

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO

ISAMOR GOMES DO NASCIMENTO

**CARACTERIZAÇÃO E GÊNESE DE SOLOS ORIGINADOS DE
ROCHAS METAMORFICAS E CARBONATADAS NA REGIÃO
SEMIÁRIDA DE PERNAMBUCO**

RECIFE

2020

Isamor Gomes do Nascimento
Engenheira Agrônoma

Caracterização e gênese de solos originados de rochas metamórficas e carbonatadas na região semiárida de Pernambuco

Dissertação 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 Mestre em Ciência do Solo.

Orientador: Prof. Dr. Valdomiro Severino de Souza Júnior

Recife

2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal Rural de Pernambuco
Sistema Integrado de Bibliotecas
Gerada automaticamente, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- N244c Nascimento, Isamor Gomes
Caracterização e gênese de solos originados de rochas metamórficas e carbonatadas na região semiárida de Pernambuco / Isamor Gomes Nascimento. - 2020.
80 f. : il.
- Orientador: Valdomiro Severino de Souza Junior.
Inclui referências.
- Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Recife, 2020.
1. Pedogênese . 2. Estoque de carbono. 3. Semiárido. I. Junior, Valdomiro Severino de Souza, orient. II. Título

CDD 631.4

Caracterização e gênese de solos originados de rochas metamórficas e carbonatadas na região semiárida de Pernambuco

Dissertação 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 Mestre em Ciência do Solo.

Aprovada em 11 de Março de 2020

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

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Jean Cheyson Barros dos Santos
Universidade Federal Rural de Pernambuco

Prof. Dr. Marcelo Metri Correa
Universidade Federaldo Agreste de Pernambuco

À Deus, em especial minha mãe,
esposo, irmã e amigos por todo
o suporte e amor que me foram dados.

DEDICO

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, pela minha vida e daqueles que amo, e por tudo que ele me proporciona, mesmo muitas vezes não entendendo.

À Universidade Federal Rural de Pernambuco pela oportunidade e qualidade de ensino na Pós-Graduação em Ciência do Solo.

A FACEPE pela concessão da bolsa.

Ao meu orientador prof. Dr. Valdomiro Severino de Souza Júnior pelo apoio, compreensão, investimento de energia e por acreditar em mim. O senhor foi fundamental para meu desenvolvimento e para que este momento fosse possível, obrigada por todo apoio.

Ao Dr. José Coelho de Araújo Filho por toda disponibilidade em viajar para o trabalho de campo e posterior ajuda na parte escrita.

Ao Dr. Jean Cheyson e a Dr^a Jane Kelly Silva Araújo por toda ajuda na participação da banca do seminário B, pela disponibilidade e toda contribuição.

Ao meu coorientador Laercio por toda ajuda, paciência e disposição desde o primeiro momento no campo.

Aos professores da pós-graduação por todo ensinamento.

Aos membros do grupo de pesquisa, Artur, Marilya, Nara, Jane, Laércio, Juliet, Rayanna, Marlon, Gabriel, por toda amizade e ensinamentos.

A minha família que foi minha base nos melhores e piores momento da minha vida. Em especial a meu companheiro Luiz Henrique, por todo amor, ajuda, compreensão e carinho ao longo dessa jornada, sem você talvez nada disso fosse possível. A minha irmã Isabela Maria, por todo amor, aprendizado e cumplicidade ao longo de todos esses anos e ainda mais agora. E a minha mãe Sagamor Gomes, que mesmo não estando mais presente neste plano, é dona de todo meu amor e tudo que fiz e lutei até hoje foi por ela. Eu os amo!

Agradeço a minha grande amiga Marilya Sousa por essa amizade que descobri ao longo do mestrado, mas que já valeu pra mais de uma vida. Obrigada por todo suporte, conselhos e ensinamentos, vou levar comigo esse carinho pra sempre.

Não poderia deixar de agradecer exclusivamente a Artur Henrique, do meu grupo de pesquisa, que em vários momentos foi também um professor para mim, ensinando desde a prática a compreensão de assuntos que eram a princípio desconhecidos.

Agradeço a minha grande amiga Josiane Batista, que mesmo estando longe sempre me apoiou desde a graduação, me dando força e motivação para continuar. Você me inspira!

Aos amigos que fiz na pós-graduação, dentre eles Petrônio, por ter me motivado e apoiado ao longo desta trajetória.

A melhor funcionária do programa de Pós-Graduação em Ciência do solo, Socorrinho (Socorro). A senhora torna tudo mais tranquilo e passa paz no momento que precisamos.

Agradeço a todos que direta ou indiretamente contribuíram para minha formação.

Caracterização e gênese solos originados de rochas metamórficas e carbonatadas na região semiárida de Pernambuco

RESUMO

O material de origem atua de forma preponderante na formação dos solos da região semiárida do nordeste brasileiro, devido à baixa intensidade do efeito de fator clima, os solos formados tendem a ter maior correlação com o seu material de origem, ou seja, solos jovens. A região semiárida comporta a maior diversidade de solos no país, dentre elas se faz presente os Vertissolos característicos pelo seu potencial de contração e expansão e os Cambissolos, solos relativamente jovens com grande quantidade de minerais primários. Diversas classes de solos são derivadas de rochas carbonáticas, dentre elas os Vertissolos e Cambissolos. Sabendo disso, foram selecionados perfis com base na semelhança entre seus materiais de origem, tomando como pré-requisito da escolha, serem derivados de rochas carbonáticas. A seguinte pesquisa teve como objetivo caracterizar morfológica, física, química e mineralógica solos e sua relação com o estoque de carbono na região semiárida. Para isto foram selecionados e coletados dois perfis localizados em Itacuruba-PE (Perfil 1) e Vertente do Lério-PE (Perfil 2), foram tiradas amostras deformadas e indeformadas, classificados e descritos morfológicamente. O perfil 1 foi classificado como VERTISSOLO EBÂNICO Carbonático saprolítico solódico, e o perfil 2 como CAMBISSOLO HÁPLICO Sódico hipocarbonático vertissólico. 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.

Palavras-chave: Pedogêneses. Estoque de Carbono. Semiárido.

Characterization and genesis of soils originated from metamorphic and carbonated rocks in the semiarid region of Pernambuco

ABSTRACT

The source material acts predominantly in the formation of soils in the semiarid region of northeastern Brazil, due to the low intensity of the effect of climate factor, the soils formed tend to have a greater correlation with their source material, that is, young soils. The semi-arid region has the greatest soil diversity in the country, among them the characteristic Vertisols are present due to their potential for contraction and expansion and the Cambisols, relatively young soils with a large amount of primary minerals. Carbonate rocks are the source material of several classes of soils, including Vertisols and Cambisols. Knowing this, profiles were selected based on the similarity between their materials of origin, taking as a prerequisite of the choice, being derived from carbonate rocks. The following research aimed to characterize morphological, physical, chemical and mineralogical soils and their relationship with the carbon stock in the semiarid region. For this purpose, two profiles located in Itacuruba-PE (Profile 1) and Vertente do Lério-PE (Profile 2) were selected and collected, deformed and deformed samples were taken, classified and described morphologically. Profile 1 was classified as VERTISOLO EBÂNICO Carbonático saprolítico solódico, and profile 2 as CAMBISSOLO HÁPLICO Sódio hypocarbonático vertisolico. 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 potential and limitations.

Keywords: Pedogenesis. Carbon Stock. Semi-arid.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Mapa do semiárido Brasileiro	22
Figura 2: Áreas com predomínio de Vertissolo no estado de Pernambuco	23
Figura 3: Áreas com predomínio de Cambissolo no estado de Pernambuco	24
Figura 4: Representação esquemática do solo como um sistema aberto	27
Figura 5 - Localização dos pontos estudados P1 e P2	39
Figura 6: Distribuição do estoque de C em profundidade no P1 e P2	51
Figura 7: Capturas referentes as areias grossas e finas do perfil 1	56
Figura 8: Capturas referentes as areias grossas e finas do perfil 2	59
Figura 9. Mineralogia da argila natural para o perfil 1 e Perfil 2,	61
Figura 10. Mineralogia dos tratamentos de argila para o horizonte Ak e Ap \bar{k} do P1 e P2	62
Figura 11. Mineralogia dos tratamentos de argila para o horizonte Bivk e Bivn \bar{k} z do P1 e P2	62
Figura 12. Mineralogia dos tratamentos de argila para o horizonte Crk e Cr/C Crnkz do perfil 1 e 2	63

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Atributos morfológicos solos estudados no semiárido Brasileiro	45
Tabela 2 – Atributos Físicos dos solos estudados no semiárido Brasileiro	46
Tabela 3 – Atributos Químicos dos Solos estudados no semiárido Brasileiro	49
Tabela 4 – Balanço geoquímico de massa dos solos estudados no semiárido Brasileiro	53
Tabela 5 – Fluxo massa calculado a partir de determinação por FRX dos solos estudados	53
Tabela 6 – Extração seletiva de ferro dos solos estudados no semiárido Brasileiro	54
Tabela 7 - Descrição morfológica das frações de areia grossa e areia fina do P1	55
Tabela 8 - Descrição morfológica das frações de areia grossa e areia fina do P2	58

SUMÁRIO

1	Introdução.....	19
1.1	Hipótese.....	20
1.2	Objetivo Geral	20
1.3	Objetivos Específicos	20
2	Revisão Bibliográfica.....	21
2.1	Semiárido brasileiro e seus solos.....	21
2.2	Vertissolos e Cambissolos.....	22
2.3	Fatores de formação do solo e material de origem quanto fator.	24
2.4	Rochas metamórficas.....	27
2.4.1	Marmore/anfibolito e Mármore/gnaiss.....	28
2.5	Atuação do intemperismo químico em rochas carbonáticas	30
2.5.1	Dissolução	31
2.5.2	Carbonatação	31
2.5.3	Hidrólise	32
2.6	Processos pedogenéticos.....	33
2.6.1	Salinização e Solonização	33
2.6.2	Melanização.....	33
2.7	Atributos de solo e serviços ecossistêmicos	33
2.8	Estoque de carbono no solo	34
3	Materiais e Métodos	36
3.1	Descrição da área de estudo.....	36
3.2	Seleção de perfis, descrição e amostragem	37
3.3	Análises Físicas	39
3.4	Análises Químicas	40
3.4.1	Extração Seletiva de Ferro e análise total.....	40

3.4.2 Equivalente de carbonato de cálcio	41
3.4.3 Balanço geoquímico e Fluxo de massa	41
3.5 Análise Mineralógica.....	42
4 Resultados e Discussões	43
4.1 Atributos morfológicos e físicos.....	43
4.2 Atributos Químicos	47
4.4 Extração seletiva de ferro, análise química total elementar e balanço geoquímico	52
4.5 Mineralogia.....	54
4.5.1 Fração Areia	54
4.5.1.1. P1 – Vertissolo Ebânico	54
4.5.1.2. P2 – Cambissolo Háptico	57
4.5.1.3 Considerações sobre a mineralogia da fração areia:.....	60
P1 - VERTISSOLO EBÂNICO	60
P2 - CAMBISSOLO HÁPLICO	60
4.4 Classificação dos solos	63
5 CONCLUSÕES	66
REFERÊNCIAS	67

1 INTRODUÇÃO

O semiárido nordestino é bastante variado quando consideramos os solos que nele se fazem presentes, esta variação está intimamente atrelada aos fatores de formação dos solos e os processos pedogenéticos atuantes sobre eles. O material de origem, como um dos cinco fatores de formação, exerce grande importância na formação dos solos, visto que sua constituição mineralógica será o ponto de partida dos produtos a serem liberados, principalmente aqueles associados a rochas cristalinas. O clima também é um fator de grande expressividade na formação do solo, porém, a região semiárida por possuir uma umidade baixa, passa a limitar o intemperismo químico, fazendo que este seja menos intenso.

A variabilidade do intemperismo químico, embora incipiente na região semiárida rege os processos pedogenéticos e diferentes combinações entre eles, o que ocasiona as diferentes características evolutivas do solo.

Diferentes materiais de origem possuem diferentes constituições mineralógicas que influenciam em várias propriedades do solo, como a reatividade, CTC, e podem contribuir para atenuação de impactos ambientais. Solos desenvolvidos sob rochas carbonáticas ocupam uma parcela significativa das áreas agricultáveis existentes no planeta, especialmente na região semiárida.

Um dos elementos químicos essenciais para o estabelecimento da vida no planeta é o carbono, devido a sua capacidade de formação de compostos diversos. A matéria orgânica do solo atua de forma preponderante para que o carbono seja retido no solo, porém esta estabilidade em solos da região semiárida é bastante afetada pelas mudanças climáticas, visto que a caatinga é sensível as mudanças biogeoquímicas causadas, interferindo assim na dinâmica de carbono orgânico nestes solos. Os serviços ecossistêmicos do solo dependem das propriedades apresentadas por eles.

Sendo assim, o objetivo geral foi caracterizar morfológica, física, química e mineralógica, dois solos na região semiárida de Pernambuco, derivados de materiais de origem carbonáticos e sua relação como estoque de carbono.

1.1 Hipóteses

- A presença de rochas calcárias intercaladas com rochas metamórficas na região semiárida promove a estabilidade da matéria orgânica e consequente aumento do estoque de carbono em relação aos solos da adjacência.
- Em ambiente semiárido, o material de origem contrastante impacta o controle sobre o estoque de C orgânico, particularmente no subsolo (Horizonte B). E o material de origem exerce maior influência sobre os estoques de C orgânico.

1.2 Objetivo Geral

Caracterizar morfológica, física, química e mineralogicamente solos desenvolvidos a partir da alteração de rochas carbonáticas na região semiárida de Pernambuco, buscando ampliar o conhecimento sobre o recurso solo no estado de Pernambuco, avançando na compreensão sobre a pedogênese, os atributos dos solos e suas funções ecossistêmicas.

1.3 Objetivos Específicos

- Caracterizar física, química e morfológica os solos a serem estudados, visando identificar os processos envolvidos na sua formação e evolução;
- Determinar a assembleia mineralógica nas frações areia e argila dos solos, dando ênfase à compreensão de sua evolução e influência nas propriedades dos solos a serem estudados;
- Quantificar o carbono orgânico total do solo e calcular o estoque de carbono.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Semiárido brasileiro e seus solos

A região semiárida ocupa aproximadamente 750 mil km² do Nordeste brasileiro, o que corresponde a cerca de 60 % do território desta região (Figura 1), sendo mais de 800.000 km² corresponde à área de Caatinga (ARAÚJO FILHO, 2013; BRASIL, 2005). Apresenta um cenário peculiar, muitas vezes divergente das regiões circunvizinhas nas características bioclimáticas, que são condicionantes da formação de solos, atividades socioeconômicas, entre outros (LEAL et al., 2003; MELO FILHO; SOUZA, 2006).

O clima constitui a característica mais importante do Semiárido, principalmente devido à ocorrência das secas estacionais e periódicas (MENDES, 1997), o qual é formado por um conjunto de espaços que se caracterizam pelo balanço hídrico negativo, resultante das precipitações médias anuais inferiores a 800 mm, insolação média de 2800 h ano⁻¹, temperaturas médias anuais de 23° a 27° C, evaporação de 2.000 mm ano⁻¹ e umidade relativa do ar média em torno de 50%. (MOURA, 2006). O semiárido nordestino é um ambiente destacado pela sua singularidade, por possuir cobertura vegetal não encontrada em outro lugar do mundo, a Caatinga (LEAL; TAMBARELLI; SILVA, 2003; MELO FILHO; SOUZA, 2006).

O ambiente do semiárido nordestino configura-se com várias unidades geomorfológicas, tais como: Depressão Sertaneja, Planaltos Sedimentares, Planalto da Borborema, Planaltos com coberturas calcárias, Maciços Serranos Residuais, Chapada Diamantina, Encosta do Planalto Baiano e Tabuleiros Pré-litorâneos (MAIA; BEZERRA, 2014). A região semiárida no estado de Pernambuco está inserida nas unidades da Depressão Sertaneja e Planalto da Borborema (CPRM, 2015).

As classes de solos no semiárido brasileiro são bastante diversificadas, especialmente pela diversidade das formações geológicas. De forma mais resumida, podemos destacar a ocorrência de dois grupos de formações geológicas nessa área: formações sedimentares e formações cristalinas. Os solos de áreas sedimentares, comumente são mais intemperizados, profundos e bem drenados. Nas áreas de rochas cristalinas, que formam o antigo escudo cristalino pré-cambriano e que foram expostos à erosão geológica, os solos apresentam uma grande variação no nível de intemperização, profundidade e de seus atributos (SAMPAIO, 2010; SILVA et al, 1993).

A menor interação entre os fatores de formação e por consequência a incipiente evolução intempérica, promove na região semiárida brasileira o surgimento de solos geralmente poucos evoluídos, rasos e apresentando, de forma geral, minerais alteráveis nas frações mais grossas e filossilicatos do tipo 2:1 nas frações mais finas, resultando geralmente na formação de Planossolos, Vertissolos, Luvisolos, Cambissolos e Neossolos. (ARAÚJO FILHO, 2013; PEREIRA FILHO; BAKKE, 2010).



Figura 1. Mapa do semiárido Brasileiro que se estende por 8 estados do nordeste e Minas Gerais. (Fonte: Agência Nacional de águas – ANA)

2.2 Vertissolos e Cambissolos

De acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS et al., 2018) Vertissolos são solos constituídos por material mineral com horizonte vértico iniciando dentro de 100cm a partir da superfície e relação textural insuficiente para caracterizar um horizonte B textural. Além disso devem apresentar alguns requisitos.

As áreas de ocorrência no estado de Pernambuco estão apresentadas na Figura 2.



Figura 2. áreas de ocorrência de Vertissolo no estado de Pernambuco (ARÁUJO FILHO et al., 2014).

A relação entre os ciclos de umedecimento e secagem e a composição matricial, acarretam no fenômeno de contração e expansão, o qual conduz ao desenvolvimento de feições morfogenéticas como autogranulação, rachaduras, fendas, slickensides, agregados cuneiformes e microrelevo gilgai (SANTOS et al., 2013; USDA, 1999)

Vertissolos apresentam assembleia mineralógica complexa, que normalmente apresentam minerais expansivos e primários, mas podendo ocorrer caulinita e óxidos de ferro, além de esmectitas que costumam ser bastante comuns (BLOKHUIS et al., 1990).

A coloração quando escura se deve a associação entre os constituintes orgânicos e minerais coloidais por complexação ou quelação, não estando diretamente relacionada ao teor de carbono orgânico, que em Vertissolos é geralmente de baixo a médio de 1 a 3 dag kg⁻¹ de MOS (DUDAL; ESWARAN, 1988; ESWARAN; DUDAL 1999).

Cambissolos, são solos constituídos por material mineral com horizonte B incipiente subjacente a qualquer tipo de horizonte superficial (exceto hístico com 40cm ou mais de espessura) ou horizonte A chernozêmico quando o B incipiente apresentar argila de atividade alta e saturação por base alta. (SANTOS et al., 2018)

Na Figura 3 pode-se visualizar as áreas de ocorrência de Cambissolos no estado de Pernambuco.

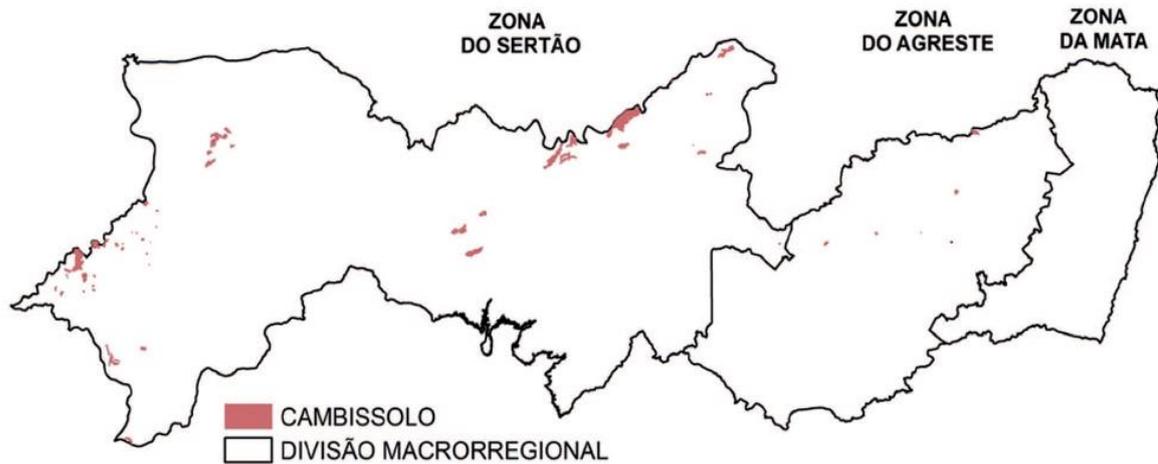


Figura 3. Áreas de ocorrência de Cambissolo no estado de Pernambuco (ARÁUJO FILHO et al., 2014).

Os Cambissolos são caracterizados, de modo geral, como rasos e amarelados. São solos pouco estudados, cujas condições desfavoráveis, tanto físicas (elevados teores de silte e influência da horizontalidade das rochas) quanto mineralógicas (dominantemente caulinitica, com presença de ilita), influenciam no adensamento natural, nas características morfológicas (muito duros quando secos), na restrição à infiltração de água e lixiviação ao longo do perfil, com consequente desaceleração da frente de intemperismo (TORRES et al., 2010).

2.3 Fatores de formação do solo e material de origem quanto fator.

O solo como um corpo natural e tridimensional, que se origina a partir da inter-relação dos fatores de formação do solo e ação dos processos pedogenéticos, favorece a compreensão da geografia dos solos assim como a predição do comportamento destes (BOCKHEIM et al., 2005). A gênese do solo, evidenciada por Jenny (1941) sendo: $S = f(m.o, r, c, o, t)$ – material de origem – m.o, relevo – r, clima – c, organismos – o e tempo – t. Onde tem-se o material de origem representando o tempo zero da história do solo.

O relevo condiciona a infiltração e escoamento da água devido a inclinação, formação de microclima devido a exposição solar ou não, posição na paisagem, entre outros. Esse fator é de suma importância para diferenciação de solos e taxa de formação e erosão. As diferentes

feições da superfície terrestre expressas pelo relevo em várias escalas provocam variações nos atributos do solo em magnitudes diferenciadas, dependentes principalmente de um local específico da paisagem (SCHOORL; SONNEVELD; VELDKAMP, 2000).

Os organismos, considerado um fator interdependente, pois estão intimamente relacionados aos demais fatores como clima e material de origem, englobam fauna, flora e toda microfauna e microflora do solo. Atuam tanto na ação física quanto química de alteração das frações minerais e orgânicas do solo (LYON; BUCKMAN, 1952). A comunidade dos organismos muda com o tempo, usualmente com sucessão e gerando pedoturbacões, o que torna o nível de complexidade da função de Jenny maior. (SCHAETZL; ANDERSON, 2005)

O fator tempo se refere ao estado evolutivo do solo, não ao tempo cronológico em si, mas sim a uma sequência de acontecimentos. Um solo maduro configura um solo que já foi bastante intemperizado, enquanto um solo jovem, ainda apresenta características que fazem ser fácil a comparação com seu material de origem. Age como um fator passivo, no qual desenvolva-se a ação dos demais fatores (COSTA, 1979).

O material de origem tem notadamente influência em diversos atributos dos solos, mesmo naqueles com elevado grau de desenvolvimento pedogenético (SCHAETZL; ANDERSON, 2005, BUOL et al., 2011). A influência do material de origem é atribuída principalmente ao seu controle sobre mineralogia do solo, textura e fertilidade (GRAY; BISHOP; WILSON, 2016; HEROLD et al., 2014)

Para solos fracamente desenvolvidos, o discernimento do seu material de origem pode ser mais fácil (SCHAETZL, 1991). Um solo é considerado jovem quando ele apresenta uma relação mais íntima com seu material de origem. A exemplo de um Cambissolo, onde as relações entre seus atributos e seu comportamento físico-químico é mais fácil de se prever, devido a presença de minerais alteráveis nas frações mais grossas (CASTRO et al., 2003).

Saprolito, etimologicamente significa rocha podre (BECKER, 1895), de grande importância para a gênese e taxonomia de solos. Apresentam desenvolvimento “in situ” e isovolumétrica, mantendo a estrutura da rocha de origem. (OLIVEIRA, 2007; SANTOS et al., 2006). O saprolito se diferencia do solo pelo predomínio de mecanismos de alteração geoquímicos sobre os pedogenéticos (CALVERT; BUOL; WEED, 1980), fluxo através de fraturas e macroporos (DRIESE, 2001; O'BRIEN; BUOL, 1997). Os saprolitos diferenciam-se das rochas pela resistência à compressão não confinada menor que 100 MPa (BUOL, 1994).

O regolito é o manto de alteração das rochas, sendo constituído pelas camadas de solo e saprolito. Em outras palavras, tudo que não é rocha sã é considerado regolito (EGGLETON, 2001).

A composição química, física e mineralógica do material de origem é fundamental para entender a gênese do solo. Sua composição mineral é composta por minerais primários cristalizados em condições de altas temperaturas, e minerais secundários, principalmente minerais argilosos formados pela decomposição de minerais primários, em baixas temperaturas durante o processo de formação do solo (CHURCHMAN; LOWE, 2012). Solos formados de rochas máficas geralmente apresentam maior fertilidade, com altos teores de cálcio, magnésio, também costumam conter mais esmectitas e cores brunadas a avermelhadas, do que solos formados de rochas félsicas (WILDMAN; JACKSON; WHITTIG, 1968).

Os processos pedogenéticos são condicionados pela interação entre os fatores de formação do solo, que ao avançar da pedogênese conduz à diferenciação dos horizontes e camadas e formação do solo (COLIN et al, 2007), no entanto, o tempo da pedogênese ou sua avanço dependerá da resistências dos diversos materiais de origem ao intemperismo (TEIXEIRA et al., 2003).

Diferentes combinações dos fatores de formação promovem processos específicos responsáveis pelas diferentes características evolutivas dos solos (SIMONSON, 1959).

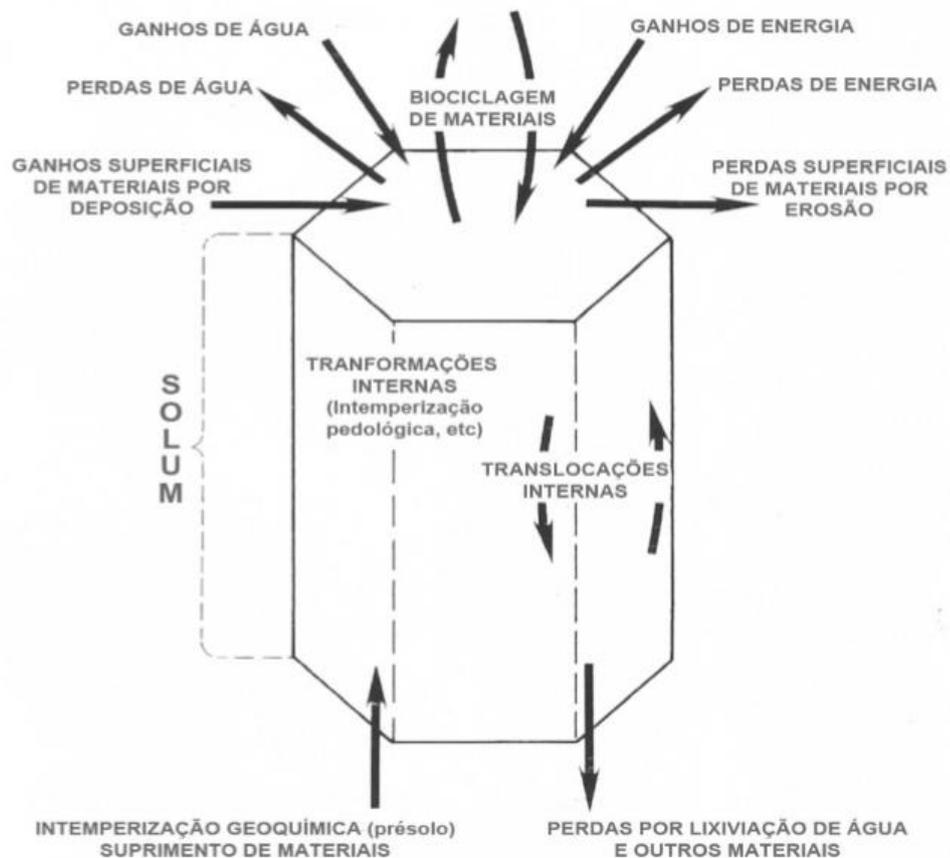


Figura 4. Representação esquemática do solo como um sistema aberto. Extraído de Buol et al. (1973).

2.4 Rochas metamórficas

Rocha por definição é uma associação natural de minerais, podendo ser de um ou mais minerais, em proporções definidas, e que ocorre a uma extensão considerável. Elas podem ser agrupadas em três grupos de acordo com seu processo de formação, são elas: ígneas, metamórficas e sedimentares. Onde as ígneas e metamórficas ocupam 95% da constituição da crosta terrestre (CPRM 2008).

As rochas metamórficas são aquelas formadas a partir de outras rochas por ação do metamorfismo, ou seja, o crescimento de minerais no estado sólido sem que haja fusão, a mudança na temperatura e pressão acarretam mudanças mineralógicas e/ou físicas na rocha. A exemplo do Calcário, que quando submetido a um aumento de pressão e temperatura, transforma-se em um mármore. As rochas metamórficas podem ser classificadas de acordo com sua textura, dentre elas temos os Gnaisses, que possui granulação grossa, bandas irregulares,

predomínio de quartzo e feldspato sobre micas. E os mármore, compostos de calcita e dolomita, geralmente pouco foliados, e costumam formar corpos lenticulares (BRANCO, 2008)

O ambiente superficial da terra oferece condições totalmente diferentes daquelas onde as rochas inicialmente foram formadas, referindo-se à sequência de Goldich. Minerais constituintes das rochas, que se formaram sob condições magmáticas, hidrotermais, metamórficas ou sedimentares, são considerados potencialmente instáveis quando expostos às condições atmosféricas. São vulneráveis ao ataque por água, oxigênio e dióxido de carbono e as reações, que são predominantemente exotérmicas, processam-se espontaneamente. A água penetra nos poros, nos planos de clivagens e em outras microfissuras dos minerais, dissolvendo os constituintes solúveis. Com a evolução do processo, o “resíduo” torna-se progressivamente enriquecido pelos constituintes menos solúveis, formados pelos grupos -O e -OH. A posterior cristalização desses “resíduos” resulta na formação de novas fases minerais, que serão mais estáveis nas novas condições prevalecentes, constituindo, assim, os minerais dos solos (LOUGHNAN, 1969).

2.4.1 Mármore/anfibolito e Mármore/gnaiss

O Mármore é uma rocha metamórfica originada do calcário, exposta a altas temperaturas e pressões de baixas a moderadas, trata-se do calcário metamorficamente recristalizado que tem como constituinte importante carbonato (> 50%), geralmente calcítico ou dolomítico, e que ocorre mais comumente na forma maciça ou bandada. Costumam formar corpos lenticulares (CPRM, 2005)

O Anfibolito é uma rocha que pode ser derivada de rochas ígneas Básicas, como o basalto e o gabro, ou de rochas sedimentares, como é o caso dos calcários impuros, ou ainda de uma mistura vulcanoquímica. Pode apresentar-se maciço, bandado ou com lineação e textura. Formado por metamorfismo de médio a alto grau (CPRM, 2005).

Gnaiss apresenta granulação grossa, bandas irregulares com predomínio de minerais de quartzo e feldspato sobre micas, tornando a foliação menos visível. O metamorfismo é regional e de alto grau (CPRM, 2005), podendo ser classificado como Ortognaiss quando proveniente de Granito e Paragnaiss quando proveniente de Argilito.

O Brasil tem em sua constituição uma extensa cobertura de rochas carbonáticas, a área coberta está entre 425.000 e 600.000 km². A organização sistemática dessas coberturas cársticas teve grande avanço com os estudos de espeleologia (estudo da formação e constituição de grutas), por causa das suas peculiaridades biológicas, paleoambientais, paleontológicas, arqueológicas, além do apelo turístico (CARVALHO JÚNIOR et al., 2008), havendo, no entanto, carência de pesquisas sob a ótica de outras ciências, entre essas a pedologia (SHINZATO, 1998).

Existe grande número de classes de solos que ocorrem sobre embasamento calcário no Brasil, mas nem todas são realmente influenciadas por esse material de origem. Em levantamentos de solos realizados no País, foram identificadas muitas classes de solos sobre embasamento calcário, sendo as de maior ocorrência: Chernossolos, Vertissolos, Cambissolos vérticos e, ou, carbonáticos e alguns Argissolos (SHINZATO, 1998).

De maneira geral, os solos desenvolvidos sob a influência do calcário apresentam em comum características, como pequena profundidade do *solum*; raras vezes, apresentando-se muito profundos; saturação por bases superior a 50 %; argilas de atividade alta; e valores elevados de *k_i*, geralmente superiores a 2,5 (SHINZATO, 1998). Altos valores de pH e alta concentração de cálcio são características marcantes desses solos. Essas condições interferem amplamente nos processos de adsorção e de solubilização de íons, responsáveis pela concentração de nutrientes na solução do solo.

O acúmulo de carbonatos de cálcio pedogênico é um processo pedogênico importante para regiões áridas e semi-áridas (SOBECKI; WILDING, 1983), e os horizontes enriquecidos com carbonato de cálcio pedogênico são frequentemente as características mais proeminentes em tais solos (GILE et al., 1966). A profundidade da lixiviação de carbonato de cálcio e a extensão da precipitação de carbonato de cálcio no perfil são funções do conteúdo original de carbonato, química da água (pH), pressão parcial de CO₂ e quantidade acumulada de água infiltrada (ARKLEY, 1963). Arkley (1963) observou uma forte relação entre a profundidade e um horizonte contendo carbonatos e capacidade de retenção de água, bem como a precipitação.

A fonte do carbonato de cálcio no perfil do solo pode ser o movimento lateral de águas ricas em carbonato (RABENHORST; WILDING, 1986), adição de poeira eólica (GILE; PETERSON; GROSSMAN, 1966; NETTLETON; PRICE; BOWMAN, 1990; RANSOM; BIDWELL, 1990), intemperismo de materiais ricos em carbonato (MONGER; DAUGHERTY; GILE; PETERSON; GROSSMAN 1991), redistribuição local de água rica em carbonato de posições topográficas mais baixas para posições mais secas mais altas via movimento capilar

(KNUTESON et al, 1989; SOBECKI; WILDING, 1983;), ou fatores climáticos, conforme explicado por Arkley (1963).

Os solos desenvolvidos sob calcários cobrem uma significativa parcela das áreas agrícolas existentes no planeta (CHEN; BARAK, 1982), especialmente nas regiões semiáridas. Tais solos vêm sendo utilizados e ocupados desde a idade Pré-Paleolítica, em razão da sua elevada fertilidade natural e riqueza em mananciais hídricos. Atualmente, nas áreas de ocorrência desses solos, que somam aproximadamente entre 7 e 10 % do território mundial, estão assentados 25 % da população global, em especial os agricultores (SHINZATO, 1998).

2.5 Atuação do intemperismo químico em rochas carbonáticas

O intemperismo é um passo importante na formação do solo, que envolve o fracionamento da rocha em porções menores e alteração química das rochas e minerais (RANDALL, SHARON, 2005) na superfície da terra ou próximo dela. Produzida pela ação de produtos biológicos, químicos, físicos e a combinação deles, em busca de um estado de equilíbrio (POPE et al., 2010).

Uma das formas de intemperismo é a química, que também é conhecida como decomposição. Envolve a quebra bioquímica de rochas e minerais em diferentes produtos e compostos. Produtos comuns do intemperismo químico são minerais argilosos, ácidos solúveis e várias espécies iônicas.

A intensidade do intemperismo químico é amplamente governada por condições climáticas, pois regem a temperatura, o movimento de água (ou a falta dela) no solo e na rocha, qualidade da água. (POPE ,2007). O intemperismo químico pode ser subdividido em congruente ou incongruente.

A dissolução congruente ocorre quando um mineral entra completamente em solução e nenhum dos seus constituintes é imediatamente precipitado, a exemplo do mármore, que se dissolve deixando praticamente nada para trás, podendo formar um tipo de paisagem em colapso, os Karsts, tipo de paisagem formada em pedra calcária. Na dissolução incongruente, alguns íons liberados pelo intemperismo precipitam no local ou próximo a ele, formando novos minerais como filossilicatos ou oxi-hidróxidos. (RANDALL; SHARON 2005).

2.5.1 Dissolução

A dissolução do carbonato de cálcio é muito importante em áreas subjacentes ao calcário. A dissolução e remoção do carbonato de cálcio deixa argila, ferro, cristais de quartzo e outras "impurezas" do calcário como material do qual os solos se formam. A natureza do solo em áreas subjacentes ao calcário pode ser altamente dependente da natureza do resíduo deixado pela dissolução do carbonato de cálcio, embora em alguns terrenos calcários, o material por deposição eólica seja um componente importante do solo (DELGADO; SCALENGHE, 2008). Quando concreções e nódulos de carbonato de cálcio são dissolvidos e esgotados, o tempo e outros processos de desenvolvimento do solo aceleram. Isto ocorre porque o carbonato de cálcio condiciona um pH relativamente alto, retardando as reações de hidrólise ácida e mantendo alta atividade de Ca em solução, o que retarda a dissolução de outros minerais primários contendo Ca. (BUOL et al., 2011). Geralmente, um aumento de temperatura contribui para maior solubilidade dos minerais.

2.5.2 Carbonatação

Carbonatação é um termo geral para processos de intemperismo associados ao CO₂ em solução aquosa. Nos solos e no regolito, o CO₂ combina rapidamente com a água para formar um ácido fraco - ácido carbônico (RANDALL; SHARON, 2005).

Os minerais mais facilmente atacáveis são aqueles que contêm um ou dos dois seguintes elementos principais: Fe, Ca, Mg, Na ou K. Nas reações geralmente formam-se carbonatos desses elementos. Via de regra, a carbonatação é incrementada pela ocorrência de rochas calcárias.

A calcita e a dolomita são pouco solúveis em água pura. Entretanto, sua solubilidade aumenta consideravelmente na água com o CO₂ dissolvido. Forma-se então bicarbonato. O bicarbonato de cálcio, por exemplo, é muito mais solúvel em água do que o carbonato de cálcio. Na solução encontram-se íons de cálcio e íons de bicarbonato. Com a diminuição de temperatura, aumenta o teor de CO₂ dissolvido na água, e conseqüentemente sua atividade química. Se a temperatura aumentar, haverá escape de CO₂ e precipitação de carbonato de cálcio.

A carbonatação da rocha calcária é congruente. Geralmente, quando o calcário ou mármore intemperiza via carbonatação, tudo o que resta são os componentes insolúveis da rocha que foram presos nela como impurezas clásticas (RANDALL; SHARON, 2005).

Há várias opções para a redução dos níveis de CO₂ na atmosfera, sendo a Captura e Armazenamento de Carbono apontada como uma forma eficaz de diminuir a concentração de CO₂, e a carbonatação mineral é uma das possibilidades de armazenar o CO₂. Esse processo ocorre lentamente na natureza e é uma das opções para o sequestro de carbono de forma estável, ou seja, na forma de carbonatos insolúveis. Estima-se que 100 Mt de CO₂ sejam sequestrados por ano sob a forma de carbonatos inorgânicos (CARNEIRO et al., 2013).

2.5.3 Hidrolise

Uma das mais importantes reações do intemperismo químico é a Hidrolise. Na hidrólise, a molécula de água é dividida em íons H⁺ e OH⁻, sendo principal agente que impulsiona a dissolução mineral. O H⁺ reage com o mineral de silicato na forma de troca catiônica. O cátion liberado do mineral reage com o ânion OH para formar uma nova substância. Os íons H⁺ também derivam da dissociação ácida, razão pela qual a hidrólise aumenta ou baixa os valores de pHs. A hidrolise de silicatos é caracterizada pelo aumento do pH (OH⁻) (MILTON 2006).

Em geral, as reações de hidrólise com aluminossilicatos desintegram ou modificam drasticamente o mineral primário (CASEY et al., 1993). Novos minerais de argila são formados por processos de transformação nos quais os componentes estruturais originais são incorporados diretamente na estrutura da argila (BARKER; WELCH; BANFIELD, 1997) ou por neoformação de produtos de intemperismo solubilizados (CALVERT; BUOL, WEED, 1980).

A hidrolise pode ser total quando 100% da sílica ou potássio são eliminados, ou parcial, quando parte da sílica permanece no perfil e o potássio pode ser parcialmente (bissialitização) com formação de minerais 2:1, ou todo eliminado (monossilitização) com formação de minerais 1:1 por ser uma hidrolise mais intensa.

A presença de vermiculita indica material pouco evoluído pedogeoquimicamente, já que se constitui, de modo geral, como filossilicato formado em ambiente de bissialitização - argilomineral tipo 2:1 (KAMPF; MARQUES; CURI, 2012). No entanto, uma vez formados,

esses minerais apresentam maior estabilidade termodinâmica que a caulinita, configurando-se com alta resistência ao intemperismo (KAMPF, CURI, MARQUES, 2009), daí o fato de permanecer no perfil de alteração.

2.6 Processos pedogeneticos

2.6.1 Salinização e Solonização

Solos salinos são formados a princípio a partir de solos não afetados por sal, no processo denominado salinização, caracterizado pelo acúmulo de sais mais solúveis do que o gesso no perfil do solo (principalmente cloretos e sulfatos de sódio, magnésio, cálcio e potássio) e um consequente aumento de cátions mono e divalentes no complexo de troca (BUOL; HOLE; McCRACKER, 1997; FANNING FANNING; KERAMIDAS; EL-DESOKY 1989; GEDROIZ, 1912;). Em um segundo estágio os solos sódicos são originário, a partir de um solo salino a lixiviação da maioria dos sais solúveis e / ou da precipitação dos minerais Ca^{2+} e Mg^{2+} , com um aumento relativo de Na^+ trocável e ocorrência comum de carbonatos de sódio (GEDROIZ, 1912; SPARKS, 2003; SUMNER; RENGASAMY; NAIDU, 1998). Este processo, conhecido como solonização, é geralmente responsável por um aumento importante no pH do solo, geralmente superior a 8,5 (GEDROIZ, 1912; FANNING; KERAMIDAS; EL-DESOKY 1989; BUOL; HOLE; McCRACKER, 1997; SCHAETZL; ANDERSON, 2005)

2.6.2 Melanização

A parte mineral do solo pode sofrer escurecimento pela adição de matéria orgânica e húmus, este processo pedogenético é chamado de melanização. Estes compostos de origem orgânica revestem os grãos minerais atribuindo assim a coloração escura. O grau de melanização do solo vai depender e variar de acordo com a taxa de humificação da matéria orgânica e dos tipos de compostos húmicos produzidos (IFC, 2015)

2.7 Atributos de solo e serviços ecossistêmicos

Alguns estudos relacionam as propriedades do solo aos serviços ecossistêmicos, entre eles a relação entre carbono do solo, biota do solo, ciclagem de nutrientes do solo e retenção de umidade nos serviços ecossistêmicos. (BARRIOS, 2007; GHALEY; PORTER; SANDHU, 2014; KHANNA et al, 2010; KRISHNASWAMY et al, 2013; MARKS et al., 2009; VAN EEKEREN et al., 2010). Os serviços ecossistêmicos do solo dependem das propriedades do solo. A agregação do solo é influenciada pelo teor e forma de carbono orgânico do solo, em contrapartida, o estado de agregação interfere no comportamento de outras variáveis, tais como aeração do solo, desenvolvimento radicular, suprimento de nutrientes, entre outros serviços, portanto para entender as relações entre estoque de carbono é necessário também o entendimento das propriedades físicas do solo (CASTRO FILHO; LOGAN, 1991).

Aumentar o armazenamento e a estabilização do carbono orgânico do solo (COS) é uma um benefício em todos os aspectos, pois além da mitigação da mudança climática, o carbono orgânico do solo em maior quantidade contribui para melhorar a fertilidade do solo, a estabilidade estrutural do solo e a produtividade agrícola e, conseqüentemente, promove a segurança alimentar e nutricional (LAL, 2004).

2.8 Estoque de carbono no solo

O armazenamento de C no globo terrestre é dividido principalmente em cinco compartimentos: oceânico, geológico, pedológico (solo), biótico (biomassa vegetal e animal) e atmosférico. Todos esses compartimentos estão interconectados, e o C circula entre eles (LAL, 2004). O maior reservatório é o geológico (a crosta terrestre), com cerca de 90.000.000 Pg de C (SUNDQUIST, 1993). Apesar dessa grande quantidade, a maior parte desse C geológico não participa da ciclagem, a não ser uma pequena fração, a qual constitui um reservatório de 5.000 Pg de C, compreendendo em carvão 4.000 Pg, óleo e gás, ambos com 500 Pg de C (LAL, 2004).

O carbono é o elemento químico essencial para o estabelecimento da vida no planeta, devido a sua capacidade de formação de compostos diversos, dentre eles proteínas, carboidratos, lipídeos e pigmentos, por sua propriedade de formar até 4 ligações covalentes entre si e com outros elementos (MELO FILHO; SOUZA, 2006). A formação de carbonatos no solo pode desempenhar um papel significativo o ciclo do C global.

No ciclo do carbono, o dióxido de carbono (CO₂) atmosférico é advindo das reações químicas que ocorrem nos oceanos, da respiração e decomposição e da queima dos resíduos orgânicos, sendo o C estocado na forma de compostos orgânicos e carbonatos (ROSENDO; ROSA, 2012). A adição de carbono no solo é influenciada pela deposição dos resíduos orgânicos, enquanto o estoque de carbono é controlado pela diferença entre a adição e decomposição do material orgânico.

Solos com alta fertilidade natural, sob vegetação nativa, estão perto da sua capacidade limite em estocar carbono (CHUNG; GROVE; SIX, 2008). enquanto as perdas ocorrem pela liberação de CO₂ na respiração, pela decomposição microbiana dos resíduos e da matéria orgânica do solo, por erosão e lixiviação. O armazenamento do carbono influenciado pela erosão, redistribui o carbono pela paisagem, ou seja, enquanto áreas perdem carbono, outras podem ganhar. A magnitude desses processos depende direta ou indiretamente do manejo do solo (MIELNICZUK, 2008). A adsorção pode levar à imobilização de compostos orgânicos, e assim, estabilizá-los do ataque microbiano. Este processo induz o sequestro de C no solo, que se relaciona diretamente com o ambiente e aspectos do potencial aquecimento global e mudanças climáticas. A matéria orgânica do solo contém cerca de três vezes a quantidade de C encontrada em toda vegetação do mundo (BOHN; McNEAL; O'CONNOR, 2012).

A emissão de CO₂ do solo para a atmosfera ocorre principalmente por dois processos biológicos: a decomposição de resíduos orgânicos e a respiração de organismos e sistema radicular das plantas. No solo, o CO₂ se movimenta por meio da difusão, de uma região de maior concentração para outra de menor concentração, e, por fluxo de massa, o CO₂ move-se junto com o ar ao qual está misturado (BALL; SMITH, 1991). A concentração de CO₂ nos poros do solo é significativamente maior do que na atmosfera, na ordem de 10 a 100 vezes (MOREIRA; SIQUEIRA, 2006). Esse fato está associado à atividade respiratória no solo, sendo a respiração radicular responsável por 20 % desse aumento na concentração de CO₂, e os 80 % restantes são oriundos da atividade biológica do solo (MELILLO et al., 2002). A diferença de potencial entre o solo e a atmosfera cria um fluxo ascendente de CO₂ (BALL; SMITH, 1991).

A matéria orgânica do solo (MOS) é considerada um dreno natural do carbono (ALMEIDA; CAMPELO; FINGER, 2010). Ela não tem uma composição química definida e uniforme, mas se trata de uma mistura de diversas substâncias com composição química e características distintas. incluindo todos os resíduos orgânicos em diferentes estágios de decomposição (CAMARGO; SANTOS; GUERRA, 2008; SILVA; MENDONÇA, 2007).

Áreas com vegetação preservadas possuem um estoque de biomassa vegetal maior do que locais com cobertura de pastagem aberta ou de culturas com ciclo curto. O mesmo padrão de estoque é o observado para o carbono estocado no solo. (SAMPAIO; COSTA, 2011). É importante analisar os solos do semiárido brasileiro e verificar a capacidade dos mesmos em estocar carbono (GIONGO et al., 2011).

A caatinga se encontra entre os biomas brasileiros mais vulneráveis as mudanças climáticas, devido ao efeito sobre as ações biogeoquímicas. A retirada da vegetação natural da Caatinga gera desequilíbrio na quantidade de carbono orgânico do solo, intensificando a mineralização da matéria orgânica. Quando a adição da matéria orgânica no solo é menor do que o processo de decomposição, o sistema passa a emitir C até atingir um novo equilíbrio dinâmico, o que provoca modificações nos estoques naturais do C e a degradação dos solos (BARRETO et al., 2006).

Pesquisas relacionadas à determinação do estoque de C no solo da região semiárida do Brasil são ainda incipientes (GIONGO et al., 2011). Alguns estudos foram realizados, mas tendo-se em consideração que a região semiárida possui a maior variabilidade de solos do país (SAMPAIO; COSTA; 2011), lacunas de informações precisam ainda ser preenchidas (SANTANA, 2015).

3.MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Descrição da área de estudo

As áreas escolhidas para a realização da pesquisa foram dois municípios no Estado de Pernambuco, sendo eles Itacuruba e Vertente do Lério.

O município de Itacuruba está localizado a 470 km a Noroeste da cidade de Recife, na Mesorregião São Francisco Pernambucano e Microrregião Sertão de Itaparica, limita-se a Norte com o município de Belém do São Francisco, a Sul com o Estado da Bahia, a Leste com Floresta e a Oeste com o município de Belém do São Francisco (CPRM 2005).

A área de estudo de Itacuruba, está inserida na unidade geoambiental da Depressão Sertaneja, que representa a paisagem típica do semiárido nordestino, caracterizada por uma superfície de pediplanação bastante monótona, relevo predominantemente suave-ondulado,

cortada por vales estreitos, com vertentes dissecadas. Elevações residuais, cristas e/ou outeiros pontuam a linha do horizonte. Esses relevos isolados testemunham os ciclos intensos de erosão que atingiram grande parte do sertão nordestino.

A vegetação é basicamente composta por Caatinga Hiperxerófila compreendendo espécies como a catingueira (*Caesalpinia pyramidalis*), faveleira (*Cnidoscolus quercifolius*), pereiro (*Aspidosperma pyrifolium*), o pião bravo (*Jatropha molíssima*), entre outras, com trechos de Floresta Caducifólia. O clima é do tipo Tropical Semi-Árido Bs'h, com chuvas de verão. O período chuvoso se inicia em novembro com término em abril. A precipitação média anual é de 432 mm (CPRM 2005).

O município de Itacuruba encontra-se inserido, geologicamente, na Província Borborema, sendo constituído pelos litotipos dos complexos Cabrobó e Belém do São Francisco, dos Granitóides Indiscriminados, da Suíte Calcálica Conceição e dos Depósitos Colúvio-eluviais e Aluvionares.

O município de Vertente do Lério está localizado no Agreste Setentrional do Estado de Pernambuco, inserido na microrregião do Alto Capibaribe. O relevo na região de Vertente do Lério está inserido nas Áreas Desgastadas da Província Borborema, unidade formada por maciços altos e outeiros, com altitudes variando de 650 a 1.000 m, ou seja, superfícies onduladas com relevos residuais altos. O relevo é geralmente movimentado, com vales profundos e estreitos.

O município de Vertente do Lério encontra-se inserido, geologicamente, na Província Borborema, sendo constituído pelos litotipos dos complexos Salgadinho representados por ortogneisse tonalítico a Granítico e Surubim-Caroalina constituído por xisto, gnaisse, quartzito e metacarbonato. (CPRM 2005).

O clima é do tipo Bs'h da classificação de Köppen, semiárido, muito quente, com chuvas no outono e inverno. O período normal de chuva inicia-se em fevereiro/março e pode estender-se até agosto. Dados históricos de precipitação revelam uma média anual de 645 mm (ZANE – Zoneamento Agroecológico do Nordeste – EMBRAPA/2000). O município, assim como a maior parte da região no seu entorno, apresenta vegetação de caatinga hipoxerófila. (ZANE – Zoneamento Agroecológico do Nordeste – EMBRAPA/2000).

3.2 Seleção de perfis, descrição e amostragem

A seleção das áreas (Figura 5) estudadas foi baseada nas informações obtidas a partir de mapas geológicos e de solo, além de visita exploratória de campo, com o objetivo de obter duas áreas bem representativas para o estudo. A escolha dos dois perfis foi realizada levando em consideração a composição geológica semelhante em relação a presença de carbonatos no material de origem, tendo o saprolito de Mármore e saprolito de Anfibolito como material de origem do perfil 1, e o saprolito de Mármore e saprolito de Gnaissse como material de origem do perfil 2.

Perfil 1 trata-se de uma área de caatinga hiperxerofita, com vegetação nativa, sem ação antrópica e precipitação pluviométrica média de 432 mm por ano. O perfil 2 trata-se de uma área de caatinga hiperxerofita com ação antrópica, tendo hoje a presença de uma mineradora de calcário calcítico e calcário dolomítico, além de lavoura de subsistência, tendo precipitação pluviométrica média de 645mm por ano.

Após identificação das áreas, um perfil de solo foi aberto em cada área, em sequência foi realizada a descrição morfológica dos solos e coleta de amostras de solos (deformadas e indeformadas) de acordo com o Manual de Descrição e Coleta de Campo (SANTOS et al., 2015).

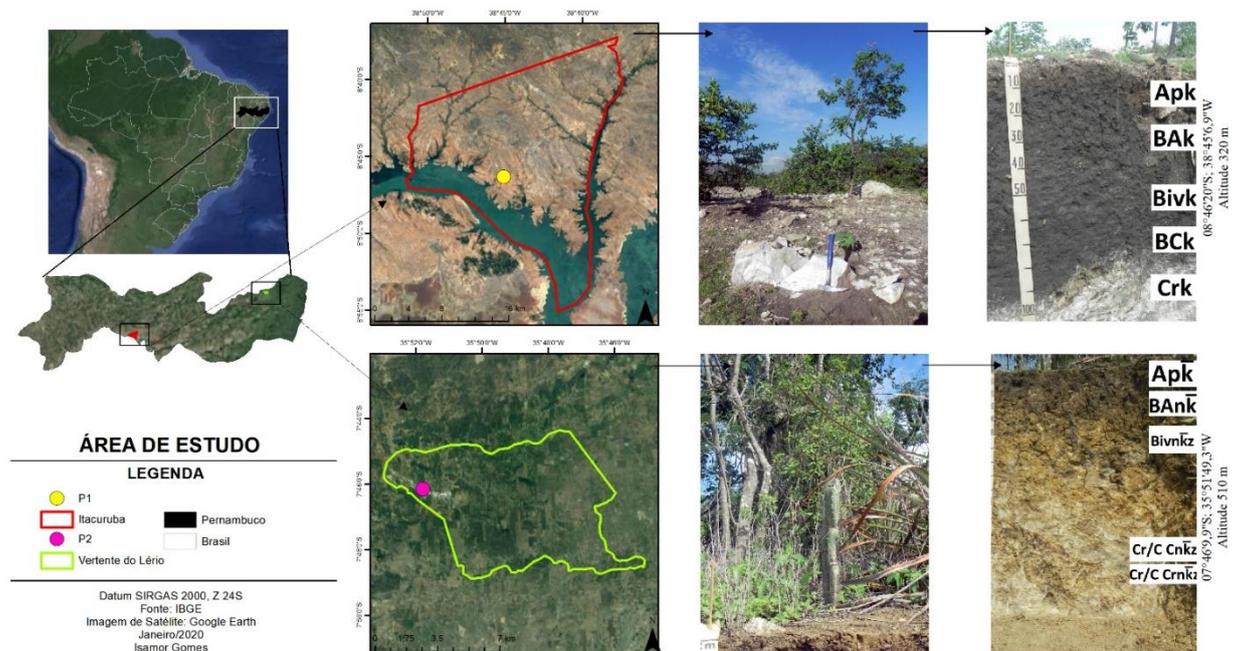


Figura 5. Localização dos pontos estudados (P1 e P2) no município de Itacuruba - PE e Vertente do Lério – PE. Fonte: ArcGis 10.4

As amostras foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira de 2mm de malha, para obter-se a terra fina seca ao ar (TFSA), as frações de cascalho (2 a 20mm) e calhaus (>20mm) foram lavadas e pesadas para determinação percentual de sua massa em relação a massa total do solo (SANTOS et al., 2017).

Foi realizada a extração da pasta saturada, e naqueles solos que apresentaram valores da $CE \geq 4 \text{ dS m}^{-1}$ foram submetidos à lavagem com álcool à 60% para fins de eliminação de sais solúveis, até não mais reagir com o teste de nitrato de prata (AgNO_3 0,05 mol L⁻¹), indicando assim a ausência de cloreto (RICHARDS; HIDE 1954). Além da remoção de carbonatos para tornar possível a dispersão. Também foram dispersas amostras com NaOH para posterior uso das areias com a presença de carbonatos.

A classificação taxonômica dos solos foi realizada de acordo com os critérios estabelecidos pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS et al., 2018).

Os perfis coletados em Itacuruba-PE e Vertente do Lério foram identificados ao longo da pesquisa como P1 e P2 respectivamente.

3.3 Análises Físicas

Para a caracterização física, foram realizadas quatro análises: composição granulométrica, pelo método do hidrômetro (SANTOS et al., 2017), utilizando como dispersante químico hexametáfosfato de sódio a 1 mol L⁻¹, após pré-tratamento para remoção de sais solúveis e remoção de carbonatos com acetato de sódio. As amostras passaram 16 horas em agitação (dispersão física) no agitador tipo Wagner. A fração areia foi fracionada em duas frações, areia grossa e areia fina.

A fração argila, após realizar a medição com o hidrômetro em 24 horas foi separada por sifonação, com finalidade para estudos mineralógicos.

Também foi realizada a análise de argila dispersa em água (ADA), que se repetiu o mesmo procedimento da granulometria, substituindo o dispersante químico por água destilada.

A densidade do solo foi realizada pelo método do torrão parafinado (SANTOS et al., 2017) e densidade de partículas pelo método do balão volumétrico (FLINT; FLINT, 2002).

A partir dos resultados obtidos foram calculados o grau de floculação (GF) pela expressão: $GF = [(\% \text{ Argila Total} - \% \text{ ADA}) / \% \text{ Argila Total}] \times 100$, relação silte/argila e a atividade de argila, conforme Santos et al. (2017).

3.4 Análises Químicas

As análises químicas foram realizadas conforme os métodos de Santos et al. (2017) sendo estes: determinação de pH em água e KCl 1 mol L⁻¹ (relação solo/solução de 1:2,5); Acidez potencial pelo método de acetato de cálcio 1 mol L⁻¹ e dosagem por titulação; Ca²⁺, Mg²⁺ e Al³⁺ trocáveis extraídos por KCl 1 mol L⁻¹. O cálcio e magnésio foram dosados por absorção atômica e o alumínio por titulação; Na⁺ e K⁺ trocáveis foram extraídos por Mehlich 1 e dosados por fotômetro de chama; O fósforo disponível foi extraído com solução de Mehlich-1 (HCl 0,05 mol L⁻¹ e H₂SO₄ 0,025 mol L⁻¹) e Olsen e analisados por colorimetria; 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).

O Carbono orgânico total (COT) foi determinado via úmida utilizando o método de Walkley-Black (SANTOS et al., 2017; TEIXEIRA et al., 2003). Para cada amostra analisada foi calculado o estoques de C e N (VELDKAMP, 1994), considerando a fração > 2 mm de cada horizonte, como sugerido por Batjes (2014): $E = C * e * D_s * 104 * (1 - S)$ Onde, E refere-se ao estoque de carbono ou nitrogênio (Mg ha⁻¹), C denota o teor de carbono (kg C kg⁻¹ solo), e corresponde a espessura do horizonte/camada (m), D_s é referente a densidade do solo (Mg m⁻³), e S é a proporção de fragmentos > 2 mm (valor adimensional).

3.4.1 Extração Seletiva de Ferro e análise total

Os teores de Fe livre foram determinados após 3 extrações sucessivas com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (Fe_d) na TFSA (MEHRA; JACKSON, 2013), e os teores de Fe ligados as fases de baixa cristalinidade foram extraídos após única extração com oxalato ácido de amônio (Fe_o) (MCKEAGUE; DAY, 1966).

A partir dos resultados dos teores de Fe, foi calculado a proporção entre formas de Fe cristalinos e não cristalinos, por meio da relação Fe_o/Fe_d.

Com o objetivo de avaliar a evolução geoquímica e de intemperismo, foi realizada a análise química total dos elementos Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, P, Ti e Zr nas amostras de TFSA

(passadas em peneiras de 100 mesh), por meio de espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX).

3.4.2 Equivalente de carbonato de cálcio

O percentual de CaCO_3 presente em cada amostra de solo foi determinado através do ataque da amostra com solução padrão de HCL e titulação do excesso de ácido com solução padrão de NaOH, conforme método de Santos et al. (2017).

3.4.3 Balanço geoquímico e Fluxo de massa

O balanço geoquímico foi calculado através dos resultados obtidos pela fluorescência de raio X de adaptações dos métodos descritos por Brimhall e Dietrich (1987), Chadwick; Brimhall e Hendricks (1990), Anderson; Dietrich e Brimhall (2002). Os ganhos / perdas (τ) de cada elemento, em termos de fração elementar em relação ao material original, foi calculado a partir da Equação. $\tau = \frac{C_{j,w}}{C_{j,p}} - 1$

$$C_{i,w} / C_{j,p}$$

$C_{j,w}$ é a concentração do elemento no horizonte do solo (w) ou no material de origem não intemperizado (p). $C_{i,p}$ e $C_{i,w}$ são as concentrações do elemento imóvel no material de origem e nas rochas não intemperizadas. O resultado positivo indica a ocorrência de ganhos de elementos após o intemperismo e valores negativos indicam perdas.

O fluxo de massa foi calculado com base nos valores de deformação, primeiramente a partir da Equação

$$\varepsilon_{i,w} = \frac{\rho_p C_{i,p}}{C_{i,w} \rho_w} - 1$$

$$C_{i,w} \rho_w$$

Onde ρ_p é a densidade do material original e ρ_w é a densidade do horizonte do solo. Valores positivos indicam aumento ou dilatação do volume, enquanto valores negativos indicam contração após o desgaste. Os valores ε são usados para cálculos de fluxo de massa, na Equação abaixo:

$$m_{j,flux} = \rho_p C_{j,p} \tau_w Z_w \left(\frac{1}{\varepsilon_{i,w} + 1} \right)$$

O M_k é o fluxo de massa em $Kg\ m^{-2}$ representando ganhos elementares quando os valores forem positivos, ou perdas quando os valores forem negativos por unidade de área. Z_w é a espessura do horizonte do solo ou saprolito.

3.5 Análise Mineralógica

A fração areia foi obtida por peneiramento, após a análise granulométrica. A composição mineralógica da fração areia foi obtida por microscopia ótica, utilizando microscópio e lupa petrográfica (HENLEY, 1983).

A fração argila foi separada por decantação, em seguida foi seca em estufa em temperatura de $60^{\circ}C$, posteriormente macerada em almofariz de ágata e passada em peneira de 80 mesh, em seguida foi realizado pré-tratamento nas amostras com finalidade de eliminar óxidos de ferro, utilizando ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) (MEHRA; JACKSON, 1960).

As amostras da fração argila foram saturadas com Mg^{2+} , em sequência solvatada com glicerol a 30%, por fim foram amostras foram dispostas em lâminas de vidro. As amostras de argila também foram submetidas à saturação com K^+ , as quais foram analisadas em temperatura ambiente ($25^{\circ}C$), e após aquecimento em mufla sob as temperaturas de $110^{\circ}C$; $350^{\circ}C$ e $550^{\circ}C$ com o objetivo de diferenciar os minerais presentes. A análise mineralógica foi realizada por difratometria de raios X (DRX), em um difratômetro Shimadzu XRD6000, operando a 40Kv e 30mA. Nas argilas sem tratamentos e analisadas na forma de pó não orientado foi empregada a varredura de 5 a $70^{\circ} 2\theta$ numa velocidade de $1^{\circ} 2\theta\ min^{-1}$, enquanto nas amostras orientadas em lâminas de vidro, a varredura foi de 3 a $35^{\circ} 2\theta$ numa velocidade de $1^{\circ} 2\theta\ min^{-1}$.

Os critérios empregados para interpretação dos difratogramas e identificação dos minerais constituintes da fração argila foram baseados no espaçamento interplanar (d) e no comportamento dos picos de difração frente aos tratamentos de saturação e térmicos empregados, conforme apresentado por Jackson (1975)

A composição mineralógica das frações areia (fina e grossa) foi realizada por observação em lupa binocular.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Atributos morfológicos e físicos

As descrições morfológicas do Vertissolo (P1) e do Cambissolo (P2) encontram-se na Tabela 2.

O P1 apresenta a sequência de horizontes/camada Ak, BAk, Bivk, BCK e Crk, destacando a cor cinzento muito escuro nos horizontes Ak, BAk e Bivk. O P2 apresenta a sequência de horizonte/camadas Ap \bar{k} , BAN \bar{k} , Bivn $\bar{k}z$, C/Cr Cn $\bar{k}z$ e C/Cr Crn $\bar{k}z$ mesclados, a cor no Ap \bar{k} foi Bruno-acinzentado-muito-escuro, no BAN \bar{k} Bruno-escuro e no Bivn $\bar{k}z$ a cor foi Bruno-amarelado.

A coloração escura do VERTISSOLO EBÂNICO (Perfil 1) é resultado da contribuição de um forte processo de melanização, se deve a associação entre os constituintes orgânicos e minerais coloidais por complexação ou queilação, não estando diretamente relacionada ao teor de carbono orgânico (DUDAL; ESWARAN, 1988). Fato atribuído ao material carbonático que constitui o perfil.

No caso do CAMBISSOLO HÁPLICO, a coloração provavelmente reflete maior presença de goethita e mistura com a matéria orgânica.

Em relação ao grau de pedalidade, o horizonte Ak do perfil 1 apresenta estrutura granular, blocos angular e subangulares de fraca a moderada, pequena a média. O horizonte Ap \bar{k} do P2 apresenta estrutura também de fraco a moderada, pequena a média, para estrutura granular e para blocos subangulares. No P1 os horizontes BAk e Bivk apresentam estrutura prismática de média a grande, moderada a fraca, Slickenside e estrutura cuneiforme, diferindo nas estruturas de blocos angulares, que no horizonte BAk apresenta estrutura de média a grande enquanto no Bivk de média a pequena. O horizonte BAN \bar{k} do P2 apresenta estrutura em blocos subangulares e angulares de fraco a moderado, pequeno e médio enquanto no Bivn $\bar{k}z$ é de médio a grande, e moderado. Ainda no BAN \bar{k} a estrutura prismática é de média a grande e moderada, enquanto no Bivn $\bar{k}z$ é grande e moderada, apresentando também estrutura Slickenside.

A presença de estrutura prismática nos horizontes B, bem como a presença de slickensides em ambos os perfis, é, resultante da constituição mineralógica (presença de minerais expansíveis), que associado ao ciclo de umedecimento e secagem promove a expansão e contração da massa de solo (ver difratogramas, figura 11) (CHEN, 1998)

No horizonte Ak do P1 foi observada a presença de estrutura granular, de grau fraco a moderado de desenvolvimento, este tipo de feição é chamado de autogranulação, que trata-se da presença de estrutura granular na superfície do perfil (DASOG et al., 1987; DERM, 2011),

geralmente resultante do fendilhamento e expansão na ausência de pressão de sobrecarga (MERMUT; DASOG; DOWUONA , 1996) tem sido observada em Vertissolos de vários países, como: El Salvador, Austrália, África e Índia (AHMAD, 1996; LIMA, 2014; YERIMA et al., 1987).

O perfil 1 apresenta fendas verticais ao longo do perfil de 0,5 a 1 cm de largura, variável em diâmetro conforme o grau de umidade do solo. No solo seco as fendas apresentariam a largura máxima, no solo úmido as fendas praticamente fecham, como a condição de campo no momento era úmida não conseguimos visualizar o potencial máximo. Enquanto no perfil 2 as fendas estavam presentes nos horizontes Bivn \bar{k} z e BAn \bar{k} , atingindo parte do horizonte Ap \bar{k} , com variações de espessura.

De forma geral, as estruturas nos dois perfis são bem definidas, com pouco material solto que é uma consequência, da presença de argilominerais 2:1 que estão relacionados com a estruturação e agregação do solo (CORNELL; SCHWERTMANN, 1996), conforme será visto nos difratogramas dos atributos mineralógicos.

Ao longo dos dois perfis estudados foi observado a reação de efervescência ao HCl 10%, indicando a presença de carbonatos, reflexo das contribuições do material de origem de ambos os solos.

No perfil 1 os teores de Carbonato equivalente (CaCO_3), mostrados na tabela 3, estão dentro do exigidos para ser enquadrado como de caráter carbonático, segundo o SiBCS (SANTOS et al., 2018). Enquanto o perfil 2 se enquadra no caráter hipocarbonático.

Tabela 1 - Atributos morfológicos do VERTISSOLO (P1) e CAMBISSOLO (P2) estudados nos municípios de Itacuruba – PE e Vertente do Lério

– PE		Horizontes	Cor	Textura	Estrutura
Simb.	Prof. (cm)	Seca	Úmida		
P1 – VERTISSOLO EBÂNICO Carbonático saprolítico solóidico					
AK	0-14	-	10 YR 3/1	Arg	Gran. Fr e md pq e méd; bl sb Ag, bl ag Fr e md pq e méd.
BAK	14-30	-	10 YR 3/1	Arg	bl.ag.méd e gr., pris, peq e méd. fr e mod, slick, Cun
Bvk	30-60	-	10 YR 3/1	Arg	bl. ag. méd e pq, md e fr. pris, mod fr méd. e gr, slick. Cun
BCK	60-80	-	10 YR 3/1	Arg	bl.ag. pq e méd, fr e md. cun.
Crk	80-110 ⁺	-	-	-	-
P2 – CAMBISSOLO HÁPLICO Sódico hipocarbonático vertíssolico					
Apk	0-15	10 YR 4/3	10 YR 3/2	F-Arg	Gran. Fr e md pq e méd bl sb., pq. e méd, fr e mod.
BANK	15-32	10 YR 5/3	10 YR 4/3	Arg	bl. Ag e sb. Pq méd fr mod, pris, méd gr e mod
Bivnkz	32-80	10 YR 6/4	10 YR 5/4	Arg	bl. Ag e sb, méd e gr. e mod, pris, gr mod, slick mod
Cr/C Cnkz	80-160	-	-	Arg	-
Cr/C Cnkz	80-160 ⁺	-	-	-	-

Simb.) - Símbolo; (Prof) - Profundidade; (Mosq) - Mosqueados; (Dif) - Difuso; (A-S) - Argilossiltosa; (M-A) - Muito argilosa; (Arg) - argilosa; (F)-Franca; (F-Arg.-S)-Franco-argilossiltosa; (F-Are)- Francoarenosa; (F- Arg) - Francoargilosa; (F-Arg.Ar) - Franco argilo-arenosa; (mt. peq.) - Muito pequena; (gr) - Grande; (bl. Sb. Ag) - Bloco Subangular; (bl. Ag) - Bloco angular; (méd) - Média; (Peg) - Pegajosa; (md) - moderada; (Ft) - forte; (Fr)- Fraca; (Pris) - Prismática; (Cun) - Cuneiforme; (Slick) - Slickenside; (pls) - Plástica; (Md) - moderada; (Ond) - Ondular; (pou.) - Pouca; (peq.) - Pequena; (dis.) - Distinta; (com.) - Comum; (méd.) - média; (abn) - Abundante; (proe) - Proeminente; (ext) - Extremamente; (gr) - grande; (dif) - difuso; (lig) - ligeiramente; (Gran)-Granular.

As descrições dos atributos físicos dos VERTISSOLO e CAMBISSOLO (Perfil 1 e Perfil 2) encontram-se na Tabela 2.

Tabela 2 - Atributos físicos do solo Vertissolo (P1) e Cambissolo (P2) estudados nos municípios de Itacuruba – PE e Vertente do Lério – PE

Horizonte		Composição granulométrica da terra fina (g kg ⁻¹)			Floculação %	Densidade (g cm ⁻³)	
Símb.	Prof. (cm)	Areia (2-0,05mm)	Silte (0,05- 0,002mm)	Argila (<0,002mm)	GF	Solo	Partículas
P1 – VERTISSOLO EBÂNICO Carbonático saprolítico solódico							
Ak	0-14	264	233	503	72	1,42	2,65
BAk	14-30	310	169	521	70	1,69	2,67
Bivk	30-60	296	221	483	67	1,60	2,69
BCK	60-80	297	215	488	83	1,59	2,71
Crk	80-110 ⁺	471	372	158	25	1,47	2,78
P2 – CAMBISSOLO HÁPLICO Sódico hipocarbonático vertissolico							
Ap \bar{k}	0-15	360	161	479	47	1,58	2,67
BAn \bar{k}	15-32	291	221	488	71	1,64	2,66
Bivn $\bar{k}z$	32-80	261	214	525	56	1,80	2,71
Cr/C	80-160	311	378	311	69	1,44	2,59
Cn $\bar{k}z$							
Cr/C	80-160 ⁺	593	148	259	60	1,65	2,70
Crn $\bar{k}z$							

(Símb.) - Símbolo; (Prof) - Profundidade; (A.G.) - Areia Grossa; (Partíc.) – Partículas; ADA: Argila dispersa em água; GF: Grau de floculação

No P1 os valores argila variaram de 483 a 521 g kg⁻¹ e no P2 de 97 a 228 g kg⁻¹ configurando textura argilosa. A areia nos perfis variou de 261 a 360 g kg⁻¹, onde em ambos os perfis o menor teor de areia foi no horizonte Biv. Por fim o silte, variando de 161 a 233 g kg⁻¹.

Em relação a ADA, os dois perfis apresentaram alto grau de floculação, alcançando porcentagens de até 83%. A dispersão e floculação da argila é afetada pelo pH, ânions, natureza e distribuição dos cátions trocáveis (OADES, 1984), concentração eletrolítica (SHAINBERG; LEVY, 2005), conteúdo e tipo de argila (WUDDIVIRA; ROACH, 2007); sílica, carbonato de cálcio, carbono orgânico. sendo observado que os maiores valores de GF coincidem com os maiores de Ca trocável, o que sugere a importância do Ca na floculação desses solos. Enquanto os menores coincidiram com os maiores teores de Na (ver atributos químicos), indicando que os cátions no complexo de troca atuam de forma diferenciada para agregação e dispersão desses solos. (LIMA, 2014).

Os valores de densidade nos dois perfis foram maiores em subsuperfície, com destaque para os horizontes Bivk e BA do perfil 1 e Bivn \bar{k} z do perfil 2, os quais apresentaram os maiores valores. Fato que está possivelmente relacionado com a mineralogia, visto que a densidade de partículas também aumenta em profundidade, refletindo a assembleia mineralógica constituinte dos horizontes e material de origem.

4.2 Atributos Químicos

Os atributos químicos do VERTISSOLO (Perfil 1) e do CAMBISSOLO (Perfil 2) encontram-se na Tabela 3.

Os valores de pH referente ao perfil 1 e 2 foram maiores em água do que em KCl, refletindo o predomínio de cargas negativas nesses solos. A reação dos solos estudados foi alcalina, naturalmente devido a natureza do material de origem, que apresenta rochas calcárias na sua constituição, bem como a presença de carbonatos na fração areia dos solos (ver tabelas 7 e 8). A acidez potencial apresentou baixos valores, conforme observado para H⁺ e Al³⁺, que variou de 0 a 0,4 cmolc/kg no P1 e de 0 a 0,1 cmolc/kg no P2, refletindo a virtual ausência de alumínio no complexo de troca e em solução, e mesmo com a presença de matéria orgânica, que por meio da dissociação de ácidos orgânicos poderia liberar H⁺, novamente, a presença de carbonatos, especialmente calcita, na constituição do material de origem, faz com que neutralize a ocorrência de íons H⁺.

Em relação a CE, O P1 apresentou valores abaixo de 3 dSm⁻¹ até o horizonte transicional BCz, enquanto o Crz apresentou valor em torno de 9 dSm⁻¹. Já no P2, a condutividade elétrica foi baixa nos horizontes Ap \bar{k} e BAn \bar{k} , enquanto nos demais horizontes (Bivn \bar{k} z, C/Cr Cn \bar{k} z e C/Cr Crn \bar{k} z) apresentou valores acima de 12 dSm⁻¹, o que condicionou o caráter sálico nesse perfil, de acordo com a SANTOS et al (2018). Os dois perfis localizam-se em ambiente semiárido e ambos com formados de materiais de origem ricos em minerais primários de fácil alteração, o que naturalmente promove o processo de salinização primária, que se refere justamente a liberação de sais pelo intemperismo das rochas. No entanto, esse processo está mais forte no P2, onde a precipitação pluviométrica é maior, provavelmente as condições de drenagem, promovida pela estrutura da litologia, está condicionando pior drenagem e conseqüente menor lavagem de sais em P2 em relação a P1.

A soma de bases e porcentagem de saturação por bases, apresentou valores altos devido aos seus principais contribuintes, o Ca^{2+} e Mg^{2+} , mais uma vez refletindo a natureza do material de origem. Os valores de SB refletem na alta saturação por bases, caracterizando os solos em Eutróficos (SANTOS et al., 2018). Devido à alta taxa de evaporação e baixa precipitação pluviométrica, característica de região semiárida, os solos tendem a apresentar elevadas concentrações de sais solúveis (OLIVEIRA et al., 2002).

Os altos teores de Ca^{2+} e Mg^{2+} ao longo dos perfis 1 e 2 (Tabela 3) são reflexo da natureza do material de origem, muito rico em calcita e dolomita, além do baixo grau de desenvolvimento dos solos (MOTTA et al., 2002).

Tanto no perfil 1 como no perfil 2, os solos apresentaram um elevado conteúdo de CaCO_3 , coerente com a natureza calcítica e dolomítica das rochas calcárias que deram origem ao perfil e no entorno próximo ao perfil, o Ca^{2+} é o íon predominante no complexo sortivo de ambos os perfis, com teores variáveis entre 7,15 a 24,44 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, seguido pelo Mg^{2+} que alcança valores de até 32,55 no horizonte Biv do P2, cujo o material de origem é dolomítico. Coulombe; Dixon e Wilding (1996) comentam que os Vertissolos possuem ampla diversidade de material de origem, dentre eles, os de natureza sedimentar com influência de calcário. E o Cambissolo por ser um solo ainda com forte influência do material de origem.

Há também a contribuição dos minerais presentes nas rochas metamórficas, cuja presença de minerais máficos em alteração, promove níveis elevados de Ca e Mg.

Os teores mais baixos de K em P1 em relação a P2 (Tabela 4), também deve estar relacionado a natureza do material de origem e as condições de drenagem interna dos solos.

Os valores de Na^+ e PST foram aumentando em profundidade em ambos os perfis, com destaque para o P2, onde os valores de PST são altos desde o horizonte $\text{BAN}_{\bar{k}}$, atingindo 33,21% em $\text{Cr/C Cn}_{\bar{k}z}$, contribuindo com o caráter sódico nesse perfil. O caráter solódico ocorreu em P1, que apresentou PST de 14,22% em até 100 cm de profundidade do perfil, (SANTOS et al., 2018).

Os valores de CTC mais altos no Cr refletem a qualidade das argilas presentes nessa camada, as quais possuem também maiores valores de atividade de argila.

Tabela 3 - Atributos Químicos do solo VERTISSOLO (P1) no município de Itacuruba-PE e CAMBISSOLO (P2) Vertente do Lério -PE

Horizontes	Complexo sortivo (cmol _c kg ⁻¹)										Valor V	P	P _{Olse}	PST	C.E	COT	Eq. CaCO ₃	EC
Simbolo	pH em KCl	pH em Água	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SB	H ⁺ + Al ³⁺	CTC Potencial	At. Argila (%)	mg kg ⁻¹	mg kg ⁻¹	(%)	ds m ⁻¹	g kg ⁻¹	g kg ⁻¹	EC	
P1 – VERTISSOLO EBÂNICO Carbonático saprolítico solódico																		
AK	6,46	8,27	22,05	10,67	1,11	0,32	34,15	0,2	34,35	68	7,21	0,43	0,93	1,44	13,54	68,46	23,01	
BAK	6,50	8,18	23,89	11,91	0,30	0,76	36,86	0,4	37,26	71	4,40	0,34	2,04	2,24	5,47	85,06	12,99	
Bivk	6,56	8,37	23,00	13,21	0,27	0,22	36,70	0,1	36,80	76	11,62	1,01	0,60	2,11	5,29	82,99	25,18	
BCK	6,58	8,55	21,57	14,45	0,18	0,34	36,54	0	36,54	75	13,48	0,36	0,93	3,19	4,69	104,77	16,38	
CTk	6,85	8,40	20,88	15,04	0,26	6,00	42,18	0	42,18	267	5,27	0,36	14,22	9,26	2,3	164,94	10,02	
P2 – CAMBISSOLO HÁPLICO Sódico hipocarbonático vertissólico																		
Apk	6,77	7,81	14,5	12,51	1,09	0,3	28,40	0,1	28,50	59	32,16	5,13	1,05	1,02	19,89	82,99	42,93	
Bank	6,80	7,96	7,15	15,16	3,23	1,79	27,33	0	27,33	56	28,69	3,86	6,55	2,15	11,24	67,43	26,96	
Bivnkz	6,90	7,69	16,19	32,55	1,26	4,78	54,78	0	54,78	104	7,41	7,59	8,73	16,51	5,94	70,02	50,13	
Cr/C Cnkz	6,61	7,73	24,44	15,46	0,22	19,95	60,07	0	60,07	193	3,07	0,37	33,21	16,69	3,04	92,84	50,28	
Cr/C Cnkz	6,52	8,03	12,96	21,00	0,10	8,88	42,94	0	43,04	166	1,76	0,38	20,68	12,00	3,11	63,35	37,64	

Hor.: Horizonte; Prof.: Profundidade; pH: Potencial hidrogeniônico em água e cloreto de potássio (KCl); COT: Carbono orgânico total; Eq. CaCO₃= Equivalente de carbonato de cálcio; Cátions trocáveis: Cálcio (Ca²⁺), Magnésio (Mg²⁺), Sódio (Na⁺), Potássio (K⁺); SB: Soma de bases (Ca+Mg+Na+K); Al³⁺: Alumínio trocável; H⁺+Al: Acidez potencial; CTC: Capacidade de troca de cátions; V: Percentagem de saturação por bases (SB/CTC)*100; PST: Percentagem de saturação por sódio (Na/CTC)*100; P: Fósforo disponível; EC: Estoque de Carbono

O fósforo disponível (P Mehlich) no P1 variou de baixo a muito alto (4,40 a 13,48) e no P2 de 1,76 a 32,16 mg kg⁻¹ (Tabela 3). Os maiores valores de P foram observados P2, sugerindo riqueza desse elemento no material de origem devido, que pode ser de fosfatos ligados ao material calcário ou fosfatos ligados às rochas gnáissicas. Entretanto, a extração com a solução duploácida de Mehlich-1 pode superestimar os valores disponíveis, devido dissolver minerais e/ou formas de P ligadas a Ca-Fe em solos de reação neutra a alcalina (NOVAIS; SMYTH, 1999). Os valores de P por Olsen mostraram valores menores quando comparados aos de mehlich, visto que o extrator Olsen foi desenvolvido para ser usado em solos alcalinos (OLSEN et al., 1954). Enquanto o método de mehlich é mais eficaz em solos ácidos e não indicado para solos alcalinos.

Em solos jovens e nos moderadamente intemperizados, como os Vertissolos, ainda pode ocorrer fósforo em minerais primários, mas a maior parte deste elemento comumente se encontra na forma orgânica (Po), ou na forma mineral (Pi) adsorvida fracamente aos minerais secundários (RHEINHEIMER; ANGHINONI; FLORES, 2002).

O teor de carbono orgânico total, em ambos os perfis, foi mais elevado em superfície, com redução significativa nos horizontes subsuperficiais, variando no perfil 1 de 13,54 g kg⁻¹ no horizonte Ak a 2,3 g kg⁻¹ no Crk. No perfil 2, o teor variou de 19,89 g kg⁻¹ no horizonte Ap \bar{k} a 3,04 g kg⁻¹ no Cr/C Cn \bar{k} z.

4.3. Carbono orgânico total e estoque de carbono

A diminuição do conteúdo orgânico em profundidade, bem como baixas e médias quantidades (< 1 a 3% M.O.S) nos horizontes superficiais são frequentes (AHMAD, 1996; PAL, 2009) indicando provavelmente pequeno aporte de resíduos vegetais ao solo e/ou maior mineralização dado o clima semiárido das áreas em estudo. Mesmo apresentando coloração escura (P1), que poderia indicar maior quantidade de carbono orgânico, tal associação não é válida já que a quantidade é baixa (Tabela 4).

A significativa redução de C em profundidade, ao longo dos perfis avaliados, não refletiu de maneira semelhante nos estoques de ambos. Antagônico ao observado para os teores de C, o estoque aumentou significativamente nos horizontes subsuperficiais (Figura 6), ultrapassando em alguns horizontes os teores de estoque da superfície, como é o caso dos

horizontes Bivk e Bivn \bar{k} z do perfil 1 e 2 respectivamente. O menor estoque superficial pode está relacionado com a não complexação com às frações minerais do solo (intra-agregados), tornando-se constantemente dependente do aporte de resíduos para sua manutenção, uma vez que durante o período de estiagem haveria aumento no teor do elemento no solo, enquanto no período com chuvas, por conseguinte, com atividade da microbiota, ocorreria a decomposição desses resíduos e a mineralização do C, fato que não ocorre com tanta força em subsuperfície. Machado (2005) salienta que os teores de C superficiais tendem a diminuir, havendo pouca alteração em profundidades maiores.

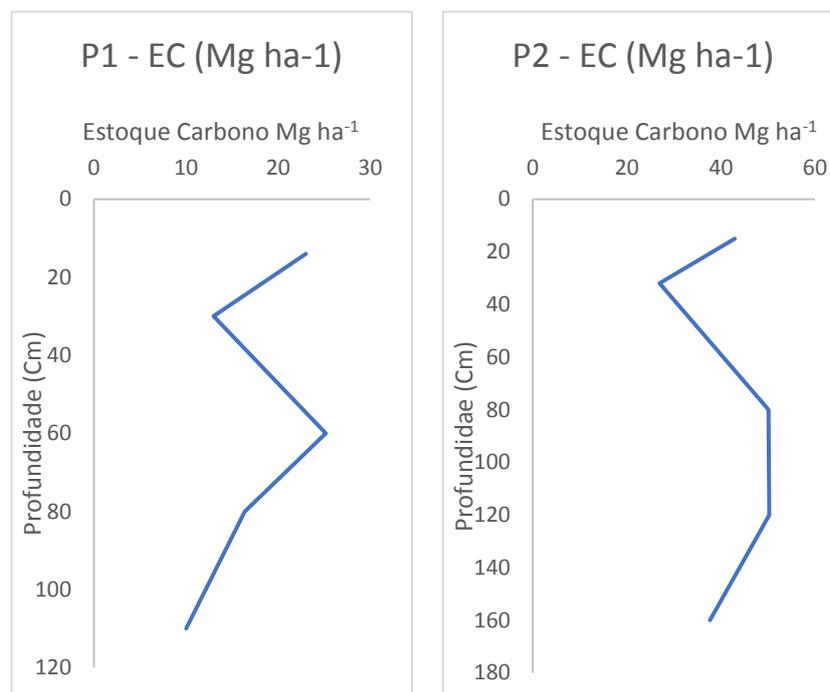


Figura 6. Distribuição do estoque de C em profundidade no P1 – Itacuruba-PE e no P2 Vertente do Lério – PE.

O estoque de carbono total para o perfil 1 foi de 87,58 Mgha⁻¹ e para o perfil 2 de 207,94 Mgha⁻¹. Neste contexto, Melo (2003) sugere que os ciclos de umedecimento e secagem do solo favorece a mineralização do C, sendo responsável pelo menor estoque de carbono. O valor mais elevado do estoque no perfil 2 pode estar atrelado às condições de precipitação pluviométrica mais elevada, condicionando maior produção de material vegetal e consequente maior adição de material orgânico em relação a área do perfil 1. Quando comparado ao valor médio para Planossolos na região semiárida, nos horizontes superficiais sob vegetação de caatinga mesmo baixo é de 7,4 g kg⁻¹ (SALCEDO; SAMPAIO, 2008). Já os Luvisolos ocupam na região

semiárida cerca de 107 mil km², o que corresponde a 89 % da área de Luvisolos do Nordeste brasileiro (COELHO et al., 2002) e também apresentam teores de carbono orgânico baixo.

4.4 Extração seletiva de ferro, análise química total elementar e balanço geoquímico

O balanço geoquímico de massa (Tabela 4), nos mostra que diversos elementos, considerando o Cr como referencial, estão sendo perdidos em direção à superfície do perfil 1. O horizonte Ak do perfil 1 é o que menos reflete a relação com o material de origem. Já no perfil 2, observamos uma dinâmica totalmente diferente, o solo vem sendo enriquecido de elementos que não são encontrados no Cr/C Crn \bar{k} z, fato que pode estar relacionado com a posição do perfil no relevo, onde pode haver além de acúmulo eólico, a deposição por erosão.

A Tabela 5, fluxo de massa também nos mostra algo semelhante e complementar as informações do balanço geoquímico, onde por exemplo, ao observarmos o Ca, vemos que no perfil 1, ocorre uma perda deste elemento de baixo para cima, onde o saprolito proveniente de mármore, rico neste elemento, a medida que os processos pedogenéticos atuam sobre ele, esse cálcio vai sendo liberado e removido do perfil. Enquanto no perfil 2, embora também formado a partir de mármore, a banda gnáissica provavelmente está contribuindo fortemente com a formação do solo, logo o teor total de Ca presente neste perfil pode ter sido proveniente da adição eólica, como mencionado anteriormente. Em relação ao Mg, em ambos os perfis é observado uma perda deste elemento.

Tabela 4 – Balanço geoquímico de massa calculado a partir de determinação por FRX do P1 e P2 estudados no município Itacuruba – PE Vertente do Lério – PE

Horizonte	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P2O ₂	
%											
P1 – VERTISSOLO EBÂNICO Carbonático saprolítico solódico											
Ak	0-14	-0,38	-0,56	-0,32	-0,90	-0,78	-0,85	0,34	0,00	0,49	-0,72
BAk	14-30	-0,42	-0,57	-0,33	-0,88	-0,78	-0,86	0,16	0,00	0,31	-0,80
Bivk	30-60	-0,44	-0,58	-0,32	-0,87	-0,78	-0,86	0,13	0,00	0,29	-0,80
BCK	60-80	-0,43	-0,56	-0,28	-0,79	-0,74	-0,84	0,17	0,00	0,38	-0,79
Crk	80-110+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P2 – CAMBISSOLO HÁPLICO Sódico hipocarbonático vertissólico											
Ap \bar{k}	0-15	0,50	0,10	0,11	2,46	0,03	-0,71	-0,21	0,00	0,42	11,29
BAn \bar{k}	15-32	0,22	0,22	0,22	0,47	-0,11	-0,71	-0,31	0,00	1,29	7,00
Bivn \bar{kz}	32-80	0,18	0,24	0,18	0,32	-0,13	-0,62	-0,39	0,00	-0,13	-0,01
Cr/C Cn \bar{kz}	80-160+	0,09	0,24	0,18	1,01	0,40	-0,37	-0,47	0,00	0,02	-0,21
Cr/C Crn \bar{kz}	80-160+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabela 5 – Fluxo massa calculado a partir de determinação por FRX do P1 e P2 estudados no município Itacuruba – PE Vertente do Lério – PE

Horizonte	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P2O ₂	
%											
P1 – VERTISSOLO EBÂNICO Carbonático saprolítico solódico											
Ak	0-14	-76,11	-39,11	-4,93	-55,83	-17,84	-8,12	1,17	0,00	0,09	-0,47
BAk	14-30	-119,35	-56,97	-7,17	-77,81	-25,27	-11,63	0,77	0,00	0,08	-0,74
Bivk	30-60	-227,07	-105,63	-12,78	-139,92	-46,14	-21,14	1,17	0,00	0,13	-1,34
BCK	60-80	-139,58	-62,44	-6,72	-78,81	-26,95	-12,74	0,94	0,00	0,10	-0,82
Crk	80-110+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P2 – CAMBISSOLO HÁPLICO Sódico hipocarbonático vertissólico											
Ap \bar{k}	0-15	0,50	0,10	0,11	2,46	0,03	-0,71	-0,21	0,00	0,42	11,29
BAn \bar{k}	15-32	0,22	0,22	0,22	0,47	-0,11	-0,71	-0,31	0,00	1,29	7,00
Bivn \bar{kz}	32-80	0,18	0,24	0,18	0,32	-0,13	-0,62	-0,39	0,00	-0,13	-0,01
Cr/C Cn \bar{kz}	80-160+	0,09	0,24	0,18	1,01	0,40	-0,37	-0,47	0,00	0,02	-0,21
Cr/C Crn \bar{kz}	80-160+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

A razão entre os teores de Fe extraídos por oxalato ácido de amônio (Feo) e ditionito-citrato-bicarbonato/DCB (Fed) foi inferior a 0,05 em ambos os solos estudados (Tabela 7), indicando a predominância de fases cristalinas de Fe (INDA JÚNIOR; KAMPF, 2003).

Os teores de Fe extraído por oxalato ácido de amônio e por DCB foram maiores no perfil 2, certamente pela natureza do material de origem, onde em P1 o solo é desenvolvido basicamente de mármore, embora haja influência de anfíbolito, enquanto em P2 o solo é formado com mistura indiscriminada de gnaiss e mármore, tendo assim o gnaiss possivelmente contribuído para maior presença de ferros de alta cristalinidade .

É importante destacar que mesmo com o elevado teor de carbono orgânico nos horizontes superficiais, a razão de Fe_o/Fe_{deb} foi menor que 0,05, indicando predomínio de formas cristalinas de Fe. Este resultado não é condizente com o que ocorre em horizontes superficiais enriquecidos em matéria orgânica de outros solos.

Tabela 6 -Extração seletiva de ferro do Vertissolo (P1) e Cambissolo (P2)

Horizonte	Prof. (cm)	Fe	Fe	Fe_o/Fe_d
		Ditionito	Oxalato	
g.Kg ⁻¹				
P1 – VERTISSOLO EBÂNICO Carbonático saprolítico solódico				
Ak	0-14	2,35	0,05	0,02
BAk	14-30	2,01	0,06	0,03
Bivk	30-60	1,29	0,06	0,05
BCk	60-80	1,78	0,05	0,03
Crk	80-110+	0,97	0,02	0,02
P2 – CAMBISSOLO HÁPLICO Sódico hipocarbonático vertissolico				
Apk	0-15	23,67	0,35	0,02
BAnk	15-32	29,74	0,36	0,01
Bivnkz	32-80	39,8	0,17	0,00
Cr/C Cnkz	80-160	16,12	0,08	0,01
Cr/C Crnkz	80-160 ⁺	8,41	0,06	0,01

4.5 Mineralogia

A composição mineralógica da fração areia entre os dois solos é distinta, certamente refletindo a variação do material de origem, no entanto são relativamente semelhantes na fração argila.

4.5.1 Fração Areia

4.5.1.1. P1 – Vertissolo Ebânico

A Tabela 7 descreve a mineralogia das areias presentes no perfil 1, Vertissolo Ebânico, proveniente de Itacuruba - PE.

Tabela 7 - Descrição morfológica das frações de areia grossa e areia fina do P1 - Vertissolo Ebânico

AMOSTRA	AREIA GROSSA	AREIA FINA
P1 Ak	Apresentou grãos de quartzo de hialino a rosado, variando de arredondado a subarredondado e de anguloso a subanguloso, contabilizando 95% da amostra ; 2% de material orgânico dentre eles Raízes, concreções orgânicas, sementes, carapaças e carvão vegetal; 1% de agregados argilocarbonáticos dentre eles secundários e primários e 2% de outros minerais como: Titanita, Epidoto, Muscovita, Biotita alterada, Feldspato, Anfibólio, minerais opacos, e fragmento de rocha contendo ±Quartzo ±mineral opaco ±Biotita ± Muscovita ±Feldspato.	na mineralogia da fração areia fina foi observada uma assembleia mineralógica semelhante a da areia grossa, o quartzo continuou sendo o mineral mais abundante, entretanto, houve um visível aumento na quantidade de anfibólio nesta amostra. Apresentou 96% de quartzo hialino arredondado, 1% de anfibólio, 1% de biotita alterada, 2% de outros minerais dentre eles Epidoto, Granada, minerais opacos, Carbonatos primários e secundários e material orgânico como carapaças e raízes.
P1 Bivk	Apresentou nesse horizonte 94% de quartzo, sendo os grãos maiores de subarredondados a arredondados, e os menores subangulosos, 3% de agregados argilocarbonáticos e 3% de outros, dentre eles Biotita, Mica Branca com cor esverdeada, agregado manganoso, material orgânico, Anfibólio, Muscovita, Granada e fragmento de rocha, contendo ±Granada ±Anfibolio ±Quartzo ±Feldspato	Presença de 96% de quartzo com grãos subangulares, 1% de biotita, 1% de anfibólio e 2% de outros minerais, dentre eles Granada, agregados carbonáticos, agregados manganosos, Titanita, mineral opaco, agregado argiloso, Epidoto e material orgânico.
P1 Crtk	Apresentou 90% de Carbonatos, 8% de biotita e 2% de outros minerais, dentre eles Quartzo, Epidoto, Granada, agregados carbonáticos primários e secundários, material orgânico e fragmento de rocha contendo ±Anfibolio ±Granada ±Quartzo ±Biotita	Apresentou 85% de Carbonatos, 13% de biotita, 2% de outros, dentre eles material orgânico, Muscovita e Quartzo.

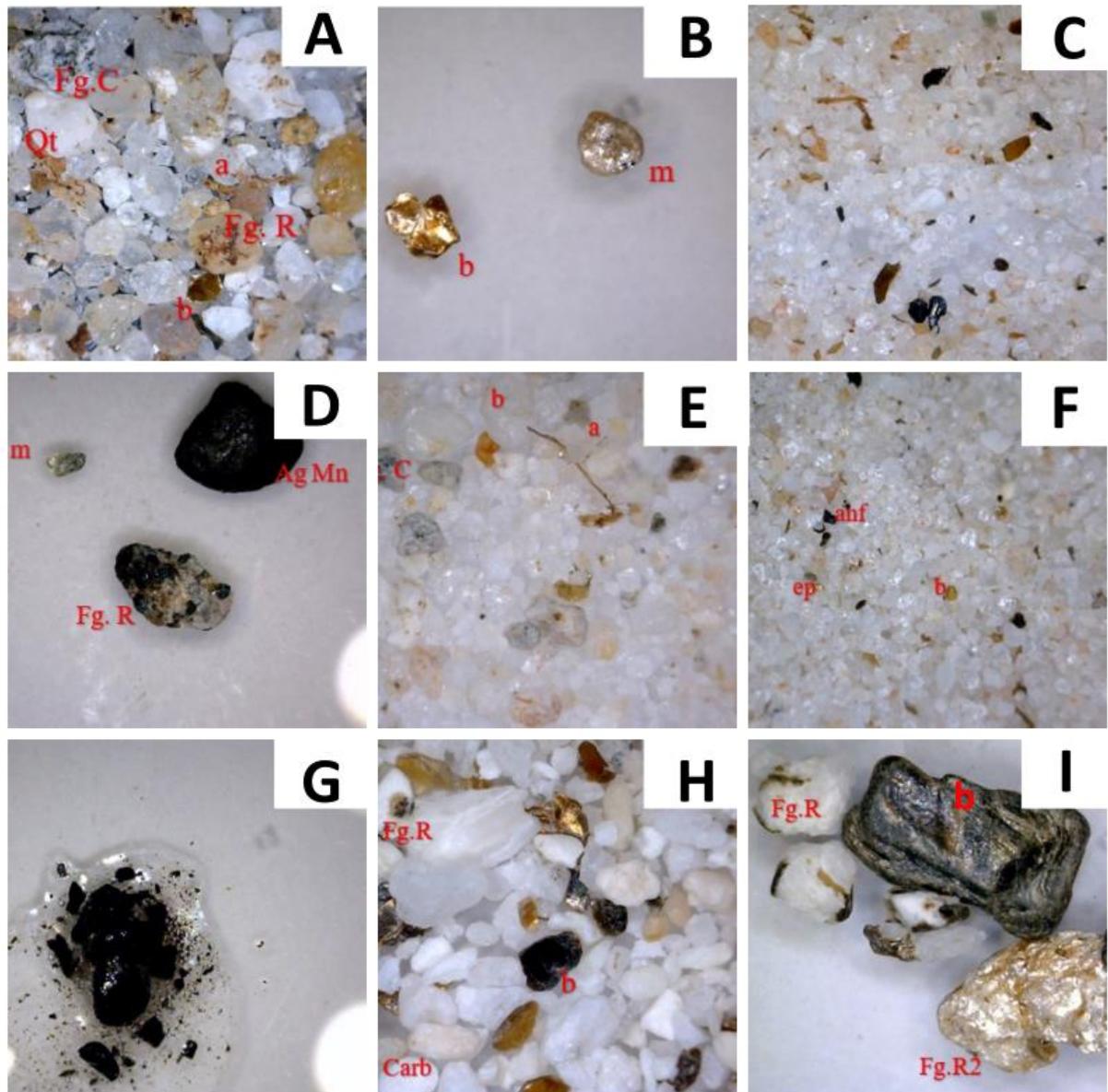


Figura 7. A: visão geral da amostra de areia grossa do P1 horizonte A, onde Fg.C= Fragmento Carbonático, Qt= Quartzo subarredondado, Fg.R = Fragmento de rocha entre biotita e quartzo, b= biotita e a= fragmento orgânico. / B: onde b= Biotita e m= Muscovita, ambos presentes na amostra. C: visão geral da amostra de areia fina do P1 horizonte A mostrando predomínio de quartzo, onde anf= anfíbio / D: onde m= Muscovita, Fg.R= Fragmento de rocha e Ag Mn.= agregado de Manganês presentes na amostra. E: Visão geral da amostra mostrando a presença de Fg.C = Fragmento carbonático, b= Biotita e a= material orgânico. F: Visão geral da amostra de areia fina do horizonte Biv do P1/ G: efervescência de agregado de manganês na presença de peróxido de hidrogênio, H₂O₂. H: Visão geral da amostra Cr areia grossa, mostrando b= Biotita, Carb= Carbonato e Fg.R= Fragmento de rocha contendo ±Anfíbio ±Granada ±Quartzo ±Biotita./ I: Fg.R = Fragmento de rocha, b= Biotita, Fg.R2=Fragmento de rocha entre Muscovita e Quartzo

4.5.1.2. P2 – Cambissolo Háplico

A Tabela 8 descreve a mineralogia das areias presentes no perfil 2 Cambissolo Háplico proveniente de Vertente do Lério – PE.

Tabela 8 - Descrição morfológica das frações de areia grossa e areia fina do P2- Cambissolo Háplico

AMOSTRA		AREIA GROSSA	AREIA FINA
P2 Apk̄	Apresentou 94% de quartzo com grãos de cores variando de amareladas a avermelhadas, sendo anguloso a muito anguloso com alguns grãos subarredondados hialinos, 2% de Fragmento orgânico dentre eles: raiz, semente, carapaça e carvão mineral, 2% de agregados ferromanganosos com grãos arredondados a tabular e irregular, 2% de outros, dentre eles: agregados argilíferos, Feldspato, Mica verde, Biotita em vias de alteração, Silimanita, minerais opacos dentre eles Magnetita, Granada e fragmentos de rocha contendo ± Quartzo ± mineral opaco ± Silimanita ± Mica	Presença de 96% de quartzo de anguloso a muito anguloso, 1% de fragmentos ferromanganosos e 3% de outros, dentre eles agregados argilíferos, Mica verde, Biotita em vias de alteração, Silimanita, minerais opacos dentre eles Magnetita, Zircão, Turmalina, fragmento de material orgânico, Carbonato e Epidoto	
P2 Bivnk̄z	Presença de 95% de quartzo anguloso a muito anguloso com cor alaranjada, 1% de concreções ferromanganosas arredondadas, 1% de fragmento de rocha contendo ± Quartzo ± Feldspato ± Biotita ± minerais opacos, 1% de Carbonato secundário e 2% de outros, dentre eles: Fragmento orgânico, minerais opacos dentre eles a Magnetita, Feldspato, Mica, Silimanita, Turmalina	Presença de 80% de quartzo anguloso a muito anguloso, 16% de biotita alterada, 2% de Carbonato secundário, 2% de outros dentre eles Silimanita, minerais opacos, Turmalina, Sericita, agregados ferruginosos e ferromanganosos e uma mistura entre os dois e fragmentos de material orgânico	
P2	Apresenta 45% de dois tipos de fragmento de rocha sendo eles do tipo 1 ± Muscovita ± Turmalina ± Biotita ± Quartzo e do tipo 2 ± Biotita ± Quartzo ± Feldspato ± minerais opacos ± Granada; 40% de quartzo anguloso a muito anguloso, 10% de biotita alterada, 1% de carbonato secundário e 4% de outros, dentre eles Feldspato, Muscovita, Turmalina, minerais opacos, Granada e fragmentos de material orgânico	A apresenta 46% de biotita alterada, 40% de quartzo anguloso a muito anguloso, 10% de muscovita, 4% de outros, dentre eles Turmalina, Feldspato, Granada, minerais opacos e agregados carbonáticos.	
Crnk̄z			

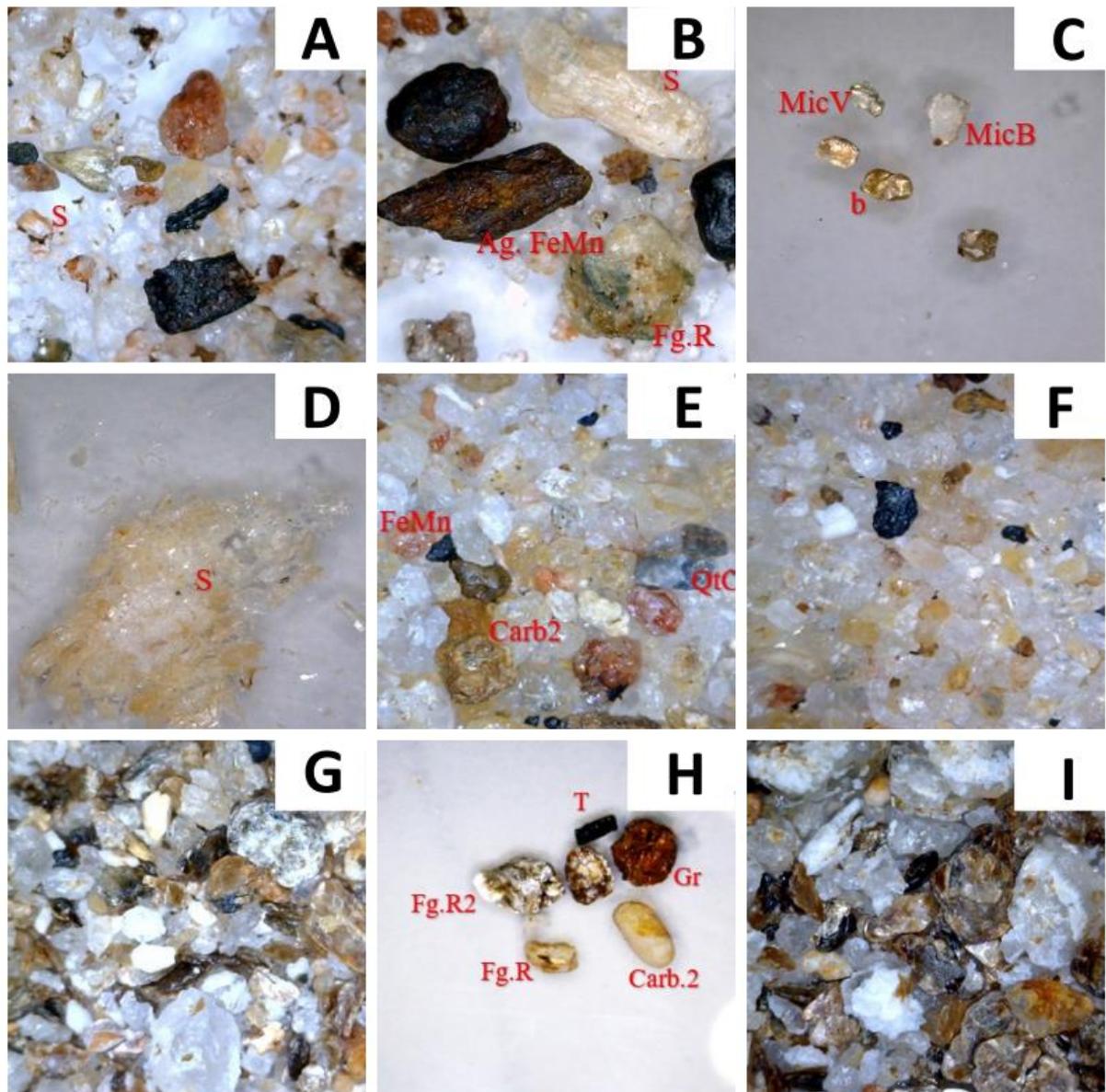


Figura 8. A: Visão geral da amostra de areia grossa, horizonte Ap do P2, com destaque para S= Silimanita no centro da imagem. B: Ag.FeMn= Agregado ferromanganoso, Fr.R= fragmento de rocha e S= Silimanita. C: MicV = Mica Verde, MicB = Mica Branca e b=Biotita. D: S=Silimanita, mostrando sua clivagem com duas direções. E: referente ao horizonte Biv do P2, areia grossa onde Ag. FeMn= Agregado ferromanganoso, QtCin= Quartzo cinza e Carb2= Carbonato secundário. E F: Visão geral da amostra mostrando o predomínio de quartzo. G: visão geral da amostra do Cr do P2, areia grossa. H: onde Fg.R2 = Fragmento de rocha entre muscovita e biotita, Fg.R= Fragmento de rocha entre quartzo e biotita, T= Turmalina, Carb2 = Carbonato secundario, e Gr= Granada. I: Visão geral da amostra Cr areia fina do P2, mostrando as proporções e angularidade dos grãos.

4.5.1.3 Considerações sobre a mineralogia da fração areia

P1 - VERTISSOLO EBÂNICO

Foi observado que ao longo do perfil, tanto na areia grossa, quanto na areia fina, as porcentagens de quartzo vão sendo reduzidas, dando lugar a uma maior quantidade de carbonatos primários e alguns secundários e biotitas em diferentes estágios de alteração, refletindo a influência do material de origem na formação do perfil. O material orgânico ao longo do perfil, também decresce de forma considerável. O quartzo, em sua maior predominância apresenta morfologia subarredondada, nos mostrando que houve transporte de material de outras áreas para o perfil, ou seja, sua formação não está apenas condicionada ao material de origem, mas a sedimentos trazidos no passado, que se depositaram e atuaram na gênese deste solo. O quartzo se encontra no solo provavelmente por contribuição de duas fontes: eólica, ou pedimentar, ou algum veio que pode estar presente entre as faces do material de origem.

P2 - CAMBISSOLO HÁPLICO

Foi observado que ao longo do perfil, tanto na areia grossa, quanto na areia fina, as porcentagens de quartzo vão sendo reduzidas, assim como no perfil 1, porém neste caso dando lugar a uma maior quantidade de fragmentos de rochas, também diferente do primeiro perfil, este apresentou maior incidência de carbonatos secundários precipitados, além de agregados ferromangânicos e ferromagnesianos, isto se deve a natureza do material de origem, por possuir maior variabilidade na assembleia de minerais que constituem o Gnaiss. Também foi observado Biotitas em diferentes estágios de alteração. O material orgânico ao longo do perfil, também decresce de forma considerável. O quartzo, em sua maior predominância apresenta forma morfológica angular a muito anguloso, o que indica pouco transporte e maior influência do material de origem na formação deste solo.

4.5.2 Fração Argila

A fração argila do P1 (Figura 18) é composta de Caulinita (0,738nm; 0,356nm), feldspatos (0,566nm; 0,338nm; 0,326nm). O perfil 2, a fração argila é constituída de ilita (0,952), Caulinita (0,748nm; 0,357nm), feldspatos (0,664nm; 0,563nm; 0,338nm).

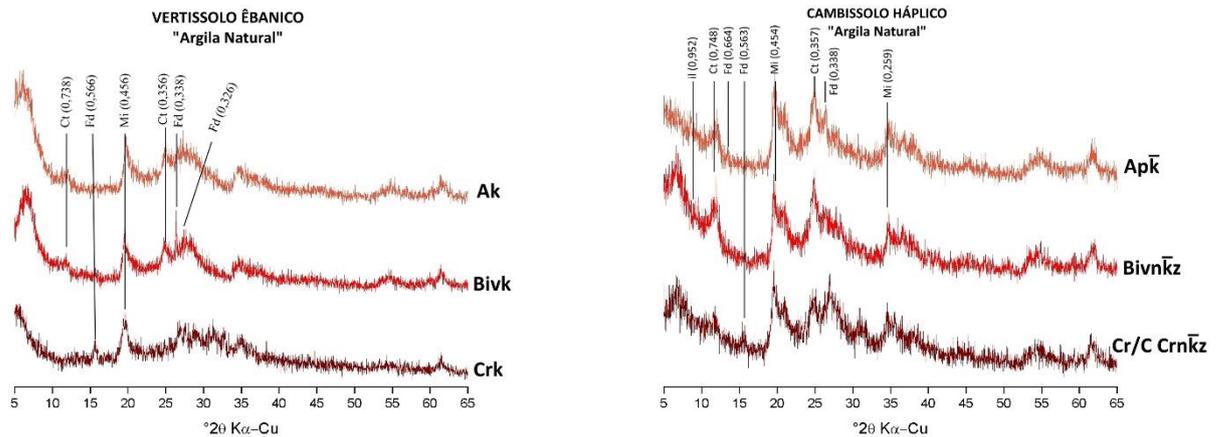


Figura 9. Mineralogia da fração argila (argila sem pré-tratamentos) do perfil 1 e Perfil 2, representado pelos hoizontes Ak, Bivk e Crk no perfil 1 e Ap \bar{k} , Bivn $\bar{k}z$ e Cr/C(Crn $\bar{k}z$) para o perfil 2. Ct= Caulinita; Fd= Feldspatos; il= Ilita

Nas análises realizadas com a fração argila como agregados orientados, representados na figura 19, o horizonte Ak do perfil 1 apresenta Esmectita (1,755nm) e caulinita (0,722nm), no horizonte Ap \bar{k} do perfil 2 também ocorre a presença de Esmectita (1,856nm), caulinita (0,722nm) e aparece a presença de Ilita (1,000nm). No horizonte Bivk do perfil 1 (Figura 20) permanece a presença de Esmectita (1,783) e Caulinita (0,712). No perfil 2, no horizonte Bivn $\bar{k}z$ também permanecem os mesmos minerais, Esmectita (1,783nm), Caulinita (0,724nm), mas com ocorrência de talco (0,940nm). No Crk do perfil 1 permaneceu a presença de Esmectita (1,742), porém a caulinita não é mais encontrada. No Cr/C Crnkz do perfil 2, permanece a Esmectita (1,783nm) e talco (0,932nm), e minerais caulíníticos com indícios de estratificação.

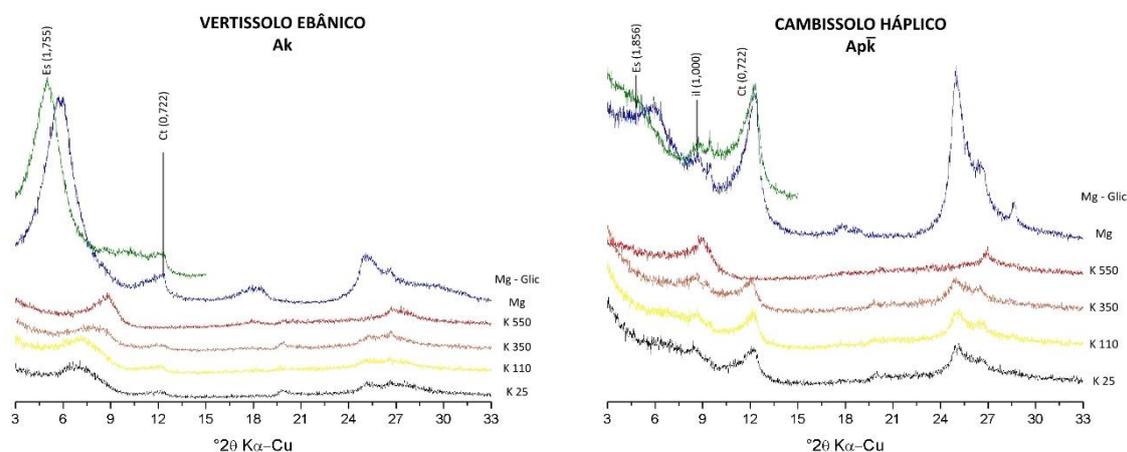


Figura 10. Mineralogia dos tratamentos de argila para o horizonte Ak e $Ap\bar{k}$ do perfil 1 Vertissolo Ebânico em Itacuruba-PE e do perfil 2 Cambissolo Háplico, em Vertente do Lério - PE. K25 = saturação com K e temperatura ambiente; K110 = Saturação com K e aquecimento a 110 °C; K350 = saturação com K e aquecimento a 350 °C; K550 = saturação com K e aquecimento a 550 °C; Mg = Saturação com Magnésio e MgGlic = saturação com Magnésio e solvatação com glicerol. Es= esmectita; Ct= Caulinita; Il= Ilita

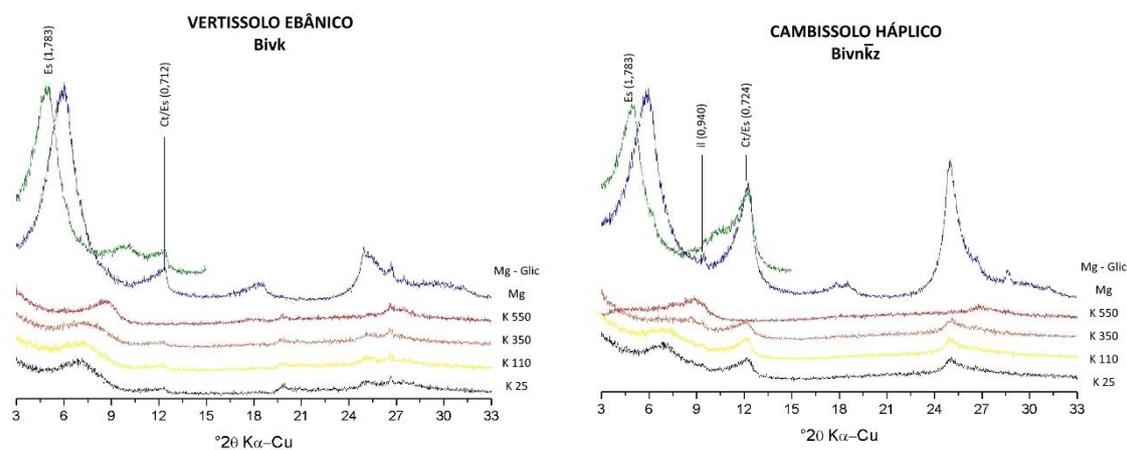


Figura 11. Mineralogia dos tratamentos de argila para o horizonte Bivk e $Bivn\bar{k}z$ do perfil 1 Vertissolo Ebânico em Itacuruba-PE e do perfil 2 Cambissolo Háplico, em Vertente do Lério - PE. K25 = saturação com K e temperatura ambiente; K110 = Saturação com K e aquecimento a 110 °C; K350 = saturação com K e aquecimento a 350 °C; K550 = saturação com K e aquecimento a 550 °C; Mg = Saturação com Magnésio e MgGlic = saturação com Magnésio e solvatação com glicerol. Es = esmectita; Ct= Caulinita; il= Ilita

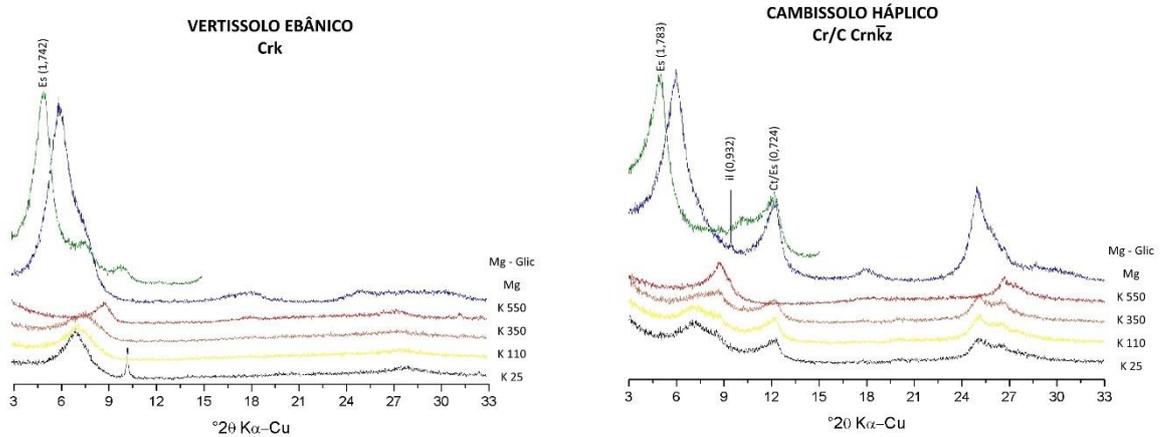


Figura 12. Mineralogia dos tratamentos de argila para o horizonte Crk e Cr/C Crnkz do perfil 1 Vertissolo Ebânico em Itacuruba-PE e do perfil 2 Cambissolo Háplico, em Vertente do Lério -PE. K25 = saturação com K e temperatura ambiente; K110 = Saturação com K e aquecimento a 110 °C; K350 = saturação com K e aquecimento a 350 °C; K550 = saturação com K e aquecimento a 550 °C; Mg = Saturação com Magnésio e MgGlic = saturação com Magnésio e solvatação com glicerol. Es = esmectita; Ct= Caulinita; il= Ilita

4.4 Classificação dos solos

Os perfis selecionados foram caracterizados por intermédio de seus atributos morfológicos, físicos, químicos e mineralógicos, e classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos - SiBCS (SANTOS et al., 2018), e pela Base de Referência Mundial (FAO, 2015).

Pelo SiBCS, os solos foram classificados em VERTISSOLO EBÂNICO Carbonático saprolítico solódico (Perfil 1) e CAMBISSOLO HÁPLICO Sódico hipocarbonático vertissólico (Perfil 2), apresentando sequência de horizontes Ak, BAk, Bivk, BCK, Crnk (Perfil 1) e Ap \bar{k} , BAN \bar{k} , Bivn \bar{k} z, Cr/C Cn \bar{k} z, Cr/C Crn \bar{k} z (Perfil 2). O “k” e o “n” que precede os horizontes se refere a designação de características destes horizontes e camadas, onde o k indica a presença de carbonatos alcalino terrosos, remanescentes do material originário, comumente de carbonato de cálcio. O \bar{k} se refere a acumulação de carbonato de cálcio secundário, contendo entre 50 g kg⁻¹ e 150 g kg⁻¹ de solo. Já o n se refere a acumulação de sódio trocável, onde a porcentagem de saturação por sódio é superior ou igual a 6%.

No perfil 1 a presença de horizonte vértico iniciando dentro de 100 cm a partir da superfície e relação textural insuficiente para caracterizar um B textural, além de teor de argila

satisfazer a exigência de no mínimo 300g kg^{-1} de solo após mistura e homogeneização nos 20 cm superficiais (Tabela 2), ter fendas verticais de no mínimo 1cm de largura no período seco, dentre as demais exigências, e ausência de qualquer tipo de horizonte B diagnóstico acima do horizonte vértico. As cores acinzentadas (10YR 3/1), a presença de slickensindes e fendas verticais, foram fatores de grande importância para classificação deste perfil em VERTISSOLO.

No segundo nível categórico o VERTISSOLO foi considerado EBÂNICO porque apresenta caráter ebânico na maior parte dos horizontes dentro de 100 cm da superfície, o caráter ebânico diz respeito a dominância de cores escuras, quase pretas, na maior parte do horizonte diagnóstico, para matiz 7,5YR ou mais amarelo, com cor úmida: valor <4 e croma <3 , como é o caso deste perfil (Tabela 1).

No terceiro nível categórico, o perfil 1 foi considerado Carbonático por possuir caráter carbonático em um ou mais horizontes dentro de 100 cm a partir da superfície do solo (Tabela 4), o caráter carbonático diz respeito a presença de 150 g kg^{-1} ou mais de CaCo_3 equivalente sob qualquer forma de segregação, porém, não satisfazendo os requisitos estabelecidos para horizonte cálcico.

No quarto nível categórico o perfil 1 foi considerado saprolítico e solódico. Saprolítico pois o horizonte Crnk começa antes dos 100 cm e ultrapassa os 100 cm de profundidade, não sendo classificado no típico devido a esta característica, embora não se enquadrasse nas demais classes, e solódico por ter acúmulo de sódio trocável ($100\text{ Na}^+/\text{T}$) é superior ou igual a 6% (Tabela 4). Esta classificação para o quarto nível categórico ainda não está catalogada no SiBCS.

Pela WRB, o perfil 1 foi classificado como Sodic Salic Vertisol (Hypereutric). Por possuir horizonte *vertic* começando a ≤ 100 cm a partir da superfície do solo, $>30\%$ de argila entre a superfície do solo e o horizonte *vertic*, além de fendas de expansão e contração, foi possível seu enquadramento em *VERTISOLS*. Tendo como qualificadores principais o *Salic* e o *Sodic*, onde o *Salic* refere-se a presença de um horizonte *salic*, ou seja, que contenha grandes quantidades de sais facilmente solúveis (Tabela 4) e que comece a $\leq 100\text{cm}$ da superfície do solo. E o *sodic* por possuir uma camada $\geq 20\text{cm}$ de espessura que comece a ≤ 100 cm da superfície do solo, com $\geq 15\%$ de $\text{Na} + \text{Mg}$ e $\geq 6\%$ de Na em toda espessura do horizonte. Já em qualificadores suplementares, foi classificado como *Hypereutric*, por ter uma saturação por

bases efetiva $[(Ca + Mg + K + Na) \text{ trocável} / (Ca + Mg + K + Na + Al) \text{ trocável}] \geq 50\%$ (Tabela 4).

No perfil 2, por ser um solo pouco desenvolvido e com presença de horizonte B incipiente subjacente a horizonte superficial $Ap\bar{k}$, apresentando domínio de cores brunadas (Tabela 1), ausência de estrutura da rocha original, 4% ou mais de minerais de minerais primários alteráveis, e espessura menor que 50 cm foi classificado como CAMBISSOLO.

Em segundo nível categórico o CAMBISSOLO foi considerado HÁPLICO, pois não se enquadrava nas classes anteriores (HÍSTICOS, HÚMICOS, FLÚVICOS). Em terceiro nível categórico, o perfil 2 foi considerado sódico, por possuir caráter sódico em vários horizontes/camadas (Tabela 4), ou seja, apresenta saturação por sódio ($100 Na^+/T$) variando de 6% a <15% dentro de 150 cm de espessura.

Em quarto nível categórico foi considerado hipocarbonático vertissólico, hipocarbonático devido a presença de $CaCO_3$ equivalente sob qualquer forma de segregação, igual ou superior a $50 g kg^{-1}$ e menor que $150 g kg^{-1}$ de solo, esta propriedade discrimina solos sem caráter carbonático, mas que possuem $CaCO_3$ em algum horizonte. E vertissólico por possuir caráter vertico em um ou mais horizontes dentro dos 150cm a partir da superfície. Esta classificação para o quarto nível categórico ainda não está catalogada no SiBCS, mas foi posta à frente do caráter vértico devido ao ordenamento das classes do 4ª nível pelo SiBCS.

Pela WRB o perfil 2 foi classificado como Sodic Salic Cambisol (Clayic, Magnesian), Tendo como qualificadores principais o *Salic* e o *Sodic*, onde o *Salic* refere-se a presença de um horizonte *salic*, ou seja, que contenha grandes quantidades de sais facilmente solúveis (Tabela 4) e que comece a ≤ 100 cm da superfície do solo. E o *sodic* por possuir uma camada ≥ 20 cm de espessura que comece a ≤ 100 cm da superfície do solo, com $\geq 15\%$ de $Na + Mg$ e $\geq 6\%$ de Na em toda espessura do horizonte. Já em qualificadores suplementares, foi classificado como *Clayvic* por ter classe textural argilosa em uma camada ≥ 30 cm de espessura, dentro de 100 cm da superfície do solo mineral. E *Magnesian* por ter uma relação Ca/Mg trocável < 1 na maior parte dentro de 100 cm da superfície do solo ou até a rocha.

5 CONCLUSÕES

Os resultados expostos indicam que os solos formados a partir de material carbonático, devido ao intemperismo pouco avançado, mantem relação íntima com as características do material de origem. As propriedades físicas e químicas destes solos refletem também esta relação;

A coloração preta do perfil 1 se deve ao processo da melanização, onde o cálcio se envolve na quelatização da matéria orgânica. Os minerais presentes neste solo, silicatos de coloração clara, estão sendo tingidos e concomitantemente estabilizando o carbono orgânico do solo, contribuindo assim para o sequestro de carbono e relevante estoque de carbono em solos do semiárido;

Solos da região semiárida desenvolvidos com contribuição de rochas calcárias, apresentam teores de carbono orgânico relativamente superiores aos solos das adjacências que são formados de outros materiais de origem;

Há fortes indícios que as áreas de rochas calcárias se apresentam como pedoambientes favoráveis ao sequestro de carbono, destacando que embora seja áreas com pequenas expansões, as mesmas têm grande importância na sua função ecossistêmica, especialmente em regiões semiáridas;

O estoque de carbono aumenta em profundidade e foi maior no perfil 2, isto provavelmente se deve ao fato da localização regional de ambos os perfis, que embora localizados em clima semiárido, o perfil 2 recebe maior precipitação pluviométrica;

A mineralogia das areias corrobora que se trata do mesmo material de origem, porém no perfil 1, com considerável contribuição de material alóctone. Os resultados da mineralogia da fração argila mostra a presença de minerais 2:1 expansíveis e caulinita, com presença também de talco, além de possíveis interestratificações.

REFERÊNCIAS

- AHMAD, N. Occurrence and distribution of Vertisols. In: AHMAD, N.; MERMUT, A. (Eds.), **Vertisols and technologies for their management**, Amsterdam, Elsevier, p. 1–41, 1996.
- ALMEIDA, E. M.; CAMPELO JÚNIOR, J. H.; FINGER, Z. Determinação do estoque de carbono em teca (*Tectona grandis* L. f.) em diferentes idades. **Ciência Florestal**, Santa Maria, v. 20, n. 4, p. 559-568, 2010.
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth Science Reviews**, Amsterdam, v. 50, p. 77-111, 2000.
- ANDERSON, S.P.; DIETRICH, W.E.; BRIMHALL G.H. **Weathering profiles, mass-balance analysis, and rates of solute loss: Linkages between weathering and erosion in a small, steep catchment**, Geological Society of America Bulletin, Boulder, v. 114, n. 9, p. 1143–1158, 2002.
- ARAÚJO FILHO, J. A. **Caracterização física do Semiárido Nordestino** (Ed). In: Manejo pastoril sustentável da caatinga, Recife, 2013, p. 190-195.
- ARAÚJO FILHO, J. C.; BURGOS, N.; LOPES, O. F.; SILVA, F. H. B. B. da; MEDEIROS, L. A. R.; MELO FILHO, H. F. R. de; PARAHYBA, R. da B. V.; CAVALCANTI, A. C.; OLIVEIRA NETO, M. B. de; SILVA, F. B. R. e; 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 de baixa e média intensidade dos solos do estado de Pernambuco**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2000. (Embrapa Solos. Boletim de Pesquisa, 11).
- ARAÚJO FILHO, J.C.; ARAÚJO, M.S.B.; MARQUES, F.A.; LOPES, H.L. **SOLOS**. In: TORRES, F. S. M.; PFALTZGRAFF, P. A. S. Geodiversidade do estado de Pernambuco. Recife: CPRM. Programa Geologia do Brasil. Levantamento da Geodiversidade. 2014, p. 282.
- ARKLEY, R.J. Calculation of carbonates and water movement in soil from climatic data. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 96, p. 239–248. 1963.
- BALL, B.C.; SMITH, K.A. **Gas movement**. In: SMITH, K.A.; MULLINS, C.E., eds. Soil analysis: Physical methods. New York, Marcel Dekker, 1991, p.511-549.
- BARKER, W.W.; WELCH, S.A.; BANFIELD, J.F. **Biogeochemical weathering of silicate minerals**. In: BANFIELD, J.F.; NEALSON, K.H., eds. Reviews in mineralogy. geomicrobiology: interactions between microbes and minerals. Mineralogy Society of America, v. 35, 1997, 391-428.
- BARRETO, A. C.; LIMA, F. H. S.; FREIRE, M. B. G. S.; ARAÚJO, Q. R.; FREIRE, F. J. Características químicas e físicas de um solo sob floresta, sistema agroflorestal e pastagem no sul da Bahia. **Revista Caatinga**, Mossoró, v. 19, n. 4, p. 415-425, 2006.

BARRIOS, E. Soil biota, ecosystem services and land productivity. **Ecology Economics**, Amsterdam, v. 64, e. 2, p. 269–285. 2007.

BATJES, N. H. Total carbon and nitrogen in the soils of the World. **European Journal of Soil Science**, London, v. 47, p.151-163, 1996.

BECKER, G.F. **A reconnaissance of the Gold Fields of the Southern Appalachians**. U.S. Geological Survey, Annual Report, v. 16, 1895, p. 289-290.

BLOKHUIS, W.A.; KOOISTRA, M.J.; WILDING, L.P. **Soil micro-morphology: A Basic and Applied Science**, Proceedings of the VIIIth International Working meeting of soil Micromorphology, Developments in soil science, San Antonio Elsevier, 1990, p. 42-57.

BOCKHEIM, J.G.; GENNADIYEV, A.N.; HAMMER, R.D.; TANDARICH, J.P. Historical. Development of key concepts in pedology. **Geoderma**, Amsterdam, v. 24, p. 23-36, 2005.

BOHN, H.L.; MCNEAL, G.A.; O'CONNOR. **Soil Chemistry (3rd edition)**, John Wiley and Sons, New York, p. 322, 2012.

BRANCO P. M. **Dicionário de Mineralogia e Gemologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008, p. 608.

BRASIL. Ministério da Integração Nacional. **Nova delimitação do Semiárido brasileiro**, Brasília-DF, 2005, p.28.

BRIMHALL, G. H.; DIETRICH, W. E. **Constitutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems: Results on weathering and pedogenesis**, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Amsterdam, v. 51, p. 567–587, 1987.

BRITO NEVES, B.B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. **Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil**. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A. CAMPOS, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31 International Geological Congress, 2000, p.151-182.

BUOL, S. W.; HOLE, E.D.; McCRAKEN, R.J. **Soil Genesis and Classification**. Iowa State Univ. Press, Iowa, 1973, p. 360.

BUOL, S.W.; HOLE, F.D.; McCRACKEN, R.J.; SOUTHARD, R.J. **Soil genesis and classification**, Iowa State Univ. Press, Iowa, 1997, p. 527.

BUOL, S.W.; SOUTHARD, R.J.; GRAHAM, R.C.; McDANIEL, P.A. **Soil Genesis and Classification**. John Wiley & Sons. Sixth edition. 2011, p. 402.

BUOL. **Saprolite - regolith taxonomy: an approximation**. In: CREMEENS, D. L (ed.). *Whole regolith pedology. (Special Publication, n.34)*, Madison: Soil Science Society of America, 1994, p. 119-132.

CALVERT, C.S.; BUOL, S.W.; WEED, S.B. Mineralogical characteristics and transformation of a vertical rock saprolite soil sequence in the North Carolina Piedmont: I. profile morphology, chemical composition and mineralogy. **Soil Science society of American Journal**, Madison, v. 44, p. 1096-1103, 1980.

CÂMARA, E.R.G. **Caracterização e Pedogênese de Luvisolos e Planossolos no Núcleo de Desertificação de Cabrobó, Pernambuco**. 2016, p. 24, Dissertação de Mestrado (Mestrado em Ciência do Solo) Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2016.

CAMARGO, F. A. O.; SANTOS, G. A.; GUERRA, J. G. M. Macromoléculas e substâncias húmicas. In: SANTOS, G.A.; SILVA, L.S.; CANELLAS, L.P.; CAMARGO, F.A.O. **Fundamentos da matéria orgânica do solo – Ecossistemas tropicais e subtropicais**, Porto Alegre, ed. 2, 2008.

CAMPOS, R.C.; DEMATTÊ, J.A.M. Cor do solo: uma abordagem da forma convencional de obtenção em oposição à automatização do método para fins de classificação de solos, **Revista Brasileira Ciência do Solo**, Viçosa, v. 28, n.5, 2004.

CARNEIRO, P.; DULLIUS, J.; LIGABLUE, R.; MACHADO, C.; KETZER, J.M.; EINLOFT, S. Carbonatação do Basalto e seu Potencial uso no Armazenamento de CO₂. **Tecnologia, Metalurgia, Materiais e Mineração**, São Paulo, vol. 10, n. 1, p. 43-49, 2013

CARVALHO JÚNIOR, O.A.C.; BERBET-BORN, M.; MARTINS, E.S.; GUIMARÃES, R.F.; GOMES, R.A.T. **Ambientes cársticos**. In: FLORENZANO, T.G., ed. Geomorfologia conceitos e tecnologias atuais. São Paulo, Oficina de Textos, 2008. p.185-218.

CASEY, W. H.; BANFIEL, J. F.; WSTRICH, H. R.; MACLAUGHLIN, L. What do dissolution experiments tell us about natural weathering? **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 105, n. 1/3, p. 1-15, 1993.

CASTRO FILHO, C.; LOGAN, T. J. Liming effects on the stability and erodibility of some Brazilian oxisols. **Soil Science Society of America Journal**, Madinson, v. 55, n. 5, p.1 407-1413, 1991.

CASTRO, S.S.; COOPER, M.; SANTOS, M.C.; VIDAL-TORRADO, P. **Micromorfologia do solo: bases e aplicações**. In: N. CURI; J.J. MARQUES; L.R.G. GUILHERME; J.M. LIMA; A.S. LOPES; S. W. BUOL. Soil Genesis and Classification, ed. 6, 2003, p. 140-89.

CASTRO, S.S.; COOPER, M.; SANTOS, M.C.; VIDAL-TORRADO, P. **Micromorfologiado solo: bases e aplicações**. In: CURI N.; MARQUES J.J ; GUILHERME L.R.G; LIMA; LOPES, V.H. Tópicos em ciência do solo. ed. 3, Viçosa, 2003, p. 107-164.

CECAV - Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas. **Base digital de dados geoespacializados de regiões cársticas do Brasil**. Instituto Chico Mendes. Brasília. 2009. Disponível em: <<http://www.icmbio.gov.br/cecav/projetos-eatividades/provincias-espeleologicas.html>>. Acesso em setembro, 2019.

CHADWICK, O.A.; BRIMHALL G.H.; HENDRICKS, D.M. From a black to a gray box: A mass balance interpretation of pedogenesis, **Geomorphology**. Amsterdam, v. 3, p. 369–390, 1990

CHAO, T.T.; ZHOU, L. Extraction techniques for selective dissolution of amorphous iron oxides from soils and sediments. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 47, p. 225-232, 1983.

CHEN, F.H. **Foundations on expansive soils. 2. ed.** Elsevier Science, Amsterdam, 1988, p. 463.

CHEN, Y.; BARAK, P. Iron nutrition of plants in calcareous soils. **Advances in Agronomy**, Amsterdam, v.35, p. 217-240, 1982.

CHUNG, H.; GROVE, J. H.; SIX, J. Indications for soil carbon saturation in a temperate agroecosystem. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 72, n. 4, p. 1132-1139, 2008.

CHURCHMAN, G.J.; LOWE, DJ. **Alteration, formation and occurrence of minerals in soils.** In: HUANG, P.M.; LI, Y; SUMMER, M.E. (editors) "handbook of soil sciences, 2 nd edition. Vol 1: Proprieties and processes", Boca raton, 2012, p. 20-21.

CORNELL, R.M.; SCHWERTMANN, U. **The Iron Oxides**, VCH Verlagsgesellschaft, Weinheim, 1996, p. 142.

CORNELL, R.M.; SCHWERTMANN, U. **The Iron Oxides: Structure, Properties, Reactions, Occurences and Uses, Second Edition.** Wiley, 2003, p.78.

COSTA, J. B. **Caracterização e constituição do solo.** Lisboa, ed. 2, p. 527, Lisboa.

COSTA, O. V.; CANTARUTTI, R. B.; FONTES, L. E. F.; COSTA, L. M.; NACIF, P. G. S.; FARIA, J. C. Estoque de carbono do solo sob pastagem em área de tabuleiro costeiro no sul da Bahia. **Revista brasileira de Ciência do solo**, Viçosa, v. 33, p.1137-1145, 2009.

COULOMBE, C.E.; DIXON, J.B.; WILDING, L.P. **Mineralogy and chemistry of Vertisols.** In: AHMAD, N.; MERMUT, A. (Eds.), Vertisols and Technologies for Their Management. Elsevier, Amsterdam, 1996, p. 115–200.

COULOMBE, C.E.; DIXON, J.B.; WILDING, L.P. **Mineralogy and chemistry of Vertisols.** In: AHMAD, N.; MERMUT, A. (Eds.), Vertisols and Technologies for Their Management, Elsevier, Amsterdam, 1996, p. 5–200.

CPRM. Serviço Geológico do Brasil. **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea. Diagnóstico do município de Cachoeirinha, estado de Pernambuco.** Recife, 2005, p. 20.

DASOG, G.S. Shrink-Swell potential and cracking in clay soils of Saskatchewan. **Canadian Journal of Soil Science**, Ottawa, v. 68, p. 251-260, 1988.

DASOG, G.S.; ACTON, D.F.; MERMUT, A.R. Genesis and classification of clay soils with vertic properties in Saskatchewan. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 51, n. 5, p. 1243-1250, 1987.

DELGADO, A.; SCALENGHE, R. Aspects of phosphorus transfer from soils in Europe. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, Weinheim, v. 171, n. 4, p. 552–575, 2008.

DERM. **Gilgai Wetlands**. Department of Environment and Resource Management, Australian Government, 2011, p. 1-12.

DRIESE, S. G. Lithologic and pedogenic influences on porosity distribution and groundwater flow in the fractured sedimentary saprolite: A new application of environmental sedimentology. **Journal of sedimentary Research**, Boulder, v. 71, p. 843-857, 2001.

DUDAL, R.; ESWARAN, E. **Distribution, properties and classification of Vertisols**. In: WILDING, L.P.; PUENTES, R. (Eds.). *Vertisols: Their distribution, properties, classification and management*. Texas A&M University Printing Centre, College Station, Texas. Elsevier, Amsterdam, 1988, p. 1–22.

DUIKER, S. W.; ROTHON, F. E.; TORRENT, J.; SMECK, N. E.; LAL, R. Iron (hydr)oxide crystallinity effects on soil aggregation. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 67, p. 606-611, 2003.

EGGLETON, R. A. (ed.). **The regolith glossary: surficial geology, soils and landscapes**. Canberra: CRC LEME, 2001, p.152.

ESWARAN, H.; DUDAL, R. **Vertisols: Their properties, classification, distribution and management**. USDA Natural Resources Conservation Service, 1999, p. 1-37.

FANNING, D.S.; FANNING, M.C.B. **Soil, Morphology, Genesis, and Classification**, New Jersey, 2 ed, 1987, p. 65.

FANNING, V.C.; KERAMIDAS, V.Z.; EL-DESOKY, M.A. Micas. In: DIXON, J.B.; WEED, S.B.; *Minerals in soil environments*. Madison, **Soil Science Society of America**, Madison, p. 551-634, 1989.

FAO, World reference base for soil resources. World Soil Resources Reports 106. FAO, Rome, 2015, p. 11.

FERNANDEZ, R.N.; SCHULZE, D.G. Munsell colors of soils simulated by mixtures of goethite and hematite with kaolinite. Zeitschrift. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, Weinheim, v. 155, p. 473-478, 1992.

FERREIRA, J. T. P.; RIBEIRO FILHO, M. R; RIBEIRO†, M.R, SOUZA JÚNIOR, V. S.; BITTAR, S. M. B.; SANTOS, R. G. Planosols Developed in Different Geoenvironmental Conditions in Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 40, p. 202-209, 2016.

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

FORMOSO, M.L.L. **Some topics on geochemistry of weathering: a review**. Rio de Janeiro, v. 78, n. 4, 2006. (Anais da Academia Brasileira de Ciências).

FORMOSO, M. L. L. **Some topics on geochemistry of weathering: a review**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 78, n. 4, p. 809–820, 2006.

FREIRE, M.B.G. dos S.; RUIZ, H.A.; RIBEIRO, M.R.; FERREIRA, P.A.; ALVAREZ VENEGAS, V.H.; FREIRE, F.J. Condutividade hidráulica de solos de Pernambuco em resposta à condutividade elétrica e RAS da água de irrigação. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Brasília, v.7, p.45-52, 2003.

GASPARI, M.; PONTELLI, M.E.; PAISANI, J.C.; FUGITA, R.H.; ALMEIDA, B.; OLIVEIRA, D.M.R. **Caracterização Física e Mineralógica de Perfil de Alteração na Superfície Geomorfológica VII – Xanxerê/SC (Planalto das Araucárias)**. Maringá, 2016, P.50 (Anais SINAGEO).

GEDROIZ, K.K. Colloidal chemistry as related to soil science. I. Colloidal substances in the soil solution. Formation of sodium carbonate in the soil. Alkali soil and saline soils. **Zhurnal Obitnoii Agronomii**, New York City, v.13, p. 363-420, 1912.

GHALEY, B.B.; PORTER, J.R.; SANDHU, H.S. Soil-based ecosystem services: a synthesis of nutrient cycling and carbon sequestration assessment methods. **Journal of Biodiversity Science, Ecosystem Services & Management**, Abingdon, v. 10, e. 3, p. 177–186, 2014.

GILE, L.H.; PETERSON, F.F.; GROSSMAN, R.B. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. **Science Society of America Journal**, Madison, v. 101, p. 347–360, 1966.

GIONGO, V.; CUNHA, T. J. F.; MENDES, A. M. S.; GAVA, C. A. T. Carbono no sistema solo-planta no Semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v. 4, n. 6, p. 1233-1253, 2011.

GRAY, J.M.; BISHOP, T.F.A.; WILSON, B.R. Factors controlling soil organic carbon stocks with depth in eastern Australia. **Soil Science Society America**, Madison, v. 79, e. 6, p. 1741–1751, 2016.

GUARÇONI, M.A. **Solos afetados por sais e qualidade da água para irrigação**. Incaper – ES, Vitória, p. 28, 2008.

GUARÇONI, M.A.; SILVA, A. **Solo Salino**, INCAPER, ed. 1, 2008.

HENLEY, K.J. **Ore dressing mineralogy: a review of techniques, applications and recent developments**. Geological Society of South Africa, Johannesburg, Special Publication 7, 1983. p. 175-200.

HEROLD, N.; SCHÖNING, I.; MICHALZIK, B.; TRUMBORE, S.; SCHRUMPF, M. Controls on soil carbon storage and turnover in German landscapes. **Biogeochemistry**, New York, v. 119, p. 435-451, 2014.

IFC, INSTITUTO FEDERAL DE EDUCAÇÃO, CIÊNCIA E TECNOLOGIA, **Gênese e classificação do solo**, Rio Grande do Sul, 2015.

INDA JUNIOR, A. V.; KÄMPF, N. Avaliação de procedimentos de extração dos óxidos de ferro pedogênicos com ditionitocitrato-bicarbonato de sódio. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 27, p. 1139-1147, 2003.

JACSKON, M. L. **Soil Chemical Analysis: Advance Course**. Madison, 1975, p. 895.

JACOMINE, P. K. T. **Solos sob caatinga: características e uso agrícola**. In: ALVAREZ, V. H.; FONTES, L. E. F.; FONTES, M. P. F. O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado. Viçosa, 1996, p. 95-133.

JACOMINE, P. K. T.; CAVALCANTI, A. C.; BURGOS, N.; PESSOA, S. C. P.; SILVEIRA, C. O. **Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do estado de Pernambuco**. Boletim Técnico nº15 - MASDN. Recife, p. 683, 1972.

JACOMINE, P. T. K. **Solos sob caatinga: características e uso agrícola**, In: ALVAREZ V.; FONTES, L. E. F.; FONTES, M. P. F. O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo: Universidade Federal de Viçosa, 1996, p. 96-111.

JENNY, H. **Factors of soil formation**. Dover Publications, New York, 1941, p. 281.

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.

KAMPF, N.; MARQUES, J.J.; CURI, N. IV – **Mineralogia de solos brasileiros**, p.81-145. IN: KER, J.C.; CURI, N.; SCHAEFER, C.E.G.C.; TORRADO, P.V. Pedologia: Fundamentos. Viçosa, 2012, p. 343.

KHANNA, M.; OENAL, H.; DHUNGANA, B.; WANDER, M. Soil carbon sequestration as an ecosystem service. In: GOETZ, S.J., BROUWER, F. (EDS.), **New Perspectives on Agrienvironmental Policies: A Multidisciplinary and Transatlantic Approach**, London, p. 22. 2010.

KIEHL, E. J. **Manual de edafologia: relações solo-planta**. São Paulo: Agronômica Ceres, 1979, p. 262.

KNUTESON, J.A.; RICHARDSON, J.L.; PATTERSON, D.D.; PRUNTY, L. Pedogenic carbonates in a Calciaquoll associated with a recharge wetland. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 53, p. 495–499, 1989.

KRISHNASWAMY, J.; BONELL, M.; VENKATESH, B.; PURANDARA, B.K.; RAKESH, K.N.; LELE, S.; KIRAN, M.C.; REDDY, V.; BADIGER, S. The groundwater recharge response and hydrologic services of tropical humid forest ecosystems to use and reforestation: support for the “infiltration–evapotranspiration trade-off hypothesis”. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 498, p. 191–209, 2013.

LAL, R. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. **Science**, Washington, v. 304, p. 1623-1627, 2004.

LAL, R. **Soil processes and greenhouse effect**. In: LAL, R.; BLUM, W. H.; VALENTINE, C.; STEWART, B. A. (Ed.). *Methods for assessment of soil degradation*. Boca Raton: CRC Press, (Advances in Soil Science), 1997, p. 199-212.

LAL, R.; KIMBLE J.M.; FOLLETT R.F.; COLE. V.C. Potential of U.S. Cropland for C Sequestration and Greenhouse Effect Mitigation, **NRCS Report**, Washington, 1998.

LAL, R.; NEGASSA, W.; LORENZ, K. Carbon sequestration in soil. **Current Opinion in Environmental Sustainability**, Amsterdam, v. 15, p. 79-86, 2015.

LEAL, I.R.; TABARELLI, M.; SILVA, J.M.C. Ecologia e conservação da caatinga: Uma introdução ao desafio. In: LEAL, I.R.; TABARELLI, M.; SILVA, J.M.C, eds. **Ecologia e conservação da caatinga**. Recife, p. 13-18, 2003.

LIMA, G. K. **Caracterização de vertissolos do nordeste brasileiro**, 2014, 98, Dissertação, (Mestrado em Ciência do Solo), Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2014.

LOUGHNAN, F. C. **Chemical Weathering of the Silicate Minerals**. American Elsevier Publications. Company Inc., New York, 1969.

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

LYON; BUCKMAN. **Edafologia naturaleza y propiedades del suelo**. ACME Agency, Buenos Aires, 1952, p. 479.

MACHADO, P.L.A. Carbono do solo e a mitigação da mudança climática global. **Química Nova**, São Paulo, v. 28, p. 329-334, 2005.

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

MARKS, E.; AFLAKPUI, G.K.S.; NKEM, J.; POCH, R.M.; KHOUMA, M.; KOKOU, K.; SAGOE, R.; SEBASTIA, M.T. Conservation of soil organic carbon, biodiversity and the provision of other ecosystem services along climatic gradients in West Africa. **Biogeosciences**, Göttingen, v. 6, e. 8, p. 1825–1838, 2009.

MCBRIDE, M.B. Environmental chemistry of soils Cap.8, Salt-affected and Swelling Soils, **Oxford University Press**, Oxford, p. 18, 1994.

MCCARTHY, J.F.; ZACHARA, J.M. Subsurface transport of contaminants, **Environmental Science Technology**, Washington, v. 23, p. 496-503, 1989.

McKEAGUE, J. A.; DAY, J. H.; Dithionite and oxalate extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. **Canadian Journal of Soil Science**, Ottawa, v. 46, p. 13-22, 1966.

- MEHRA, O.P.; JACKSON, M.L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite–citrate system buffered with sodium bicarbonate. **Clays and Clay Minerals**. [S. l.]: Elsevier, p. 317–327, 2013.)
- MELILLO, J.M.; STEUDLER, P.A.; ABER, J.D.; NEWKIRK, K.; LUX, H.; BOWLES, F.P.; CATRICALA, C.; MAGILL, A.; AHRENS, T.; MORRISSEAU, S. Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system. **Science**, Washington, v. 298, p. 2173-2176, 2002.
- MELO FILHO, J.F.; SOUZA, A.L.V. O manejo e a conservação do solo no semiárido baiano: Desafios para a sustentabilidade. **Bahia Agrícola**, Salvador, v. 7, p. 50-60, 2006.
- MELO, A. W. F. **Avaliação do estoque e composição isotópica do carbono do solo do Acre**. 2003. 74f. (Dissertação de Mestrado) (Mestrado em Ecologia de Agrossistemas) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2003. .
- MELO, V. F.; WYPYCH, F. **Caulinita e Haloisita**. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. Química e mineralogia do solo parte I - conceitos básicos. Viçosa, MG: SBCS, 2009, p. 428-504.
- MENDES, B.V. **Biodiversidade e desenvolvimento sustentável do semiárido**. SEMACE, Fortaleza, 1997, p. 108.
- 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.
- MERMUT, A.R.; DASOG, G.S.; DOWUONA, G.N. **Soil Morphology**. In: AHMAD, N., MERMUT, A. (Eds.), Vertisols and technologies for their management. Amsterdam: Elsevier, 1996, p. 89-114.
- MIELNICZUK, J. **Matéria orgânica e a sustentabilidade de sistemas agrícolas**. In: SANTOS, G.A.; SILVA, L.S.; CANELLAS, L.P.; CAMARGO, F.A.O. Fundamentos da matéria orgânica do solo – Ecossistemas tropicais e subtropicais, Porto Alegre, ed. 2, 2008.
- MONGER, H.C.; DAUGHERTY, L.A.; GILE, L.H. **A microscopic examination of pedogenic calcite in an Aridisol of southern new Mexico**. In: Nettleton, W.D. (Ed.), Occurrence, characteristics, and genesis of carbonate, gypsum, and silica accumulation in soils. SSSA Spec. Pub., v. 26, 1991, p. 37–60.
- MOREIRA, F.M.S.; SIQUEIRA, J.O. **Microbiologia e bioquímica do solo**. 2.ed. Lavras, Universidade Federal de Lavras, 2006, p. 729.
- MOTTA, P.E.F.; CARVALHO FILHO, A.; KER, J.C.; PEREIRA, N.R.; CARVALHO J., W. & BLANCANEUX, P. Relações solo-superfície geomórfica e evolução da paisagem em uma área do Planalto Central Brasileiro. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 37. p. 869-878, 2002.

MOURA, M. S. B. Aspectos climáticos da captação de água de chuva no estado de Pernambuco. **Revista de Geografia**, Recife, v. 22, n. 2, p.15-35, 2005.

MOUSTAKAS, N.K. A Study of Vertisol genesis in north eastern Greece. **Catena**, Amsterdã, v. 92, p. 208-215, 2012.

NETTLETON, W.D.; PRICE, A.B.; BOWMAN, G.A. Argillic Horizon Formation in LateWisconsinan Eolian Materials in Southwest Colorado, USA. **Developments in Soil Science**, Amsterdam, v. 19, p. 149–154, 1990.

NOBRE, P. **Mudanças climáticas e desertificação: os desafios para o Estado Brasileiro**. In: Lima, R. C. C.; Cavalcante, A. M. B.; Marin, A. M. P. Desertificação e mudanças climáticas no semiárido brasileiro. INSA-PB, Campina Grande, ed. 1, 2011.

NOVAIS, R.F.; SMYTH, T.J. **Fósforo em solo e planta em condições tropicais**. Viçosa: DPS/UFV, 1999, p. 399.

OADES, J.M. Interactions of polycations of aluminum and iron with clays. **Clays and Clay Minerals**, Amsterdam, v. 32, p. 49-57, 1984.

O'BRIEN, E.L.; BUOL S.W. Physical transformation in a vertical soil-saporlite sequence. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v 48, p 354-357, 1984.

OGANESYAN, A. S.; PROKHOROVA, T. P.; TRUMPE, M. A.; SUSEKOVA, N. G. Paleosols and peats of Wrangel Island. **Pochvovedenie**, Moscow, v. 2, p. 15-28, 1993.

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, n.6, p. 2407-2423, 2008.

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, n.6, p. 2407-2423, 2008

OLIVEIRA, L.B. **Mineralogia, micromorfologia, gênese e classificação de Luvisolos e Planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no semi-árido do Nordeste Brasileiro**. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 2007, p. 169.

OLIVEIRA, L.B.; RIBEIRO, M.R.; FERREIRA, M.G.; LIMA, J.F.W.F.; MARQUES, F.A. Inferências pedológicas aplicadas ao perímetro irrigado de Custódia, PE. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 37, p. 1477-1486, 2002.

OLSEN, S. R. **Estimation Of Available Phosphorus In Soils By Extraction With Sodium Bicarbonate**. Washington: United States Department of Agriculture, 1954, (Circular, 939).

PAL, D.K.; BHATTACHARYYA P.; CHANDRANS, K.; RAYP, L.A.; SATYAVATHIS, L. Vertisols (cracking clay soils) in a climosequence of peninsular India: Evidence for holocene climate changes. **Quaternary International**, Amsterdam, v. 209, p. 6–21. 2009.

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.

PAUSTIAN, K.; COLLINS, H.P; PAUL E. "**Management controls on soil carbon.**" In E.A. PAUL, K. PAUSTIAN, E.T. ELLIOTT, AND C.V. COLE (EDS.), Soil organic matter in temperate agroecosystems: Long-term experiments in North America. CRC Press Lewis Publishers, Boca Raton, 1997, p. 15-49.

PEREIRA FILHO, J. M.; BAKKE, O. A. **Produção de forragem de espécies herbáceas da caatinga.** In: GARIGLIO, M. A.; SAMPAIO, E. V. S. B.; CESTARO, L. A.; KAGEYAMA, P. Y. Uso sustentável e conservação dos recursos florestais da Caatinga, Serviço Florestal Brasileiro, Brasília-DF, 2010, p. 145-155.

PEREIRA, T.T.C. KER, J.C.; SCHAEFER, C.E.G.R.; BARROS, N.F.; NEVES, J.C.L.; ALMEIDA, C.C. **Gênese De Latossolos e Cambissolos Desenvolvidos de Rochas Pelíticas Do Grupo Bambuí** – Minas Gerais, Revista Brasileira Ciência do Solo, Viçosa, v. 34, p. 1283-1295, 2010.

POPE, J. **Interpretation of ARD evolution trends in solid energy free draining kinetic leach columns.** Volume 1. Christchurch, CRL Energy Ltd. Report nr 07-41102. 1 36. 2007.

POPE, J.; WEBER, P.; MACKENZIE, A.; NEWMAN, N.; RAIT, R. Correlation of acid base accounting characteristics with the Geology of commonly mined coal measures, West Coast and Southland, New Zealand. **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, Wellington, v. 53, p. 153 166, 2010.

RABENHORST, M. C.; WILDING, L. P. Pedogenesis on the Edwards Plateau, Texas: III. New Model for the Formation of Petrocalcic Horizons. **Soil Science Society of America Journal**, Madinson, vol. 50, n. 3, p. 693–699, 1986.

RABENHORST, M.C.; WILDING, L.P. Pedogenesis on the Edwards plateau, Texas: II. Formation and occurrence of diagnostic subsurface horizons in a climosequence **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 50, p. 687–692, 1986.

RANDALL J. S.; SHARON A. **Soils: Genesis and Geomorphology.** Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2005, p. 833.

RANSOM, M.D.; BIDWELL, O.W. **Clay movement and calcium carbonate accumulation in Ustolls of Central Kansas**, U.S.A. In: DOUGLAS, L.A. (Ed.), Soil Micromorphology: A Basic and Applied Science. Elsevier, Amsterdam, 1990, p. 417–423.

RESCK, D. V. S.; FERREIRA, E. A. B.; FIGUEIREDO, C. C.; ZINN, Y. L. **Dinâmica da matéria orgânica no Cerrado.** In: SANTOS. G. de A.; SILVA, L. S. da; CANELLAS, L. P.; CAMARGO, F. de O. (Ed.). Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais. 2. ed. Porto Alegre: Metrópole, Cap. 21, 2008, p. 359-417.

RESENDE, M.; CURI, N.; KER, J.C.; REZENDE, S. B. **Mineralogia de solos brasileiros: interpretação e aplicações.** Lavras: UFLA, ed. 1, 2005, p. 192.

RHEINHEIMER, D.S. Organic and inorganic phosphorus as characterized by phosphorus-31 nuclear magnetic resonance in subtropical soils under management systems. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, Abingdon, v. 33, n. 14, p. 1853-1871, 2002.

RICHARDS, L. A.; HIDE, J. C. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. U.S. salinity laboratory. **Science**, Washington, vol. 120, n. 3124, p. 800–800, 1954.

ROSENDO, J. S.; ROSA, R. Comparação do estoque de C estimado em pastagens e vegetação nativa de Cerrado. **Sociedade & Natureza**, Uberlândia, v. 24, n. 2, p. 359-376, 2012.

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

SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C.; OLIVEIRA, V. A.; OLIVEIRA, J. B.; COELHO, M. R.; LUMBRERAS, J. F.; CUNHA, T. J. F. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Embrapa Solos, Rio de Janeiro, 2ª edição, 2006, p. 306.

SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C.; OLIVEIRA, V. A.; OLIVEIRA, J. B.; COELHO, M. R.; LUMBRERAS, J. F.; CUNHA, T. J. F. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Embrapa Solos, Rio de Janeiro, 2ª edição revisada, 2009, p. 367.

SAMPAIO, E. V. S. B. & COSTA, T. L. estoques e fluxos de carbono no semi-árido nordestino: Estimativas preliminares. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v. 6, p. 1275-1291, 2011.

SAMPAIO, E. V. S. B. Caracterização do bioma Caatinga. In: GARIGLIO, M. A.; SAMPAIO, E. V. S. B.; CESTARO, L. A.; KAGEYAMA, P. Y. Uso sustentável e conservação dos recursos florestais da caatinga. **Serviço Florestal Brasileiro**, Brasília, 2010.

SANTANA, M.S. **Estoque de carbono e nitrogênio em solos do Sertão pernambucano sob diferentes usos**. 2015. Tese, p.61, (Doutorado em Tecnologias Energéticas e Nucleares) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2015.

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

SCHAETZL, R. J. Factors affecting the formation of dark, thick epipedons beneath forest vegetation, Michigan, USA. **Journal of Soil Science**, Gewerbestrv, 42, n. 3, p. 501–512, 1991.

SANTOS, J.C.B. **Saprolitologia aplicada à gênese e às implicações ambientais de regolitos do Estado de Pernambuco**. 2015. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2015.

SANTOS, M.C. Caderno do semiárido, **Conselho regional de agronomia e engenharia - PE CREA-PE**. p. 45, 2017.

SCHAETZL, R.; ANDERSON, S. **Soils: genesis and geomorphology**. Cambridge University Press. Cambridge, 2005, p. 145

SCHOORL, J.M.; SONNEVELD, M.P.W.; VELDKAMP, A. Three-dimensional landscape process modeling: The effect of DEM resolution. **Earth Surface Proc Landforms**, Hoboken, v. 25, p. 1025-1034, 2000.

SCHWERTMANN, U.; KÄMPF, N. Óxidos de ferro jovens em ambientes pedogenéticos brasileiros. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 7, p. 251- 255, 1983.

SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R.M. **Iron Oxides**. In: DIXON, J.B.; WEED, S.B., (eds). Minerals in soil environments. 2 ed. Madison, 1989, p. 380-427.

SHAINBERG, I.; LEVY, G.J. **Flocculation and dispersion**. The Volcanic Center, Elsevier Bet Dagan, Israel, 2005, p.142-144.

SHINZATO, E. **O carste da área de proteção ambiental de Lagoa Santa (MG) e sua influência na formação de solos**. 1998. 99 f. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal) - Universidade Estadual do Norte Fluminense, Campos dos Goytacazes, 1998.

SILVA, F. B. R.; RICÉ, G. R.; TONNEAU, J. P.; SOUZA NETO, N. C.; BRITO, L. T. L.; CORREIA, R. C.; CAVALCANTI, A. C.; SILVA, A. B.; ARAÚJO, F. J. C.; & LEITE, A. P. Zoneamento agroecológico do Nordeste: diagnóstico do quadro natural e agrossocioeconômico. **EMBRAPA-CPTSA**, Petrolina, v. 2, 1993.

SILVA, F. B. R.; SANTOS, J. C. P.; SOUZA NETO, N. C.; SILVA, A. B.; RICHE, G. R.; TONNEAU, J. P.; CORREIA, R. C.; BRITO, L. T. de L.; SILVA, F. H. B.; SOUZA, L.G.M. C.; SILVA, C. P.; LEITE, A. P.; OLIVEIRA NETO, M. B. de. **ZANE- Zoneamento agroecológico do Nordeste do Brasil: diagnóstico e prognóstico**. Ano de publicação: 2000. Fonte/Imprensa: Recife: Embrapa Solos, 2000.

SILVA, I. R.; MENDONÇA, E. S. Matéria orgânica do solo. In: NOVAIS, R. F.; ALVAREZ, V. H.; BARROS, N. F.; FONTES, R. L. F.; CANTARUTTI, R. B.; NEVES, J. C. L. Fertilidade do solo. **Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa-MG, ed. 1, 2007

SIMONSON, R. W. Outline of a generalised theory of soil genesis. **Soil Science Society of America**, Madison, v. 23, p. 152-156, 1959.

SOBECKI, T.M.; WILDING, L.P. Formation of calcic and argillic horizons in selected soils of the Texas coast prairie. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 47, p. 707–715. 1983.

SOUBRAND-COLIN, M.; NEEL, C.; BRILL, H.; GROBOIS, C.; CANNER, L. Geochemical behaviour of Ni, Cr, Cu, Zn and Pb in an Andosol–Cambisol climosequence on basaltic rocks in the French Massif Central. **Geoderma**, Amsterdam, v.137, p. 340–351, 2007.

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 and Environment**, Amsterdam, v. 148, p. 11-21, 2012.

SPARKS, D.L. **Environmental Soil Chemistry** (2nd edition), Academic Press, San Diego, 2003, p. 352.

SUMNER, M.E. Sodic soils: new perspectives. **Australian sodic soils**, East Melbourne, v. 12, p. 1-34, 1995.

SUMNER, M.E.; RENGASAMY, P.; NAIDU, R. **Sodic soils: a reappraisal** M.E. Sumner, R. Naidu, Sodic Soils, Distribution, Properties, Management, and Environmental Consequences, **Oxford University Press**, Oxford, p. 3-17, 1998.

SUNDQUIST, E.T. The global carbon dioxide budget. **Science**, Washington, v. 259, p. 934-941, 1993.

TAYLOR, G.; EGGLETON, R. A. **Regolith Geology and Geomorphology**, Chichester, 2001, p. 375.

TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. **Manual de métodos de análise de solo**. 3ed, Brasília, DF: Embrapa, 2017.

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M. de; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra. São Paulo**, Oficina de Textos, 2003, p. 568.

USSL - United States Salinity Laboratory. **Diagnosis and improvement of saline and alkali soils**. 1.ed. Washington: United States Department of Agriculture, p. 1954, 160.

VAN EEKEREN, N.; DE BOER, H.; HANEGRAAF, M.; BOKHORST, J.; NIEROP, D.; BLOEM, J.; SCHOUTEN, T.; VDE GOEDE, R.; BRUSSAARD, L.; Ecosystem services in grassland associated with biotic and abiotic soil parameters. **Soil Biology Biochemistry**, Amsterdam, v. 42, e. 9, p. 1491-1504, 2010.

VELDKAMP, E. Organic carbon turnover in three tropical soils under pasture after deforestation. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 58, n. 1, p. 175-180, 1994.

WILDMAN, W. E.; JACKSON, M. L.; WHITTIG, L. D. Iron-rich montmorillonite formation in soils derived from serpentinite. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 32, p. 787-794, 1968.

WILDMAN, W. E.; JACKSON, M. L.; WHITTIG, L. D. Serpentine rock dissolution as a function of carbon dioxide pressure in aqueous solution. **American Mineralogist**, Tysons, v. 53, p. 1252-1263, 1968.

WILLIAMS, A.; HEDLUND, K., Indicators of soil ecosystem services in conventional and organic arable fields along a gradient of landscape heterogeneity in southern Sweden. **Applied Soil Ecology**, Amsterdam, v. 65, p. 1–7, 2013.

WUDDIVIRA, M.N.; ROACH, G.C. Effects of organic matter and calcium on soil structural stability. **European Journal of Soil Science**, Hoboken, v. 58, p. 722-727, 2007.

YERIMA, B.P.K.; WILDING, L.P.; CALHOUN, F.G.; HALLMARK, C.T. Volcanic ash influenced Vertisols and associated Mollisols of El Salvador: physical, chemical and morphological properties. **Soil Science of America Journal**, Madison, v. 51, p. 699-708, 1987.

ZINN, Y. L.; LAL, R.; BIGHAM, J. M.; RESCK, D. V. S. Edaphic controls on soil organic carbon retention in the Brazilian Cerrado: soil structure. **Soil Science Society of America Journal**, Madinson, v. 71, n. 4, p. 1