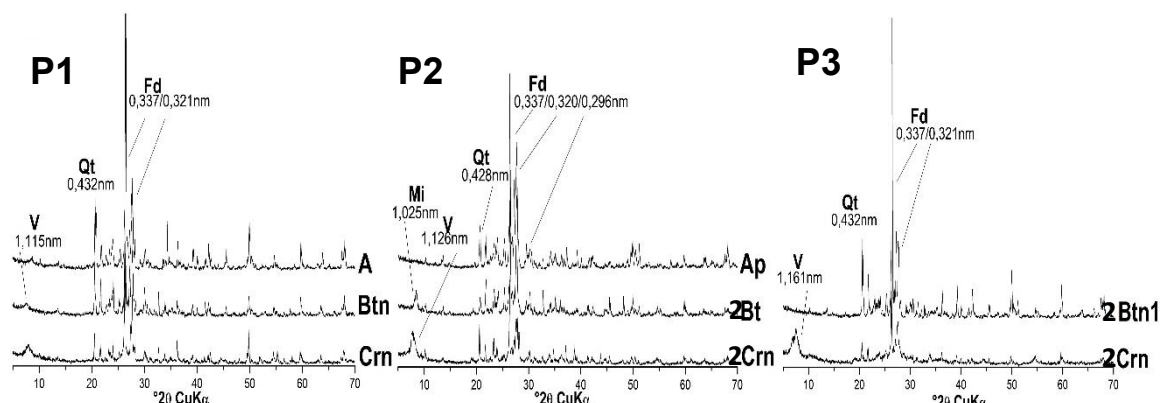


Figura 10. Difratomogramas de raios-X da fração silte dos perfis estudados. Qt-Quartzo; Fd-Feldspatos; Hb-Hornblenda; V-Vermiculita; Mi-Mica. P1 (P-BS); P2 (P-LO); P3 (P-CA)

A fração silte e argila dos solos estudados, é composta por vários minerais primários, como quartzo, feldspatos, hornblenda (P-BS) (Figura 10; Figura 11), reflexo de incipiente alteração, principalmente no P-BS, no qual é observado a presença de hornblenda na fração argila (Figura 11).

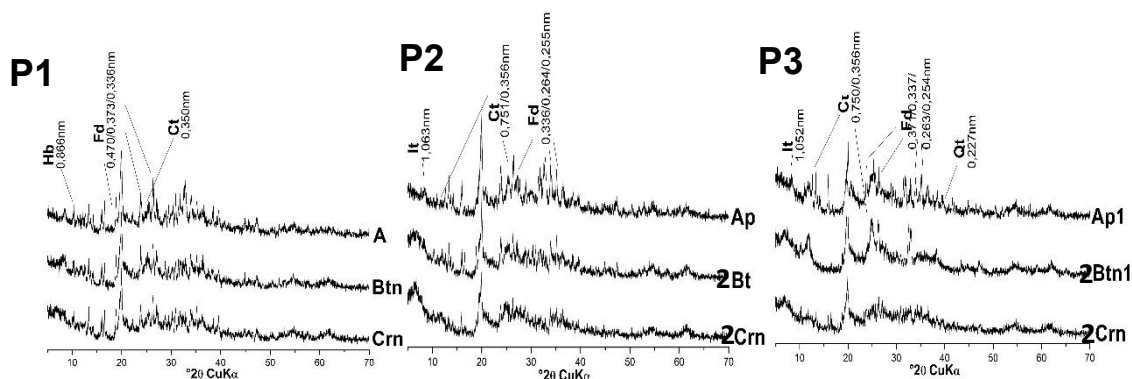


Figura 11. Difratomogramas de raios-X da fração argila dos perfis estudados. Qt-Quartzo; Fd-Feldspatos; Hb-Hornblenda; Ct-Caulinita; It-Ilita. P1 (P-BS); P2 (P-LO); P3 (P-CA)

Os principais minerais secundários foram esmectita e caulinita (Figura 12). Sendo a caulinita mais afluyente no P-CA, refletido no pico de maior intensidade nos difratogramas, indicando maior alteração intempérica, em conjunto com a redução de minerais menos alterados como illita, nos mesmos horizontes, quando relacionados aos dos demais perfis (Figura 12).

Os solos apresentaram baixo grau de desenvolvimento, mesmo com gradiente climático. Apesar da incipiente alteração intempérica, foi perceptível a influência climática na formação

dos solos, sendo o P-CA, mais profundo e com mais evidente alteração mineralógica. Refletindo nas características químicas do perfil, como maior teor de Mg^{2+} trocável no sistema (Tabela 4).

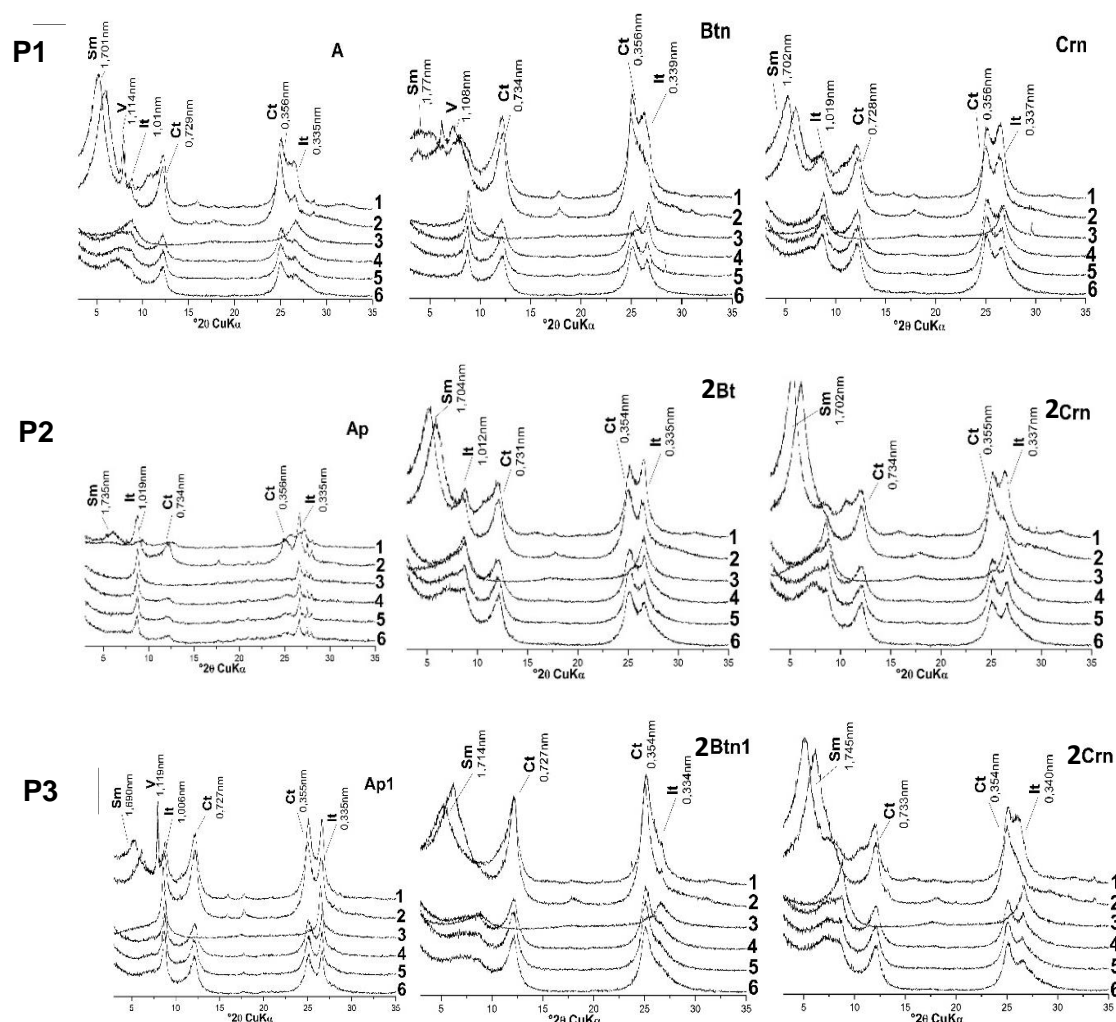


Figura 12. Difratogramas de raios-X da fração argila tratada. Tratamentos: 1-Mg+Glicerol; 2-Mg; 3-K a 550°; 4-K a 350°; 5-K a 110°; 6-K a 25°. V-Vermiculita; Ct-Caulinita; Sm-esmectita; It-Ilita. P1 (P-BS); P2 (P-LO); P3 (P-CA)

A alteração mineralógica e liberação de elementos ao meio, influenciaram diretamente na formação de minerais de argila, como da esmectita, sendo ambientes ricos em magnésio favoráveis a neoformação do mineral (HARDER, 1972; FURQUIM et al., 2010), oriundos, principalmente, da alteração da biotita. A presença de montmorilonita no 2Btn1 do P-CA ratifica tal afirmação (Figura 14).

A neogênese de esmectitas são ocorrentes em regiões mais profundas do solo (BORCHARDT, 1989), posição com maior teor do mineral no P-LO e P-CA, evidenciado por picos de maior intensidade nos difratogramas, sugerindo maior quantidade (Figura 12; Figura 13), refletindo na alta CTC dos solos (Tabela 4).

As esmectitas e caulinitas presentes nos solos estudados, foram resultado da transformação de minerais primários e neoformação a partir da solução de saturação do solo (AZEVEDO; TORRADO, 2009; KAMPF et al.,2012) sendo evidenciado pela presença dos minerais na fração argila total e em menor proporção na fina (Figura 13), sugerindo que a transformação foi a principal via de formação das esmectitas e caulinitas, por meio dos processos de mono e bissialitização.

A assimetria visualizada a 0,72nm nas argilas orientadas, amplificada quando submetida a saturação com glicerol (Figura 12) é um forte indício da presença de interstratificação no ambiente, como observado por Silva et al. (2019) em Planossolos no sul do Brasil. Após saturação com K e aquecimento a 550°C houve o colapso da caulinita acompanhado de considerável aumento nos picos 1,00/1,01nm (Figura 12) indicativos de mica, evidenciando possível presença de interstratificados do tipo mica-caulinita, vermiculita-caulinita e esmectita-caulinita, já que todos os minerais coexistem no sistema.

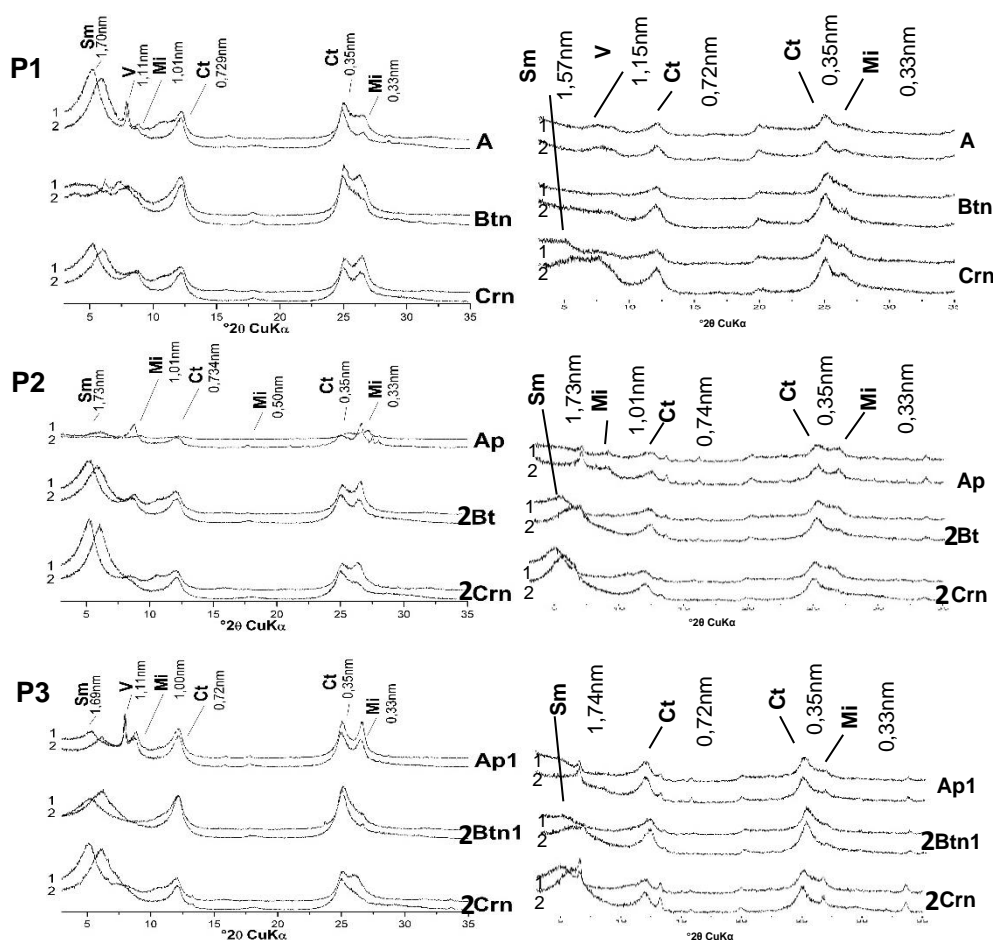


Figura 13. Difratomogramas de raios-X da fração argila total (esquerda) e argila fina (direita) tratadas. Tratamentos: 1-Mg+Glicerol; 2-Mg. V-Vermiculita; Ct-Caulinita; Sm-esmectita; Mi-Mica. P1 (P-BS); P2 (P-LO); P3 (P-CA)

Beidélita/Nontronita e montmorilonita foram as esmectitas identificadas ao longo dos perfis (Figura 14).

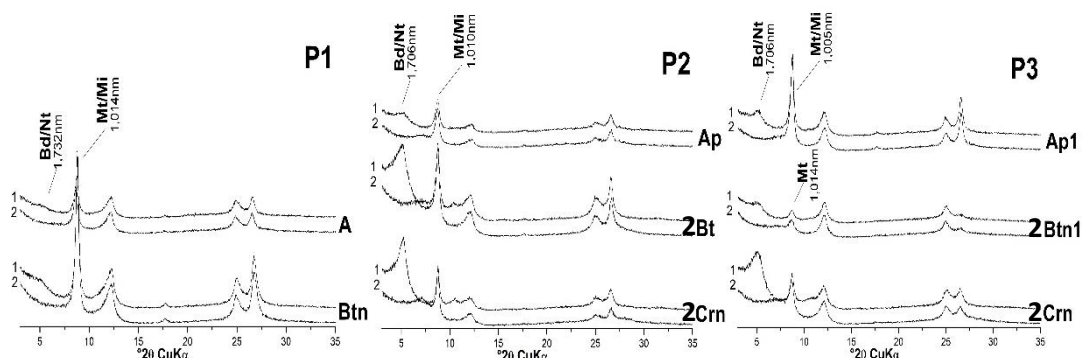


Figura 14. Difratogramas de raios-X da fração argila. Teste de Greene-Kelly. Tratamentos: 1- Li+Glicerol; 2-Li. Bd/Nt- Beidélita/Nontronita; Mi/Mt- Mica/Montmorilonita; Mt- Montmorilonita. P1 (P-BS); P2 (P-LO); P3 (P-CA)

A caulinita neoformada é, provavelmente, a partir do produto de alteração dos plagioclásios e biotita (ALLEN; HAJEK, 1989; TAYLOR; EGGLETON, 2001), já que a incipiente alteração dos ortoclásios é marcada pela presença de sericitas na superfície do mineral (Figura 15). Sendo a caulinita comum nos horizontes superficiais (CORNELIS et al., 2014; DUMON et al., 2014), favorecidos pela melhor drenagem da região, entretanto, presentes em subsuperfície igualmente (Figura 13).

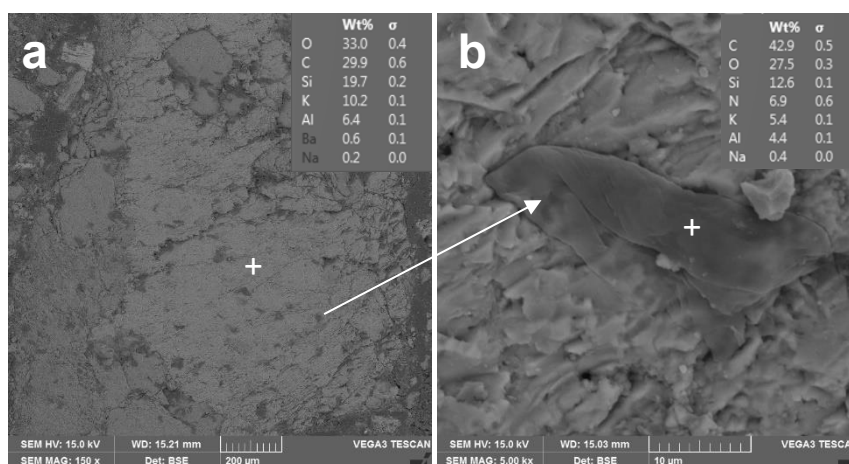


Figura 15. Fotomicrografia de MEV/EDS da alteração de feldspato-K no horizonte Ap do P-LO. a- MEV/EDS de feldspato-K em incipiente alteração. b- MEV/EDS do produto da alteração do feldspato-K (Sericita)

A presença de colúvios em superfície e alteração mineralógica, com enriquecimento de argila em subsuperfície, influenciou nas propriedades hidráulicas do solo (MARESCHAL; TURPAULT; RANGER, 2015), favorecendo a formação de um lençol freático suspenso, em determinadas épocas do ano, e consequente ciclos de umedecimento e secagem capazes de

formar massas de argila orientada (SILVA et al., 2019) dentro dos horizontes (P-LO-2Crn e P-CA-2Cm) (Tabela 8).

Apesar da limitação de drenagem, e consequente limitante alteração mineralógica, pode-se observar um padrão de alteração correspondente a variação climática, com tendência de aumento de minerais mais intemperizados do P-BS ao P-CA (Figura 16), mostrando, que mesmo incipiente, o gradiente climático é atuante em tais solos. Sendo o CIA o mais sensível a essas condições (SANTOS et al., 2017).

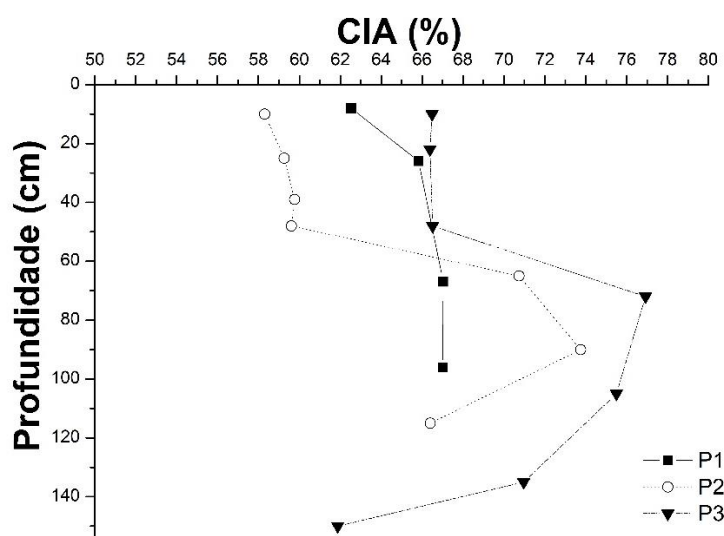


Figura 16. Índice de intemperismo dos perfis estudados. P1 (P-BS); P2 (P-LO); P3 (P-CA).

Os valores de CIA em superfície variaram de 58 (P-LO-Ap) a 66% (P-CA-Ap1) e em subsuperfície de 67 (P-BS-Btn) a 76% (P-CA-2Btn1). A aparente limitada alteração em superfície é decorrente da contribuição coluvial no ambiente, favorecendo um rejuvenescimento mineralógico na área. Em subsuperfície, foi observado a tendência de superior alteração no local com maior precipitação pluviométrica, seguindo o padrão de alteração em relação ao gradiente climático, como observado nas teorias de Jenny (1941).

4.4 Conclusões

A variação textural observada nos Planossolos estudados, teve como principal motivo, a contribuição de colúvios em superfície e alteração mineralógica em subsuperfície para o P-LO e P-CA, e alteração mineral com provável retrabalhamento superficial no P-BS.

A alteração de minerais primários, principalmente dos feldspatos-Ca/Na e biotita, favoreceu a formação de argila *in situ* nos horizontes subsuperficiais, tendo como principais minerais secundários formados a caulinita e esmectita.

A transformação mineralógica, foi mais atuante na formação dos minerais da fração argila.

O limitado intemperismo da hornblenda em relação à biotita foi condicionado pela saturação do meio com cálcio, liberado da alteração dos plagioclásios.

Apesar da incipiente alteração intempélica, o gradiente climático foi atuante na diferenciação mineralógica dos perfis, favorecendo o maior desenvolvimento dos solos presentes nas regiões com índice pluviométrico maior.

Referências

AB'SÁBER, A. N. **Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. 5 ed. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003. 160 p.

ALLEN, B. L.; HAJEK, B. F. Mineral occurrence in soil environments. In: DIXON, J.B.; WEED, S. B. **Minerals in Soil Environments**. 2 ed. USA: Soil Science Society of America, 1989, p.199-264.

ALMEIDA, B.G. **Métodos alternativos de determinação de parâmetros físicos do solo e uso de condicionadores químicos no estudo da qualidade do solo**. 2008. 103 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Superior de Agricultura Luiz de Queiroz. Piracicaba, São Paulo, 2008.

APAC, Agência Pernambucana de água e climas. **Meteorologia**. Disponível em: <<http://www.apac.pe.gov.br/meteorologia/#>>. Acesso em 10 de junho 2019.

ARAÚJO FILHO, J. C.; ARAÚJO, M. S. B.; MARQUES, F. A.; LOPES, H. L. Solos. In: TORRES, F. S. D. M.; SANTOS PFALTZGRAFF, P. A. D. **Geodiversidade do estado de Pernambuco, Programa Geologia do Brasil**. Recife: CPRM, 2014. Cap. 7, p. 111-135.

AZEVEDO, A. C.; TORRADO-, P. V. Esmectita, vermiculita, minerais com hidróxientrecamadas e clorita. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e mineralogia do solo parte I - conceitos básicos**. Viçosa, MG: SBCS, 2009. p. 382-426.

BIGARELLA, J. J.; MEIS, M. R. M.; SILVA, J. X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Espaço Aberto**, v. 6, n. 2, p. 165-196, 2016.

BORCHARDT, G. S. In: DIXON, J.B.; WEED, S.B., eds. **Minerals in soils environments**. 2 ed. Madison, Soil Science Society of America, 1989. p. 675-718.

BORTOLUZZI, E. C.; PERNES, M.; TESSIER, D. Mineralogia de partículas envolvidas na formação de gradiente textural em um Argissolo subtropical. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 3, p. 997-1007, 2008. Disponível em: <<https://www.redalyc.org/pdf/1802/180214229008.pdf>>

BRASIL. Ministério da Integração Nacional. **Relatório de Impacto Ambiental – RIMA. Projeto de Integração do Rio São Francisco com as Bacias Hidrográficas do Nordeste Setentrional**. Brasília, 2004. 66 p.

BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soils**. New York: Robert E. Krieger Publishing Company, 1976. 482 p.

BRINKMAN, R. Ferrolysis, a hydromorphic soil forming process. **Geoderma**, Amsterdam, v. 3, n. 3, p. 199-206, 1970. Disponível em: < [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(70\)90019-4](https://doi.org/10.1016/0016-7061(70)90019-4)>

BROWN, G.; BRINDLEY, G.W. **X-ray Diffraction Procedures for clay mineral Identification**. In: _____. London: Mineralogical Society, 1980 chapter 5, p.305-360.

BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T.; BABEL, U. **Handbook for soil thin section description**. Waine Research Publications, Wolverhampton, 1985. 152 p.

BUOL, S.W.; SOUTHARD, R.J.; GRAHAM, R.C.; MCDANIEL, P.A. **Soil genesis and classification**, 6 ed. Nova Jersey: John Wiley – Sons, 2011. 560 p.

BUSS, H. L.; SAK, P. B.; WEBB, S. M.; BRANTLEY, S. L. Weathering of the Rio Blanco quartz diorite, Luquillo Mountains, Puerto Rico: Coupling oxidation, dissolution, and fracturing. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, United Kingdom, v. 72, n. 18, p. 4488-4507, 2008. Disponível em: < <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.06.020>>

BUTT, C. R. M.; BRISTOW, A. P. J. Relief inversion in the geomorphological evolution of sub-Saharan West Africa. **Geomorphology**, Netherlands, v. 185, p. 16-26, 2013. Disponível em: < <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.11.024>>

CHAIRMAN, P.M. **Arid Zone programe world distribution of arid and semi-arid homoclimates**. Paris: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, 1952. 16 p.

CHARDON, D.; GRIMAUD, J. L.; BEAUVAIS, A.; BAMBA, O. West African lateritic pediments: Landform-regolith evolution processes and mineral exploration pitfalls. **Earth-science reviews**, Netherlands, v. 179, p. 124-146, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.02.009>>

CLIMATE-DATA. **Dados climáticos para cidades mundiais**. Disponível em: < <http://www.apac.pe.gov.br/meteorologia/#>>. Acesso em 11 de junho 2019.

CPRM, Serviço Geológico do Brasil. **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea. Diagnóstico do município de Serra Talhada, estado de Pernambuco**. Recife, CPRM/PROODEEM, 2005a.

CPRM, Serviço Geológico do Brasil. **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea. Diagnóstico do município de Belém de São Francisco, estado de Pernambuco**. Recife, CPRM/PROODEEM, 2005b.

CREMEENS, D. L.; MOKMA, D. L. Argillic horizon expression and classification in the soils of two Michigan hydrosequences 1. **Soil Science Society of America Journal**, United States, v. 50, n. 4, p. 1002-1007, 1986. Disponível em: <doi:10.2136/sssaj1986.03615995005000040034x>

CORINGA, E. D. A. O.; COUTO, E. G.; PEREZ, X. L. O.; TORRADO, P. V. Atributos de solos hidromórficos no Pantanal Norte Matogrossense. **Acta Amazonica**, Brasil, v. 42, n. 1, p. 465-472, 2012.

CORNELIS, J.-T.; DUMON, M.; TOLOSSA, A. R.; DELVAUX; DECKERS, J.; RANST, E. V. The effect of pedological conditions on the sources and sinks of silicon in the Vertic Planosols in south-western Ethiopia. **Catena**, Netherlands, v. 112, p. 131-138, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.02.014>>

DAUTEUIL, O.; BESSIN, P.; GUILLOCHEAU, F. Topographic growth around the Orange River valley, southern Africa: A Cenozoic record of crustal deformation and climatic change. **Geomorphology**, Netherlands, v. 233, p. 5-19, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.11.017>>

DUMON, M.; TOLOSSA, A. R.; CAPON, B.; DETAVERNIER, C.; RANST, E. V. Quantitative clay mineralogy of a Vertic Planosol in southwestern Ethiopia: Impact on soil formation hypotheses. **Geoderma**, Amsterdam, 214-215, 184-196 p, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.09.012>>

EGGLETON, R. A. Mineralogy maketh mountains: Granitic landscapes shaped by dissolution. **Geomorphology**, Netherlands, v. 285, p. 363-373, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.016>>

EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro: CNPS, 1997. 212p.

FAO. IUSS Working Group WRB. 2014. World reference base for soil resources. **World Soil Resources Reports N°. 106**. Roma: FAO, 2015. 203 p.

FERREIRA, J. T. P.; RIBEIRO FILHO, M. R.; RIBEIRO, M. R.; SOUZA JÚNIOR, V. S. D.; BITTAR, S. M. B.; SANTOS, R. G. D. Planosols developed in different geoenvironmental conditions in northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 40, 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/18069657rbc20150131>>

FITZPATRICK, E.A. **Soil microscopy and micromorphology**. New York: John Wiley-Sons, 1993. 304 p.

FEIJTEL, T. C.; JONGMANS, A. G.; VAN BREEMEN, N.; MIEDEMA, R. Genesis two Planosols in the Massif Central, France. **Geoderma**, Amsterdam, v. 43, p. 249-269, 1988. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/0016-7061\(88\)90046-8](https://doi.org/10.1016/0016-7061(88)90046-8)>

FURQUIM, S. A. C.; GRAHAM, R. C., BARBIÉRO, L.; NETO, J. Q.; VIDAL-TORRADO, P. Soil mineral genesis and distribution in a saline lake landscape of the Pantanal Wetland, Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, v. 154, n. 3-4, p. 518-528, 2010. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.03.014>>

GEE, G.W.; OR, D. Particle-size analysis. In: DANE, J.H.; TOPP, G.C., eds. **Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods**, Soils Science Society of America, Book Series, n. 598, p. 255-293, 2002.

GREENE-KELLY, R. The identification of montmorillonoids in clays. **Journal of Soil Science**, United States, v. 4, n. 2, p. 232-237, 1953. Disponível em: <<https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1953.tb00657.x>>

GRESENS, R. L. Composition-volume relationships of metasomatism. **Chemical Geology**, Netherlands, v. 2, p. 47-65, 1967. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(67\)90004-6](https://doi.org/10.1016/0009-2541(67)90004-6)>

GROSSMAN, R. B.; REINSCH, T. G. Bulk density and linear extensibility. In: DANE, J. H.; TOPP, G. C. (Ed.). **Methods of soil analysis**. Madison: Soil Science Society of America, pt. 4, p. 201-225, 2002.

GUIMARÃES, I. P.; ALMEIDA C. N.; DOS SANTOS, E. J.; BITTAR, S. M. B. **Geologia e recursos minerais da folha Sapé, SB. 25-YC-II: estados da Paraíba/ Pernambuco**. CPRM– Serviço geológico do Brasil. 2011.

HARDER, H. The role of magnesium in the formation of smectite minerals. **Chemical Geology**, Netherlands, v. 10, n. 1, p. 31-39, 1972. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(72\)90075-7](https://doi.org/10.1016/0009-2541(72)90075-7)>

HOLMGREN, G.G.S. A rapid citrate-dithionite extractable iron procedure 1. **Soil Science Society of America Journal**, United States, v. 31, n. 2, p. 210-211, 1967. Disponível em: <[doi:10.2136/sssaj1967.03615995003100020020x](https://doi.org/10.2136/sssaj1967.03615995003100020020x)>

HORN, B. L. D.; OLIVEIRA, S. F. D.; BRASILINO, R. G.; MORAIS, D. M. F. D.; LIMA, F. J. D. C. **Projeto alto do moxotó – Folha floresta SC. 24-XA-IV: Carta geológica-geofísica**. Recife: CRPM. 2018.

HU, X. F.; ZHAO, J. L.; ZHANG, P. F.; XUE, Y.; AN, B. N.; HUANG, F.; YU, H. M.; ZHANG, G. L.; LIU, X. J. Fe isotopic composition of the Quaternary Red Clay in subtropical Southeast China: Redoxic Fe mobility and its paleoenvironmental implications, **Chemical Geology**, Netherlands, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.07.010>>

INDA JUNIOR, A. V.; KAMPF, N. Avaliação de procedimentos de extração dos óxidos de ferro pedogênicos com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 27, n. 6, p. 1139-1147, 2003. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832003000600018>>

INMET, Instituto Nacional de Meteorologia. **Normais climáticas do Brasil**. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=home2/index>>. Acesso em 20 de junho 2019.

ISHERWOOD, D.; STREET, A. Biotite-induced grussification of the Boulder Creek Granodiorite, Boulder County, Colorado. **Geological Society of America Bulletin**, United States, v. 87, n. 3, p. 366-370, 1976. Disponível em: < [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1976\)87<366:BGOTBC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<366:BGOTBC>2.0.CO;2)>

JACOMINE, P. K. T.; SILVA, F. B. R. e; FORMIGA, R. A.; ALMEIDA, J. C.; BELTRÃO, V. de A.; PESSOA, S. C. P.; FERREIRA, R. C. **Levantamento exploratório – reconhecimento de solos do estado do Rio Grande do Norte**. Recife: EMBRAPA/SUDENE, 1971. 531 p. (Boletim técnico, 21; Série Pedologia, 9).

JACOMINE, P.K.T.; RIBEIRO, M.R.; MONTENEGRO, J.O.; SILVA, A. P.; MELO FILHO, H. F. R. de. **Levantamento exploratório reconhecimento de solos do estado da Paraíba**. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, 1972. 683 p (Brasil. Ministério da Agricultura-EPE. Boletim Técnico, 15; SUDENE. Pedologia, 8).

JACOMINE, P. K. T.; CAVALCANTI, A. C.; BURGOS, N.; PESSOA, S. C. P.; DA SILVEIRA, C. O. **Levantamento exploratório reconhecimento de solos do estado de Pernambuco**. Boletim técnico, 26 - MA-SDN. 2v. Recife: EMBRAPA solos. 1973. 713 p.

JACOMINE, P. K. T.; MONTENEGRO, J. O.; RIBEIRO, M. R.; FORMIGA, R. A. **Levantamento exploratório – reconhecimento de solos do estado de Sergipe**. Recife: EMBRAPA/SUDENE, 1975. 506 p. (Boletim técnico, 36. Série Recursos de Solos, 6).

JACOMINE, P. K. T.; **Levantamento exploratório – reconhecimento de solos da margem direita do rio São Francisco estado da Bahia**. Recife: EMBRAPA/SUDENE. 1977. 738 p. v. 1. (Boletim técnico, 52. Série Recursos de Solos,10).

JACKSON, M. L. **Soil chemical analysis: advance Course**. 29. ed. Madison: University of Wisconsin, 1975. 895 p.

JACKSON, M. L. **Soil chemical analysis: Advanced course**. Wisconsin: UW-Madison Libraries Parallel Press, 1956. 991 p.

JENNY, H. **Factors of Soil Formation: A Quantitative System in Pedology**. EUA: McGraw-Hill Book Company Inc, 1941. 281 p.

KAJDAS, B.; MICHALIK, M. J.; MIGOŃ, P. Mechanisms of granite alteration into grus, Karkonosze granite, SW Poland. **Catena**, v. 150, p. 230-245, 2017. Disponível em: < <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.11.026>>

KAMPF, N.; MARQUES, J. J.; CURI, N. Mineralogia de solos brasileiros. In: KER, J. C.; CURI, N.; SCHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. **Pedologia: fundamentos**. Viçosa, MG: SBCS, 2012. p. 81-146.

KAMPF, N.; CURI, N.; MARQUES, J. J. Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e mineralogia do solo parte I - conceitos básicos**. Viçosa, MG: SBCS, 2009. p. 333-379.

LARSON, P. H.; KELLEY, S. B.; DORN, R. I.; SEONG, Y. B. Pace of Landscape Change and Pediment Development in the Northeastern Sonoran Desert, United States. **Annals of the American Association of Geographers**, United Kingdom, v. 106, n. 6, p. 1195-1216, 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1080/24694452.2016.1201420>>

LEYVAL, C.; BERTHELIN, J. Weathering of a mica by roots and rhizospheric microorganisms of pine. **Soil Science Society of America Journal**, United States, v. 55, n. 4, p. 1009-1016, 1991. Disponível em: <[doi:10.2136/sssaj1991.03615995005500040020x](https://doi.org/10.2136/sssaj1991.03615995005500040020x)>

LIM, C. H.; JACKSON, M. L. Expandable phyllosilicate reactions with lithium on heating. **Clays and Clay Minerals**, United States, v. 34, n. 3, p. 346-352, 1986. Disponível em: <<https://doi.org/10.1346/CCMN.1986.0340316>>

MARESCHAL, L.; TURPAULT, M. P.; RANGER, J. Effect of granite crystal grain size on soil properties and pedogenic processes along a lithosequence. **Geoderma**, Amsterdam, v. 249, p. 12-20, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.02.009>>

MCKEAGUE, J.A.; DAY, J. Dithionite-and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. **Canadian Journal of Soil Science**, Canada, v. 46, n. 1, p. 13-22, 1966. Disponível em: <<https://doi.org/10.4141/cjss66-003>>

MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite–citrate system buffered with sodium bicarbonate. In: **Clays and Clay Minerals**. London: 1960. v.7, 1960. p. 317-327.

MENDES, V. A.; BRITO, M.F.L.; PAIVA, I.P. **Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. Folha SC.24-X-D. Estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico, 1 mapa, color, 112,37 cm x 69,42 cm. Escala – 1:250.000**. Recife: CPRM – Serviço geológico do Brasil. 2009

MOORE, D. M.; REYNOLDS, R. C. **X-ray diffraction and identification and analysis of clayminerais**. Oxford: Oxford: University Press, 1989. p. 332.

MOTA, F. O. B.; OLIVEIRA, J. B.; GEBHARDT, H. Mineralogia de um Argissolo Vermelho-Amarelo eutrófico e de um Planossolo Háptico eutrófico solódico numa topossequência de gnaiss no sertão central do Ceará. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 26, n. 3, p. 607-618, 2002. Disponível em: <<http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=180218340005>>

MURPHY, C.P. **Thin section preparation of soils and sediments**. Berkhamsterd: Academic Publishers, 1986. 145 p.

NASCIMENTO, A. F. D.; FURQUIM, S. A. C.; COUTO, E. G.; BEIRIGO, R. M.; JÚNIOR, O.; CAMARGO, P. B. D.; VIDAL-TORRADO, P. Genesis of textural contrasts in subsurface soil horizons in the Northern Pantanal-Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 37, n. 5, p. 1113-1127, 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832013000500001>>

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature**, United Kingdom, v. 299, n. 5885, p. 715, 1982. Disponível em: < <https://doi.org/10.1038/299715a0>>

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Formation and diagenesis of weathering profiles. **The Journal of Geology**, United States, v. 97, n. 2, p. 129-147, 1989. Disponível em: < <https://doi.org/10.1086/629290>>

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, United Kingdom, v. 48, n. 7, p. 1523-1534, 1984. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90408-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3)>

NUNES, F. C.; BOAS, G. S. V.; DA SILVA, E. F. **Mudanças climáticas e seus reflexos na paisagem do quaternário: primeiras reflexões**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2012. 23 p.

OLIVEIRA, J.B. **Pedologia Aplicada**. 4 ed. Piracicaba: FEALQ, 2011. 592 p.

OLIVEIRA, L. B.; FONTES, M. P. F.; RIBEIRO, M. R.; KER, J. C. Micromorfologia e gênese de Luvisolos e Planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, p. 2407-2423, 2008. Disponível em: <<http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=180214064019>>

PARAHYBA, R. B. V.; SANTOS, M. C.; ROLIM NETO, F. C. Evolução quantitativa de planossolos do agreste do estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, p. 991-999, 2009. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832009000400023>>

PARAHYBA, R. B.V.; SANTOS, M. C.; NETO, F. C. R.; JACOMINE; P. K. T. Pedogênese de Planossolos em topossequência do Agreste pernambucano. **Revista Brasileira de Ciência do solo**, Viçosa, v. 34, 1991-2000 p, 2010. Disponível em: <<http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=180217297023>>

PARIZEK, J. R.; GIRTY, G. H. Assessing volumetric strains and mass balance relationships resulting from biotite-controlled weathering: Implications for the isovolumetric weathering of the Boulder Creek Granodiorite, Boulder County, Colorado, USA. **Catena**, Netherlands, v. 120, p. 29-45, 2014. Disponível em: < <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.03.019>>

PYE, K. Mineralogical and textural controls on the weathering of granitoid rocks. **Catena**, Netherlands, v. 13, n. 1-2, p. 47-57, 1986. Disponível em: < [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(86\)80004-2](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(86)80004-2)>

RASMUSSEN, C.; DAHLGREN, R. A.; SOUTHARD, R. J. Basalt weathering and pedogenesis across an environmental gradient in the southern Cascade Range, California, USA. **Geoderma**, Amsterdam, v. 154, n. 3-4, p. 473-485, 2010. Disponível em: < <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.05.019>>

RANST, E. V.; DUMON, M.; TOLOSSA, A. R.; CORNELIS, J. T.; STOOPS, G.; VANDENBERGHE, R. E.; DECKERS, J. Revisiting ferrolysis processes in the formation of Planosols for rationalizing the soils with stagnic properties in WRB. **Geoderma**, Amsterdam, v. 163, n. 3-4, p. 265-274, 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.05.002>>

SANTOS, J. C. B.; LE PERA, E.; SOUZA JÚNIOR, V. S.; CORRÊA, M. M.; AZEVEDO, A. C. Gneiss saprolite weathering and soil genesis along an east-west regolith sequence (NE Brazil). **Catena**, Netherlands, v. 150, p. 279-290, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.11.031>>

SANTOS, R. D.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C.; SHIMIZU, S. H. **Manual de descrição e coleta de solos no campo**. 7. ed. rev e ampl. Viçosa. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015. 102 p.

SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C.; OLIVEIRA, V. A.; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A.; ARAÚJO FILHO, J. C.; OLIVEIRA, J. B.; CUNHA, T. J. F. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5 ed. Brasília: Embrapa, 2018. 356 p.

SCHUTH, S.; HURRAß, J.; MÜNKER, C.; MANSFELDT, T. Redox-dependent fractionation of iron isotopes in suspensions of a groundwater-influenced soil. **Chemical Geology**, Netherlands, v. 392, p. 74-86, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.11.007>>

SILVA, L. F.; FRUETT, T.; ZINN, Y. L.; INDA, A. V.; NASCIMENTO, P. C. Genesis, morphology and mineralogy of Planosols developed from different parent materials in southern Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, v. 341, p. 46-58, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.12.010>>

SOIL SURVEY DIVISION STAFF. Soil survey manual. Washington, Soil Conservation Service, **United States Department of Agriculture**, 1993. 325 p. (Handbook, 180).

TAYLOR, G.; EGGLETON, R. A. **Regolith geology and geomorphology**. EUA: John Wiley & Sons, 2001. 374 p.

TAZIKEH, H.; KHORMALI, F.; AMINI, A.; MOTLAGH, M. B.; AYOUBI, S. Soil-parent material relationship in a mountainous arid area of Kopet Dagh basin, North East Iran. **Catena**, Netherlands, v. 152, p. 252-267, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.01.020>>

TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. **Manual de métodos de análise do solo**. 3 ed. rev. e ampl. Brasília: Embrapa, 2017. 573 p.

VÁZQUEZ, M.; RAMÍREZ, S.; MORATA, D.; REICH, M.; BRAUN, J. J.; CARRETIER, S. Regolith production and chemical weathering of granitic rocks in central Chile. **Chemical Geology**, Netherlands, v. 446, p. 87-98, 2016. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.11.026>>

VERHEYE, W.H. **Land Use, Land Cover and Soil Sciences - Volume VII: Soils and Soil Sciences-2, Part 2**. EOLSS Publications, 2009. 394 p.

WAKATSUKI, T.; TANAKA, Y.; MATSUKURA, Y. Soil slips on weathering-limited slopes underlain by coarse-grained granite or fine-grained gneiss near Seoul, Republic of Korea. **Catena**, Netherlands, v. 60, n. 2, p. 181-203, 2005. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.catena.2004.11.003>>

WANG, M.; ZHANG, J.; LIU, K. Continuous denudation and pediplanation of the Chinese Western Tianshan orogen during Triassic to Middle Jurassic: Integrated evidence from detrital zircon age and heavy mineral chemical data. **Journal of Asian Earth Sciences**, United Kingdom, v. 113, p. 310-324, 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.05.013>>

WONGFUN, N.; GÖTZE, J.; FURRER, G.; BRANDL, H.; PLÖTZE, M. Effect of water regime and vegetation on initial granite weathering in a glacier forefield: Evidences from CL, SEM, and Nomarski DIC microscopy. **Geoderma**, Amsterdam, v. 211, p. 116-127, 2013. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.07.009>>

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo a respeito de carbono nos Planossolos ainda é incipiente, muitas lacunas precisam ser preenchidas, como o melhor entendimento a respeito da possível translocação de substâncias húmicas. Até o momento não evidenciado para tal classe de solo.

Os Planossolos, quando avaliados em escala mundial, tornam-se relevantes quanto ao armazenamento de C e N, sendo de grande importância sua preservação, para aumento potencial dos serviços ecossistêmicos desses solos.

O melhor entendimento a respeito da dinâmica e armazenamento de carbono dos Planossolos no semiárido influencia a preservação da área de possíveis degradações.

O melhor entendimento a respeito das propriedades e gênese dos solos estudados incrementará de forma contundente a base de dados científicos para os avanços de estudos aplicados à preservação da vegetação local, bem como o uso sustentado desses solos, potencialidades e limitações agrícolas.

APÊNDICE A - Dados morfológicos e analíticos dos perfis

A- DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL ST

DATA: 19/10/2017

CLASSIFICAÇÃO: PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico, textura média/argilosa/muito argilosa pouco cascalhenta, A moderado, fase caatinga hiperxerófila, relevo plano, fase pedregosa.

LOCALIZAÇÃO: O perfil encontra-se a 1,3 km de distância da estrada que é ligada a BR 232, na divisa com a Paraíba e distrito de Luanda, estando a 6,1 km da BR 232 (em frente a Frinex) 07°56'41,2"S e 38°22'27,2"W.

SITUAÇÃO E DECLIVIDADE: Terço médio de uma suave vertente com declividade entre 0-2,9%.

ALTITUDE: 474 metros (GPS)

LITOLOGIA: Muscovita-biotita gnaisse às vezes granadífero, biotita gnaisse, muscovita xisto, incluindo calcário cristalino, quartzito, e metavulcano-clástica.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Complexo São Caetano

CRONOLOGIA: Mesoproterozóico

MATERIAL DE ORIGEM: Produto de alteração do material cristalino, com intrusão de fragmentos.

PEDREGOSIDADE: Muito pedregoso.

ROCHOSIDADE: Não rochoso.

RELEVO LOCAL: Plano.

RELEVO REGIONAL: Suave ondulado e plano.

EROSÃO: Laminar ligeira.

DRENAGEM: Imperfeita.

VEGETAÇÃO LOCAL: Aspecto denso da caatinga, relativamente fechada. Caatinga hiperxerófila.

VEGETAÇÃO REGIONAL: Caatingueira, marmeleiro, quixobeira (não muito comum), jurema preta, espinheiro, cactos (xique xique), pinhão, quipá, mandacaru, coroa de frade.

USO ATUAL: Vegetação nativa e pecuária extensiva.

CLIMA: BSh, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: José Coelho de Araújo Filho, Valdomiro Severino de Souza Júnior, Jane Kelly Silva Araújo, Jean Cheyson Barros dos Santos, Juliet Emilia Santos de Sousa, Vitória Regina Faustino da Silva, Giselle Gomes Monteiro Fracetto, Felipe José Cury Fracetto, Tiago de Oliveira Santos, José Petrônio Mendes Júnior.

B- DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A – (0-10 cm) – Bruno escuro (7,5YR 3/3, úmida) e bruno (10YR 4/3, seca); franco-argiloarenosa; fraca e moderada, pequena e média, bloco sub-angular; fraca e moderada, pequena e média, granular; ligeiramente dura a dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara e plana.

AE – (10-21 cm) – Bruno (7,5YR 4/3, úmida) e bruno (10YR 5/3, seca); franco-argiloarenosa; maciça e fraca, pequena e média, bloco sub-angular; dura a muito dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição abrupta e ondulada.

Bt – (21-48 cm) – Bruno (10YR 4/3, úmida) e bruno (10YR 4/3, seca); muito argilosa; fraca e moderada, média a grande, prismática; fraca e moderada, média a grande, bloco subangular e angular; extremamente dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição gradual e plana.

BCn – (48-80 cm) – Bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, úmida); argila; maciça e fraca, média a grande, prismática; fraca, média a grande, bloco sub-angular e angular; extremamente dura, firme, muito plástica e pegajosa; clara e ondulada.

Crn/R – (80-110 cm+) – Saprólito fracionado em duas partes, sendo 40% com morfologia aparentemente félsica e 60% máfica.

Material félsico (40%): Porção leucocrática tem uma alteração moderada constituída principalmente por feldspato (potássico), quartzo e provável anfibólio (hornblenda verde). Coloração esbranquiçada devido a sílica alterada e provável caulinização de feldspatos. A maioria da provável hornblenda não está oxidada. Ainda na porção branca, existem óxidos de manganês e regiões com visível oxidação de minerais máficos. Morfologia evidencia que anteriormente o material era formado de uma massa única, fragmentado, no momento, pelo intemperismo, no entanto, na porção superior e mais a direita da área esbranquiçada, observa-se maior fragmentação.

Material máfico (60%): (Intemperismo forte) Com presença de fragmentos (biotita gnáisse) com intemperismo de borda que altera para uma coloração mais vermelhada que a cor do solo. Nessa porção, tem forte distribuição de óxidos de manganês, evidencia de forte oxidação de minerais ferro-magnesianos e avançada pedoplasmação (argilação). Essa porção do saprólito não possui xistosidade. Coloração acinzentada com mosqueados amarelo avermelhados. Encontram-se poucos fragmentos com morfologia semelhante a fração félsica. Porção mais preservada que a parte félsica (evidenciado pelo baixo grau de intemperização dos fragmentos de rocha presentes).

RAÍZES – Comuns e finas, poucas e médias, raras e grossas no horizonte A; comuns e finas, poucas e médias, raras e grossas no horizonte AE; raras, finas e médias no horizonte Bt; raras e finas nos horizontes BCn e Crn/R.

OBSERVAÇÕES – 1. Presença de camada superficial orgânica constituída de vegetação não decomposta, como folhas, raízes, galhos finos; e uma fina camada de material decomposto;

2. As rochas máficas presentes no perfil não são compatíveis com o solo formado;

3. No horizonte BCn não obteve-se a cor seca, o mesmo estava ligeiramente úmido;

4. No horizonte Bt houve diferença na cor seca no mesmo agregado, parte mais clara e outra escura, sendo a escura representativa;

5. Fragmentos de rochas na transição do horizonte AE para o Bt, de todos os tamanhos, e no meio do perfil;

6. Presença de manganês;

7. Presença de superfícies de compressão e slickenside;

8. No horizonte Bt, presença de slickensides comuns e moderados e superfície de compressão;

9. Grandes fendas nas paredes do perfil (1 a 3 cm), principalmente nos horizontes Bt e BCn.

10. Poros: muitos muito pequenos e comuns pequenos nos horizontes A e AE; não visíveis nos demais horizontes.

ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizontes		Calhaus (>20mm) (%)	Casc. (20-2mm) (%)	TFSA (<2mm) (%)	Composição granulométrica da TFSA (g kg ⁻¹)						Densidade (kg dm ⁻³)		
Símb.	Prof. (cm)				A.T. (2-0,05mm)	Silte (0,05-0,002mm)	Argila (<0,002mm)	A.D.A. (g kg ⁻¹)	G.F. (%)	Silte/ Argila	Solo	Partíc	P. (%)
A	0-10	9	8	83	478	265	257	175	32	1,03	1,49	2,45	39
AE	10-21	21	12	67	603	197	200	156	22	0,98	1,66	2,62	37
Bt	21-48	4	3	93	311	73	616	383	38	0,12	1,76	2,58	32
BCn	48-80	0	3	97	289	141	569	319	44	0,25	1,90	2,62	27
Crn/R	80-110+	1	8	91	508	254	238	215	10	1,07	1,70	2,78	39

Horizontes		pH (1:2,5)		Complexo Sortivo (cmol _c dm ⁻³)								P	C	N	¹⁵ N	¹³ C	V	m	100 Na ⁺
Símb.	Prof. (cm)	H ₂ O	KCl	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	S.B.	Al ³⁺	(H+Al)	(T)	(mg Kg ⁻¹)	(g Kg ⁻¹)	(g Kg ⁻¹)			(%)	(%)	T (%)
A	0-10	5,35	4,80	7,24	7,05	0,46	0,10	14,85	0,19	4,59	19,44	10,03	16,61	1,30	8,60	-24,63	76,39	1,26	0,51
AE	10-21	5,65	4,40	4,17	5,57	0,16	0,08	9,98	0,19	2,95	12,93	4,31	6,95	0,58	11,07	-23,43	77,18	1,87	0,62
Bt	21-48	5,95	4,60	9,28	17,33	0,07	1,61	28,29	0,14	3,10	31,39	1,95	5,93	0,45	8,80	-21,70	90,12	0,49	5,13
BCn	48-80	6,50	6,10	10,40	18,64	0,07	2,00	31,11	0,10	2,24	33,35	1,79	3,99	0,27	7,42	-17,79	93,28	0,32	6,00
Crn/R	80-110+	7,35	6,35	13,37	23,93	0,08	2,75	40,13	0,10	2,53	42,66	3,23	1,85	0,13	6,90	-15,96	94,07	0,25	6,45

Horizontes		pH	C.E. dS m ⁻¹ (25°C)	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺
Símb.	Prof. (cm)			mmol _c L ⁻¹			
A	0-10	6,2	0,49	1,01	1,37	0,44	1,63
AE	10-21	6,5	0,13	0,31	0,65	0,15	2,00
Bt	21-48	6,3	1,16	0,59	10,49	0,07	7,12
BCn	48-80	6,6	2,30	2,34	4,44	0,08	11,41
Crn/R	80-110+	6,8	1,88	1,60	1,32	0,04	8,35

Horizontes		Composição granulométrica da TFSA (g kg ⁻¹)				
Símb.	Prof. (cm)	A.M.G. (2-1mm)	A.G. (1-0,5mm)	A.M. (0,5-0,25mm)	A.F (0,25-0,1mm)	A.M.F. (0,1-0,05mm)
A	0-10	56	87	114	124	97
AE	10-21	56	106	151	165	126
Bt	21-48	22	74	105	67	43
BCn	48-80	22	60	78	74	55
Crn/R	80-110+	25	57	107	185	134

A- DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL BS

DATA: 23/11/2017

CLASSIFICAÇÃO: PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico salino, textura média/argilosa cascalhenta, A moderado, epi/mesoeutrófico, fase caatinga hiperxerófila, relevo plano, fase pedregosa.

LOCALIZAÇÃO: Estrada de acesso ao projeto no Perímetro Irrigado Manga de baixo. Coordenadas: 08°44'30,7"S e 038°51'20,2"W.

SITUAÇÃO E DECLIVIDADE: Terço médio de uma suave encosta, com declividade entre 0 - 2,9%.

ALTITUDE: 313 metros (GPS).

LITOLOGIA: Migmatitos de composição variando entre sienogranito a granodiorito exibindo estruturas *schlieren* e nebulítica, com protólitos tonalíticos-granodioríticos com intercalação de rochas metamáficas e metaultramáficas. Localmente com *augens* de feldspato alcalino.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Complexo Belém do São Francisco.

CRONOLOGIA: Toniano.

MATERIAL DE ORIGEM: Produto de alteração do material cristalino, com provável contribuição de material coluvial.

PEDREGOSIDADE: Muito pedregosa.

ROCHOSIDADE: Ligeiramente rochosa.

RELEVO LOCAL: Plano.

RELEVO REGIONAL: suave ondulado.

EROSÃO: Laminar/sulcos ocasionais, moderada e forte.

DRENAGEM: Imperfeita

VEGETAÇÃO LOCAL: Caatingueira, pereiro e xique-xique.

VEGETAÇÃO REGIONAL: Caatinga hiperxerófila de porte baixo e raleado, com presença de plantas como faveleira, pereiros, catingueira, xique-xique e mandacaru.

USO ATUAL: Vegetação natural com pecuária extensiva.

CLIMA: BSh, segundo a classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Jane Kelly Silva Araújo, Jean Cheyson Barros dos Santos, Juliet Emilia Santos de Sousa, Artur Henrique Nascimento da Silva.

B- DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A – (0-8 cm) – Bruno (10YR 4/3, úmida) e bruno-amarelado-claro (10YR 6/4, seca); francoarenosa; granular simples; muito pequena, pequena e média, bloco sub-angular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástico e não pegajosa; transição clara e plana.

E – (8-26 cm) – Bruno (10YR 4/3, úmida) e bruno-amarelado (10YR 5/4, seca); francoarenosa; granular simples; muito pequena, pequena e média, bloco sub-angular; ligeiramente dura, muito friável, não plástica e não pegajosa; transição abrupta e ondulada.

B_{tn} – (26-67 cm) – Bruno-escuro (10YR 3/3, úmida) e bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4, seca); argiloarenosa; moderada, grande, colunar; extremamente dura, muito firme, plástico e pegajoso; transição clara e irregular.

Cr_n – (67-96 cm+) – Saprólito de biotita gnaisse moderadamente intemperizado, com bandamentos melanocráticos e leucocráticos dispostos na horizontal. Os bandamentos leucocráticos, possuem uma espessura variando de 1 a 1,5 cm, intercalados de 5 a 10 cm de distância um do outro. Sendo constituídos de quartzos e feldspatos caulinizados. Os bandamentos melanocráticos são constituídos de biotitas, anfibólios e plagioclásios. Biotita encontra-se moderadamente oxidada. Saprólito ainda preserva a cor, volume e estrutura da

rocha originaria, e possui som metálico quando realizado teste com faca pedológica (pancadas com a faca).

RAÍZES – Comuns, finas e grossas no horizonte A e E; poucas, finas e médias no horizonte Btn; raras e muito finas no Crn.

OBSERVAÇÕES – 1. Poros: pequenos, muitos e comuns nos horizontes A e E; pequenos e comuns no Btn.

ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizontes		Calhaus (>20mm) (%)	Casc. (20-2mm) (%)	TFSA (<2mm) (%)	Composição granulométrica da TFSA (g kg ⁻¹)						Densidade (kg dm ⁻³)		
Símb.	Prof. (cm)				A.T. (2-0,05mm)	Silte (0,05-0,002mm)	Argila (<0,002mm)	A.D.A. (g kg ⁻¹)	G.F. (%)	Silte/ Argila	Solo	Partíc	P.
A	0-8	1	6	94	761	114	126	68	46	0,91	1,53	2,59	41
E	8-26	3	18	79	762	82	156	98	37	0,52	1,53	2,60	41
Btn	26-67	0	1	99	535	32	433	267	38	0,07	1,87	2,68	30
Crn	67-96+	0	7	93	786	76	138	120	13	0,55	2,15	2,78	23

Horizontes		pH (1:2,5)		Complexo Sortivo (cmol _c dm ⁻³)								P	C	N	¹⁵ N	¹³ C	V	m	100 Na ⁺
Símb.	Prof. (cm)	H ₂ O	KCl	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	S.B.	Al ³⁺	(H+Al)	(T)	(mg Kg ⁻¹)	(g Kg ⁻¹)	(g Kg ⁻¹)			(%)	(%)	T (%)
A	0-8	6,75	5,85	4,22	2,40	0,29	0,17	7,08	0,19	2,30	9,38	23,96	11,45	0,93	12,53	-23,61	75,48	2,61	1,81
E	8-26	6,70	4,95	2,92	2,56	0,23	0,10	5,81	0,10	1,86	7,67	3,20	4,01	0,36	12,04	-22,16	75,75	1,69	1,30
Btn	26-67	7,25	4,30	6,55	8,69	0,03	3,93	19,20	0,14	2,02	21,22	6,17	2,06	0,22	10,33	-20,65	90,48	0,72	18,52
Crn	67-96+	8,95	6,50	4,43	5,65	0,06	5,34	15,48	0,10	1,27	16,75	76,07	1,34	0,07	6,92	-17,03	92,42	0,64	31,88

Horizontes		pH	C.E. dS m ⁻¹ (25°C)	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺
Símb.	Prof. (cm)			mmol _c L ⁻¹			
A	0-8	7,2	0,72	2,70	1,42	0,65	3,71
E	8-26	7,1	0,55	0,71	0,34	0,32	2,98
Btn	26-67	6,5	6,20	4,23	7,44	0,14	41,22
Crn	67-96+	7,3	5,65	2,01	4,77	0,06	50,06

Horizontes		Composição granulométrica da TFSA (g kg ⁻¹)				
Símb.	Prof. (cm)	A.M.G. (2-1mm)	A.G. (1-0,5mm)	A.M. (0,5-0,25mm)	A.F. (0,25-0,1mm)	A.M.F. (0,1-0,05mm)
A	0-8	113	198	193	158	99
E	8-26	212	158	135	155	101
Btn	26-67	42	93	160	167	73
Crn	67-96+	48	122	332	219	65

A- DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL LO

DATA: 06/12/2017

CLASSIFICAÇÃO: PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico solódico, textura média/argilosa cascalthenta, A moderado, fase caatinga hipoxerófila, relevo ondulado, fase pedregosa.

LOCALIZAÇÃO: No intermédio da estrada para Igapó, próximo a escola municipal. Coordenadas: 09°09'04,2''S e 036° 29'02,6''W.

SITUAÇÃO E DECLIVIDADE: Terço inferior da vertente com declividade entre 8,0 -20,0%.

ALTITUDE: 575 metros (GPS).

LITOLOGIA: Metagranitóides e ortognaisses, bandados a migmatíticos, de composição tonalítica, granodiorítica a granítica, com biotita e/ou anfibólio, textura equigranular média a grossa a inequigranular porfirítica com fenocristais de feldspato; as vezes miloníticos e com augens.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Complexo Belém do São Francisco.

CRONOLOGIA: Riaciano.

MATERIAL DE ORIGEM: Produto de alteração do material cristalino, com provável contribuição de material coluvial.

PEDREGOSIDADE: Não pedregoso.

ROCHOSIDADE: Não rochoso.

RELEVO LOCAL: Ondulado.

RELEVO REGIONAL: Ondulado.

EROSÃO: Laminar ligeira.

DRENAGEM: Imperfeita

VEGETAÇÃO LOCAL: Caatinga hipoxerófila.

VEGETAÇÃO REGIONAL: Caatinga hipoxerófila.

USO ATUAL: Área de descanso (pastagem em pousio) e palma forrageira.

CLIMA: As, segundo a classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Jane Kelly Silva Araújo, Jean Cheyson Barros dos Santos, Juliet Emilia Santos de Sousa.

B- DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ap – (0-10 cm) – Bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, úmida) e cinzento-bruno-claro (10YR 6/2, seca); francoarenosa; moderada, muito pequena, pequena, média e grande, bloco sub-angular; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual e plana.

A – (10-25 cm) – Bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, úmida) e cinzento-bruno-claro (10YR 6/2, seca); francoarenosa; moderada, pequena, média, grande e muito grande, bloco sub-angular; dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual e plana.

E1 – (25-39 cm) – Bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, úmida) e cinzento-bruno-claro (10YR 6/2, seca); francoarenosa; moderada, média, grande e muito grande, bloco sub-angular; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara e plana.

E2 – (39-48 cm) – Bruno-amarelado (10YR 5/4, úmida) e bruno-claro (10YR 6/3, seca); francoarenosa; granular simples; fraca, pequena e média, bloco sub-angular; dura, friável, não plástica e não pegajosa; transição abrupta e plana.

2Bt – (48-65 cm) – Bruno-escuro (10YR 3/3, úmida) e bruno (10YR 4/3, seca); argiloarenosa; maciça; moderada, média, bloco sub-angular; moderada, muito grande, colunar; extremamente dura, muito firme, plástica e pegajosa; transição difusa e plana.

2Btn – (65-90 cm) – Bruno-amarelado-escuro (10YR 3/4, úmida) e bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4, seca); argiloarenosa; maciça; moderada, média e grande, bloco sub-angular; extremamente dura, muito firme, plástica e muito pegajosa; transição difusa e plana.

2Crn – (90-115 cm+) – Saprólito com estrutura granular provavelmente derivado de ortognaisse ou granito. Ausência de xistosidade e leucossomas. Presença de feldspato caulinizado e quartzo na fração cascalho, minerais ferro magnesianos oxidados e micas (muscovita). Morfologia maciça, ausência de fraturas, ou seja, a água não passa. Coloração leucocrática, som metálico. Mica abundante.

RAÍZES – Comuns e muito finas nos horizontes Ap, A, E1 e E2; poucas e muito finas no 2Bt; raras no 2Btn e 2Crn.

OBSERVAÇÕES – 1. Linha de pedra bastante visível no horizonte E2;

2. Horizonte E2 bastante cascalhento, de pequena espessura, limitando a coleta de solo, quanto a quantidade;

3. Não houve coleta para determinação de densidade do solo no horizonte E2, devido ao item evidenciado anteriormente;

4. Bolsão de formiga no horizonte A;

5. Poros: Muito pequenos a pequenos, e comuns nos horizontes Ap e A; pequenos a médios, e comuns nos horizontes E1 e E2; muito pequenos e poucos no horizonte 2Bt; não visíveis nos horizontes 2Btn e 2Crn;

6. Presença de feição redoxomórfica a partir do horizonte 2Bt.

ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizontes		Calhaus (>20mm) (%)	Casc. (20-2mm) (%)	TFSA (<2mm) (%)	Composição granulométrica da TFSA (g kg ⁻¹)					Densidade (kg dm ⁻³)			
Símb.	Prof. (cm)				A.T. (2-0,05mm)	Silte (0,05-0,002mm)	Argila (<0,002mm)	A.D.A. (g kg ⁻¹)	G.F. (%)	Silte/ Argila	Solo	Partíc	P. (%)
Ap	0-10	1	5	95	769	96	135	78	42	0,71	1,53	2,56	40
A	10-25	0	2	98	736	118	146	88	40	0,81	1,54	2,61	41
E1	25-39	5	6	90	730	120	150	98	35	0,80	1,59	2,69	41
E2	39-48	5	30	64	745	121	135	108	20	0,90	1,54	2,72	43
2Bt	48-65	1	22	77	555	18	427	269	37	0,04	1,77	2,68	34
2Btn	65-90	0	18	82	464	66	470	331	30	0,14	1,86	2,52	26
2Crn	90-115+	0	20	80	678	97	224	198	12	0,43	1,86	2,65	30

Horizontes		pH (1:2,5)		Complexo Sortivo (cmol _c dm ⁻³)								P	C	N	¹⁵ N	¹³ C	V	m	100 Na ⁺
Símb.	Prof. (cm)	H ₂ O	KCl	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	S.B.	Al ³⁺	(H+Al)	(T)	(mg Kg ⁻¹)	(g Kg ⁻¹)	(g Kg ⁻¹)			(%)	(%)	T (%)
Ap	0-10	5,80	4,90	2,60	0,85	0,29	0,05	3,79	0,10	2,83	6,62	174,33	7,38	0,70	13,87	-21,64	57,25	2,57	0,76
A	10-25	5,50	4,75	3,16	0,72	0,17	0,05	4,10	0,10	2,57	6,67	147,32	4,44	0,52	13,30	-20,86	61,47	2,38	0,75
E1	25-39	5,95	4,95	3,12	1,35	0,16	0,07	4,70	0,10	2,04	6,74	162,48	2,80	0,37	12,21	-20,14	69,73	2,08	1,04
E2	39-48	6,35	5,00	3,11	1,98	0,17	0,16	5,42	0,10	2,31	7,73	144,42	2,64	0,32	11,04	-20,42	70,12	1,81	2,07
2Bt	48-65	6,25	4,40	7,76	9,84	0,42	0,98	19,00	0,19	3,46	22,46	140,71	3,42	0,49	9,95	-20,97	84,59	0,99	4,36
2Btn	65-90	6,45	4,95	9,70	15,68	0,31	1,85	27,54	0,19	2,87	30,41	144,50	3,76	0,51	9,61	-21,80	90,56	0,69	6,08
2Crn	90-115+	6,80	4,90	6,85	10,85	0,11	1,72	19,53	0,19	2,53	22,06	497,11	1,88	0,22	9,10	-22,05	88,53	0,96	7,80

Horizontes		pH	C.E. dS m ⁻¹ (25°C)	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺
Símb.	Prof. (cm)			mmol _c L ⁻¹			
Ap	0-10	7,2	0,72	1,50	1,42	1,73	1,82
A	10-25	7,3	0,18	0,29	0,21	0,08	1,32
E1	25-39	7,3	0,19	0,31	0,28	0,11	1,74
E2	39-48	6,3	0,26	0,28	0,48	0,07	1,76
2Bt	48-65	6,5	0,41	0,40	0,68	0,19	3,03
2Btn	65-90	6,9	0,67	0,63	0,93	0,18	6,77
2Crn	90-115+	6,5	0,78	0,70	0,86	0,01	6,60

Horizontes		Composição granulométrica da TFSA (g kg ⁻¹)				
Símb.	Prof. (cm)	A.M.G. (2-1mm)	A.G. (1-0,5mm)	A.M. (0,5-0,25mm)	A.F. (0,25-0,1mm)	A.M.F. (0,1-0,05mm)
Ap	0-10	110	142	186	193	138
A	10-25	72	118	189	209	148
E1	25-39	86	116	186	211	130
E2	39-48	156	149	179	170	91
2Bt	48-65	133	141	150	88	43
2Btn	65-90	126	111	109	75	42
2Crn	90-115+	169	145	167	131	66

A- DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL CA

DATA: 23/03/2018

CLASSIFICAÇÃO: PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico típico, textura média/argilosa pouco cascalhenta, A moderado, epi/meso/endoeutrófico, fase floresta subcaducifólia, relevo plano, fase pedregosa.

LOCALIZAÇÃO: Na usina Olho D'água, próximo ao antigo açude e as ruínas, 07°25'8,5"S e 35°15'33,6"W.

SITUAÇÃO E DECLIVIDADE: Terço médio de uma suave vertente com declividade entre 0-2,9%.

LITOLOGIA: Paragnaisse, metagrauvacas, quartzito e mármore (m).

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Complexo surubim-carolina

CRONOLOGIA: Criogeniano

MATERIAL DE ORIGEM: Produto de alteração do material cristalino, com provável contribuição de material transportado na superfície.

PEDREGOSIDADE: Não pedregoso.

ROCHOSIDADE: Não rochoso.

RELEVO LOCAL: Plano.

RELEVO REGIONAL: Plano e suave ondulado.

EROSÃO: Laminar ligeira.

DRENAGEM: Imperfeita

VEGETAÇÃO LOCAL: Cana-de-açúcar.

VEGETAÇÃO REGIONAL: Floresta subcaducifólia.

USO ATUAL: Cana-de-açúcar.

CLIMA: Aw, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: José Coelho de Araújo Filho, Jane Kelly Silva Araújo, Jean Cheyson Barros dos Santos, Juliet Emilia Santos de Sousa.

B- DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ap1 – (0-10 cm) – Bruno-acinzentado-muito escuro (10YR 3/2, úmida) e bruno-acinzentado (10YR 5/2, seca); franca; granular; fraca, pequena e média, bloco sub-angular; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara e plana.

Ap2 – (10-22 cm) – Bruno-escuro (10YR 3/3, úmida); franca; fraca, pequena e média, bloco sub-angular; friável, plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara e plana.

An – (22-48 cm) – Bruno-acinzentado-muito escuro (10YR 3/2, úmida); franca; fraca, pequena e média, bloco sub-angular; friável, plástica e pegajosa; transição clara e plana.

2Btn1 – (48-72 cm) – Bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, úmida); argila; maciça; firme a muito firme, muito plástica e pegajosa; transição clara e plana.

2Btn2 – (72-105 cm) – Bruno-acinzentado (10YR 5/2, úmida) e bruno-amarelado-claro (10YR 6/4, úmida); argiloarenosa; maciça; firme a muito firme, muito plástica e pegajosa; transição clara e plana.

2BCn – (105-135 cm) – Cinza-brunado-claro (2,5Y 6/2, úmida); franco-Argiloarenosa; maciça; firme a muito firme, muito plástica e pegajosa; transição abrupta e plana.

2Crn – (135-150 cm+) – Saprólito muito alterado, mantendo visível orientação tipo gnaisse, com predominância de minerais claros. A rocha facilmente se esfarela com a mão.

RAÍZES – Comuns e finas nos horizontes Ap1 e Ap2; poucas e finas no A; raras e finas nos 2Btn1, 2Btn2 e 2BCn; raras no 2Crn.

- OBSERVAÇÕES** –
1. Presença de cascalhos e calhaus de quartzo rolados dentro do horizonte A;
 2. Presença de slickenside no horizonte 2B_{tn1};
 3. Perfil descrito úmido (umidade elevada);
 4. Minerais primários aumentam em profundidade, a partir do horizonte 2B_{tn1};
 5. Presença de minerais primários e poucos cascalhos de quartzo no 2B_{tn1};
 6. Coloração variegada no horizonte 2B_{tn2};
 7. Minerais primários em grande quantidade no horizonte 2B_{tn2}, maior que os apresentados no 2B_{tn1};
 8. Impedimento na obtenção da consistência seca, devido a umidade do perfil, no momento de descrição e coleta;
 9. Em local próximo ao de coleta, onde existia um dreno, foi observado estrutura prismática no horizonte B, não visualizada no perfil descrito, possivelmente, pela condição de umidade que se encontrava;
 10. Poros: Muitos e pequenos nos horizontes Ap₁, Ap₂ e An; comuns e muito pequenos nos 2B_{tn1}, 2B_{tn2} e 2BC_n.

ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizontes		Calhaus (>20mm) (%)	Casc. (20-2mm) (%)	TFSA (<2mm) (%)	Composição granulométrica da TFSA (g kg ⁻¹)						Densidade (kg dm ⁻³)		
Símb.	Prof. (cm)				A.T. (2-0,05mm)	Silte (0,05-0,002mm)	Argila (<0,002mm)	A.D.A. (g kg ⁻¹)	G.F. (%)	Silte/ Argila	Solo	Partíc	P. (%)
Ap1	0-10	1	4	96	503	309	188	130	31	1,64	1,60	2,58	38
Ap2	10-22	0	1	99	497	317	185	140	25	1,71	1,78	2,62	32
An	22-48	0	1	99	415	368	217	178	18	1,70	1,72	2,74	37
2Btn1	48-72	0	2	97	413	158	429	324	24	0,37	1,93	2,64	27
2Btn2	72-105	0	2	98	487	126	388	290	25	0,32	1,93	2,67	28
2BCn	105-135	0	2	98	537	124	339	242	29	0,37	1,96	2,64	26
2Crn	135-150+	0	15	85	733	147	120	111	8	1,23	1,35	2,70	50

Horizontes		pH (1:2,5)		Complexo Sortivo (cmol _c dm ⁻³)								P	C	N	¹⁵ N	¹³ C	V	M	100 Na ⁺
Símb.	Prof. (cm)	H ₂ O	KCl	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	S.B.	Al ³⁺	(H+Al)	(T)	(mg Kg ⁻¹)	(g Kg ⁻¹)	(g Kg ⁻¹)			(%)	(%)	T (%)
Ap1	0-10	5,35	4,00	5,08	15,13	0,16	0,28	20,65	0,19	6,57	27,22	145,02	11,00	0,85	8,34	-16,40	75,86	0,91	1,03
Ap2	10-22	6,20	4,50	5,95	17,63	0,09	0,65	24,32	0,10	5,14	29,46	136,09	8,54	0,72	9,36	-17,11	82,55	0,41	2,21
An	22-48	7,70	5,75	6,01	18,77	0,04	2,44	27,26	0,10	2,08	29,34	99,39	7,12	0,61	9,29	-18,99	92,91	0,37	8,32
2Btn1	48-72	8,30	6,50	5,79	23,92	0,02	7,51	37,24	0,14	0,18	37,42	5,60	3,49	0,35	7,54	-19,68	99,52	0,37	20,07
2Btn2	72-105	8,50	6,50	5,09	24,51	0,04	6,72	36,36	0,10	0,46	36,82	4,28	1,84	0,18	6,93	-19,62	98,75	0,27	18,25
2BCn	105-135	8,65	6,35	6,14	8,21	0,04	5,78	20,17	0,10	0,36	20,53	20,19	1,25	0,12	6,59	-18,47	98,25	0,49	28,15
2Crn	135-150+	8,05	5,90	4,96	20,77	0,05	3,08	28,86	0,10	0,81	29,67	287,76	0,65	0,08	5,57	-21,76	97,27	0,35	10,38

Horizontes		pH	C.E. dS m ⁻¹ (25°C)	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺
Símb.	Prof. (cm)			mmol _c L ⁻¹			
Ap1	0-10	7,3	0,64	1,22	1,36	0,36	2,46
Ap2	10-22	7,8	0,44	0,39	0,53	0,05	2,72
An	22-48	8,3	1,18	0,63	0,71	0,03	10,71
2Btn1	48-72	8,3	2,31	0,69	0,98	0,02	24,59
2Btn2	72-105	8,4	1,84	0,31	0,39	0,02	15,87
2BCn	105-135	8,3	1,31	0,18	0,33	0,01	10,89
2Crn	135-150+	7,7	0,89	0,18	0,24	0,02	8,35

Horizontes		Composição granulométrica da TFSA (g kg ⁻¹)				
Símb.	Prof. (cm)	A.M.G. (2-1mm)	A.G. (1-0,5mm)	A.M. (0,5-0,25mm)	A.F (0,25-0,1mm)	A.M.F. (0,1-0,05mm)
Ap1	0-10	50	91	127	118	116
Ap2	10-22	37	86	128	116	131
An	22-48	33	70	100	107	106
2Btn1	48-72	34	89	132	86	73
2Btn2	72-105	37	108	168	102	71
2BCn	105-135	58	111	175	117	76
2Crn	135-150+	184	170	155	133	91