

**GLÊVIA KAMILA LIMA**

**CARACTERIZAÇÃO DE VERTISSOLOS DO NORDESTE  
BRASILEIRO**

**RECIFE - PE**

**2014**

**GLÊVIA KAMILA LIMA**

**CARACTERIZAÇÃO DE VERTISSOLOS DO NORDESTE  
BRASILEIRO**

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: Marcelo Metri Côrrea, Dr

**RECIFE - PE**

**2014**

**GLÊVIA KAMILA LIMA**

Dissertação intitulada **CARACTERIZAÇÃO DE VERTISSOLOS DO NORDESTE BRASILEIRO** 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.

Aprovada em 09 de julho de 2014

**Prof. Dr. Marcelo Metri Côrrea (UFRPE)**

**Presidente da banca examinadora**

**(Orientador)**

**Prof. Dr. Mateus Rosas Ribeiro Filho (UFRPE)**

**(Examinador)**

**Dr. José Coelho de Araújo Filho (Embrapa Solos)**

**(Examinador)**

## Ficha catalográfica

L732c

Lima, Glêvia Kamila

Caracterização de vertissolos do nordeste brasileiro /  
Glêvia Kamila Lima. – Recife, 2014.

101 f. : il.

Orientador: Marcelo Metri Côrrea.

Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) –  
Universidade Federal Rural de Pernambuco, Departamento  
de Agronomia, Recife, 2014.

Inclui referências e apêndice(s).

1. Feições vérticas 2. Alumínio 3. Mineralogia  
4. Microestrutura I. Côrrea, Marcelo Metri, orientador  
II. Título

CDD 631.4

## AGRADECIMENTOS

A Deus por tudo que fez, que faz, e que continuará a fazer por mim.

A minha família, principalmente a minha avó Antônia, mãe Maria das Graças, tia Mercia e aos meus irmãos João Glêvio e Glênio Lucas.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de estudos e intercâmbio através do projeto casadinho.

A Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE), ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo e aos professores por terem contribuído para a minha formação, em especial a Prof.<sup>a</sup> Caroline Biondi.

A Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” (ESALQ/USP) e ao Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas pela oportunidade de realização das análises micromorfológicas, durante o estágio de Pós-doutorado do Prof. Marcelo Metri Corrêa.

Ao meu orientador, Prof. Marcelo Metri Côrrea pelos ensinamentos, auxílio, atenção, paciência, oportunidades e exemplos profissional e pessoal.

Ao Prof. Valdomiro Severino de Souza Jr. pelo apoio, colaboração, disponibilidade e compreensão, além da co-orientação. Ao Prof. Brivaldo Almeida pela co-orientação, instruções, incentivo, conversas e contribuições.

Aos funcionários Maria do Socorro, Fernando Wanderley (Zeca), Josué Camilo, pela amizade, serviços prestados, convivência e conversas.

Aos meus amigos da Pós-Graduação, Rosângela Maria, Juliana Alves, Hidelblandi Melo, Eloá Moura, Laercio Neves, Luís Antônio, Juliet Emília, Elis Guimarães, Kairon Rocha, Anderson Souza, Elaine Delarmelinda, Karina Kamimura, Monaliza Alves, Jane Kelly, Ruthanna Oliveira, Thiago Lira, Adiel, Mayame, Stephany, Suzana, Edivan.

Ao formidável grupo de Gênese e Mineralogia, Prof. Valdomiro Severino, Regilene Souza, Eloise Melo, Elaine Delarmelinda, Laercio Neves, Eloá Moura, Luis Antônio, Juliet Emília, Elis Guimarães.

Aos não citados, mas importantes.

**MUITO OBRIGADA !!**

## SUMÁRIO

<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>vii</b>
<b>LISTA DE TABELAS.....</b>	<b>ix</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>x</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>xi</b>
<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>12</b>
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>14</b>
2.1 Definição e ocorrência.....	14
2.2 Processo pedogenético, manifestação das características vérticas e feições morfológicas .....	15
2.3 Diversidade mineralógica e micromorfológica de Vertissolos .....	17
2.4 Relação entre mineralogia, dispersão, flocculação e estabilidade estrutural de solos ...	19
<b>3. MATERIAL E MÉTODOS.....</b>	<b>23</b>
3.1 Seleção, Caracterização das Áreas de Estudo e Amostragem dos Solos .....	23
3.2 Análises Físicas .....	24
3.3 Análises Químicas .....	25
3.4 Digestão Sulfúrica .....	26
3.5 Extrações seletivas de Ferro e Alumínio por DCB e Oxalato Ácido de Amônio .....	27
3.6 Análises Mineralógicas .....	27
3.7 Análise Micromorfológica.....	28
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>29</b>
4.1 Atributos Morfológicos .....	29
4.2 Atributos Físicos.....	36
4.3 Atributos Químicos .....	41
4.4 Digestão sulfúrica e formas de ferro extraídos por DCB e oxalato .....	46
4.5 Atributos Mineralógicos .....	50
4.5.1 Frações areia e silte .....	50
4.5.2 Fração argila .....	53
4.6 Relação entre os atributos morfológicos, mineralógicos e COLE .....	63
4.7 Atributos micromorfológicos .....	64
<b>5. CONCLUSÕES .....</b>	<b>74</b>
<b>6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>75</b>
<b>7. APÊNDICE .....</b>	<b>85</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Localização das áreas de estudo na região Nordeste do Brasil. ....	23
<b>Figura 2.</b> Perfis das áreas estudadas. Vertissolos de Cachoeirinha/PE (a) perfil 1(P1); de Sousa/PB (b) P2; de Juazeiro/BA (c) P3 e de Terra Nova/BA (d) P4. ....	31
<b>Figura 3.</b> Rachaduras nas áreas estudadas, (a) P1, (b) P2, (c) P3; (d) Gilgai no município de Sousa (P2); Slickensides dos perfis (e) 2 e (f) 4; Movimentação da massa do solo em (g) Sousa (P2), e (h) Juazeiro (P3). ....	33
<b>Figura 4.</b> Mineralogia das frações areia grossa (a), areia fina (b) e silte (c) do P1. Qz = quartzo, Fd = feldspato, Anf.= anfibólio, Verm. = vermiculita. ....	51
<b>Figura 5.</b> Mineralogia das frações areia grossa (a), areia fina (b) e silte (c) do P2. Qz = quartzo, Fd = feldspato. ....	51
<b>Figura 6.</b> Mineralogia das frações areia grossa (a), areia fina (b) e silte (c) do P3. Qz = quartzo. ....	52
<b>Figura 7.</b> Mineralogia das frações areia grossa (a), areia fina (b) e silte (c) do P4. Qz = quartzo, Fd = feldspato. ....	52
<b>Figura 8.</b> Identificação da nontronita pelo FTIR do Vertissolo do município de Cachoeirinha/PE (P1). ....	55
<b>Figura 9.</b> Mineralogia da fração argila dos horizontes Ap, Biv e Cr do Vertissolo da região de Cachoeirinha/PE (P1), e seus respectivos tratamentos. B/N = beidelita/nontronita; Esm. = esmectita; Verm. = vermiculita. ....	56
<b>Figura 10.</b> Mineralogia da fração argila dos horizontes Ap, Bivn1 e Bivn2 do Vertissolo da região de Sousa/PB (P2), e seus respectivos tratamentos. B/N = beidelita/nontronita; Mont. = montmorilonita; Ct = caulinita. ....	58
<b>Figura 11.</b> Mineralogia do material de origem do Vertissolo da região de Sousa/PB (P2). Esm. = esmectita; Qz = quartzo; Fd = feldspato. ....	59
<b>Figura 12.</b> Mineralogia da fração argila dos horizontes Ap, Biv1 e Biv3 do Vertissolo da região de Juazeiro/BA (P3), e seus respectivos tratamentos. Mont. = montmorilonita; Esm. = esmectita; Ct = caulinita; Qz = quartzo. ....	60
<b>Figura 13.</b> Mineralogia do material de origem do Vertissolo da região de Terra Nova/BA (P4). Esm.= esmectita; Qz = quartzo; Fd = feldspato. ....	61
<b>Figura 14.</b> Mineralogia da fração argila dos horizontes Ap, Bivn1 e Cvn do Vertissolo da região de Terra Nova/BA (P4), e seus respectivos tratamentos. B/N = beidelita/nontronita; Mont. = montmorilonita; Esm. = esmectita; Ct = caulinita; Qz = quartzo. ....	62

- Figura 15.** Microestrutura e porosidade do P1 (a); P2 (b); P3 (c) e P4 (d), sob luz UV..... 67
- Figura 16.** Distribuição relativa porfírica do P1 (a), e fragmentos de rocha encontrados no P1 (b) e (c). Distribuição relativa porfírica do P2 (d); P3 (e); P4 (f), sob luz polarizada cruzada.68
- Figura 17.** Fábricas grano, poro (a) e reticulada estriada (b) do P1. Fábricas poro (c), grano e reticulada (d) estriada do P2. Fábricas poro (e) e grano estriada (f) do P3. Todas sob luz polarizada cruzada..... 69
- Figura 18.** Nódulos de Mn (a) do P1, e (b) do P2. Natureza dentritica do Mn (c). Nódulos de Fe e Mn (d), nódulo de Fe com vazio (e), e nódulo de carbonato de cálcio (f) do P3. Sob luz polarizada cruzada apenas a (f), sendo as demais sob luz incidente..... 71
- Figura 19.** Nódulo de Fe e Mn sob luz incidente (a) e (b) do P4, sob luz polarizada cruzada..... 72
- Figura 20.** Nódulos de carbonato de cálcio reliquial (NPC) (a), e (b) pedogênico (PC) do P2. Nódulo de carbonato de cálcio pedogênico (c) do P3. Todos sob luz polarizada cruzada. .... 73



**LISTA DE TABELAS**

<b>Tabela 1.</b> Atributos morfológicos dos Vertissolos estudados do Nordeste Brasileiro .....	30
<b>Tabela 2.</b> Atributos físicos dos Vertissolos estudados do Nordeste Brasileiro .....	37
<b>Tabela 3.</b> Atributos químicos dos Vertissolos estudados do Nordeste Brasileiro.....	42
<b>Tabela 4.</b> Composição química da TFSA pela digestão sulfúrica dos Vertissolos estudados da região Nordeste do Brasil.....	47
<b>Tabela 5.</b> Teores e distribuição de óxidos de ferro e alumínio livres e de baixa cristalinidade de Vertissolos da região Nordeste do Brasil .....	48
<b>Tabela 6.</b> Atributos micromorfológicos dos Vertissolos estudados do Nordeste Brasileiro...	65

## RESUMO

Os Vertissolos apresentam alto potencial produtivo, assim podem contribuir com as demandas alimentícias e energéticas. Devido apresentarem particularidades, estudos visando sua compreensão se tornam necessários. Dessa forma, a proposta foi caracterizar morfológica, física, química, mineralógica e micromorfológicamente Vertissolos da região nordeste do Brasil, derivados de diferentes materiais de origem. Além de verificar se existe diversidade mineralógica na ordem dos Vertissolos e saber quais são os minerais predominantes e que fatores mais influenciam as propriedades vérticas. Dentre os atributos morfológicos, a cor e as propriedades vérticas foram as que mais divergiram entre os perfis. O potencial de contração e expansão (expresso pelo COLE) variou de baixo a alto e mostrou relação com as densidades e porosidades. Foi verificado a ocorrência de um Vertissolo ácido com maior expressão de Al em subsuperfície. Em relação ao cátion predominante no complexo de troca, o perfil 1 (P1) apresentou Mg dominando sobre Ca, e no P3 ocorreu o inverso. Na e Mg predominaram em subsuperfície no P2. Embora sejam considerados solos jovens, foi verificado expressivo grau de maturidade pedogenética no P3. Na fração areia e silte, se verificou quartzo como mineral comum, feldspato em alguns perfis e vermiculita juntamente com anfibólio exclusivamente no P1. Na fração argila, ilita, vermiculita, esmectita e caulinita foram os argilominerais observados nos Vertissolos. A proporção dos materiais grosso e fino na matriz do solo foram distintos, conforme as análises micromorfológicas. A microestrutura, a interconectividade dos poros e as feições pedológicas variaram entre os perfis. Foi constatado que os Vertissolos diferiram quanto ao potencial de expansão e contração (inferido pelo COLE), pH, relações catiônicas (Ca:Mg e Ca:Na) e assembléia mineralógica das frações areia, silte e argila; a mineralogia da fração argila dos Vertissolos estudados foi composta por vermiculita/nontronita (P1); caulinita/montmorilonita (P3); e ilita/esmectita (beidelita/nontronita, montmorilonita)/caulinita (P2 e P4), as quais foram fortemente influenciada pelo material de origem. Foi observado diferenças microestruturais e quanto a geometria dos poros nos perfis. O perfil com menor potencial de expansão e contração (P3) e mineralogia caulínica/montmorilonítica apresentou fábricas birrefringentes menos evidentes (principalmente estriadas) e microestrutura em blocos formadas por aglomeração de agregados granulares.

**Palavras-chave:** Feições vérticas, alumínio, mineralogia e microestrutura.

## ABSTRACT

Vertisols have a high yield potential, so they can help with food and energy demands. Due to submit particulars, studies of its understanding are necessary. Thus, the proposal was to characterize morphological, physical, chemical, mineralogical and micromorphologically Vertisols the northeastern region of Brazil, derived from different parent materials. Besides checking mineralogical diversity exists in the order of Vertisols and know which are the predominant minerals and factors that most influence the vertics properties. Among the morphological attributes, color and vertics properties were the most diverged between profiles. The potential for swelling and shrinkage (expressed by COLE) ranged from low to high and was related to the densities and porosities. The occurrence of an acid with Al increased expression was found in subsurface Vertisol. In relation to the predominant cation in the exchange complex, profile 1 (P1) showed dominating Mg on Ca, and P3 in the opposite occurred. Na and Mg subsurface predominated in P2. Although considered young soils, significant degree of maturity pedogenetic was found in P3. In sand and silt fraction, was found as a common mineral quartz, feldspar in some profiles and vermiculite along with amphibole only in P1. In the clay fraction, illite, vermiculite, smectite and kaolinite were clay minerals observed in Vertisols. The proportion of coarse and fine material in the soil matrix were distinct, as the micromorphological analyzes. The microstructure, pore interconnectivity and soil features ranged between profiles. It was found that Vertisols differed on the potential for swelling and shrinkage (inferred by COLE), pH, cationic ratios (Ca: Mg and Ca: Na) and mineralogical assemblage of sand, silt and clay; the clay mineralogy of Vertisols studied was composed of vermiculite / nontronite (P1); kaolinite / montmorillonite (P3); and illite / smectite (beidellite / nontronite, montmorillonite) / kaolinite (P2 and P4), which were strongly influenced by the parent material. Microstructures differences were observed and the geometry of the pores in the profiles. The profile with less potential for swelling and shrinkage (P3) and kaolinitic mineralogy / montmorilonitic showed birefringent factories less evident (mainly striated) and microstructure block formed by agglomeration of granular aggregates.

**Keywords:** Vertics features, aluminium, mineralogy and microstructure.

## 1. INTRODUÇÃO

Os Vertissolos apresentam alto potencial produtivo (FAO, 2014) e assim podem contribuir para produção alimentícia e energética. No Brasil, a região Nordeste se destaca por apresentar vários perímetros irrigados (Lyra e Ribeiro, 1995; Côrrea et al., 2003) com produção de diversas culturas, e atividades sucroalcooleiras em tais solos, e que resultaram no desenvolvimento e crescimento sócio-econômico da região.

Possuem boa fertilidade, embora suas propriedades físicas sejam as principais limitações, tais como a textura argilosa a muito argilosa, o tipo de argila constituída em grande parte por argilominerais expansíveis, a dureza quando secos, a plasticidade e pegajosidade quando molhados, além das baixas permeabilidade e infiltração (Aydinalp, 2010; FAO, 2014).

São considerados uma das ordens mais homogêneas, entretanto apresentam heterogeneidade em seus atributos, devido sua gênese estar principalmente relacionada a variabilidade de materiais de origem, condições climáticas e relevo (Ahmad, 1996). Ocorrem em várias zonas climáticas, desde as tropicais úmidas às áridas e são formados a partir de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, situados em relevos planos a ondulados (Ahmad, 1996).

Esses solos por apresentarem particularidades, dentre elas, as propriedades expansivas, requerem manejo diferenciado quando utilizados para fins agrícolas e não agrícolas, tais como na engenharia civil, geotenia e outras áreas (Fredlund, 1996). Daí a essencialidade de sua compreensão para adoção de estratégias e utilização adequadas. Em alguns países os Vertissolos constituem a principal classe utilizada para agricultura, seja por sua maior expressão, seja por suas propriedades (Khresat e Taimed, 1998).

Devido a sua constituição mineralógica influenciar várias propriedades do solo, como a elevada CTC e reatividade, tais propriedades podem contribuir para atenuação dos impactos ambientais, por apresentarem capacidade de adsorver compostos, como herbicidas, pesticidas e elementos potencialmente tóxicos (Kampf e Curi, 2003).

Por muito tempo, sua mineralogia foi considerada predominantemente esmectítica (Eswaran, 1999). No entanto, pesquisas mais recentes (Heidari et al., 2008; Pal et al., 2012; Bouna et al., 2012) apontam maior diversidade mineralógica. Caulinita, vermiculita e paligorsquita como argilominerais dominantes (Yerima et al., 1987; Heidari et al., 2008; Barbiero et al., 2010), ocorrência de interestratificados esmectita/caulim, hidróxi-Al nas entrecamadas de esmectitas e vermiculitas (Pal et al., 2009; Pal et al., 2012), bem como montmorilonita como argilomineral dominante (Moustakas, 2012).

Dessa forma o objetivo geral foi caracterizar morfológica, física, química, mineralógica e micromorfológicamente, Vertissolos da região Nordeste derivados de diferentes materiais de origem. Especificamente buscou-se verificar se existe diversidade mineralógica dentro da ordem dos Vertissolos do nordeste brasileiro, identificar quais são os minerais predominantes e que fatores mais influenciam na expansibilidade de Vertissolos.

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Definição e ocorrência

Vertissolo é um termo derivado do latim *vertere*, que significa inverter, girar. Se refere a movimentação da massa do solo, na qual pode ocorrer a inversão dos materiais (FAO, 2014). Estes solos são constituídos por material mineral, possuem horizonte vértico e pequena variação textural no perfil insuficiente para caracterizar um horizonte B textural. Com a variação no teor de água do solo sofrem alteração em seu volume, na época seca exibem fendas e devido a movimentação da massa do solo apresentam superfícies de fricção (slickensides). Possuem alto conteúdo de argila (>35%) predominando as esmectíticas, e eventualmente outros tipos de argilominerais, tendo como limite mínimo de argila, 30% (horizontes superficiais) (Soil Survey Staff, 1999; Embrapa, 2013).

Black cracking clays (Uganda), Melanites (Gana), Adobe soils (Estados Unidos da América-EUA, Filipinas), Rendzina (EUA), Tirs (Marrocos, África), Grumusols e Margalites (EUA) são alguns das dezenas de nomes anteriormente utilizados para designar a classe dos Vertissolos. São termos que variam conforme a localidade e expressam características morfológicas, de trabalhabilidade e de outras naturezas (Dudal e Eswaran, 1988; Soil Survey Staff, 1999; FAO, 2014).

Abrangem aproximadamente 2,4% ( $3,35 \times 10^8$  hectares) da área global, ocorrendo principalmente nos seguintes países: Austrália ( $8 \times 10^7$  ha), Índia ( $7,9 \times 10^7$  ha), Sudão ( $5 \times 10^7$  ha), EUA ( $1,8 \times 10^7$  ha) e Chad ( $1,65 \times 10^7$  ha) (Dudal e Eswaran, 1988; Soil Survey Staff, 1999; FAO, 2014). No Brasil ocupam cerca de  $4,5 \times 10^6$  ha e estão presentes em todas as regiões (Dudal e Eswaran, 1988; Benedetti, 2008). A área estimada pode ser superior, porém devido ao desconhecimento e a questões de escala sua dimensão, torna-se subestimada (Pal et al., 2009). Aparece ser pouco expressivo em relação as demais ordens, no entanto, em vários locais são predominantes, a exemplo de Trinidad e Barbados (Ahmad, 1996).

A relação entre composição mineral e os ciclos de umedecimento e secagem acarreta no fenômeno de contração e expansão, o qual conduz ao desenvolvimento de características como Autogranulação, rachaduras, slickensides, agregados cuneiformes e/ou paralelepípedicos, e gilgai. As propriedades diagnósticas são, os slickensides com eixo inclinado de 10 a 60 graus em relação ao plano horizontal e/ou agregados cuneiformes/paralelepípedicos, dentro de 100 cm de profundidade; rachaduras por algum período do ano e 30% ou mais de argila na fração terra fina (Soil Taxonomy, 1999; Embrapa, 2013).

## **2.2 Processo pedogenético, manifestação das características vérticas e feições morfológicas**

A pedoturbação é um processo de mistura do solo a qual interfere na gênese dos solos. Pode ter caráter proisotrópico quando interrompe o desenvolvimento de horizontes, e proanisotrópico quando tende a formar e/ou conservar os horizontes do solo (Schaetzl e Anderson, 2005). Segundo Schaetzl e Anderson (2005), esses caracteres podem atuar conjuntamente, no entanto, comumente há o predomínio de um sobre o outro. Existe vários agentes mescladores, sendo a argila o principal responsável nos Vertissolos, desencadeando a argiloturbação que consiste na mistura pela expansão e contração das argilas via sazonalidade do umedecimento e secagem (Fanning e Fanning, 1988).

O fenômeno de contração e expansão (FCE) é importante em Vertissolos devido sua influência na gênese, no comportamento e na classificação (Dasog et al., 1988; Wilding e Tessier, 1988), e pode ser refletido pelo coeficiente de extensibilidade linear (COLE) (Franzmeier e Ross, 1968; Breemen e Buurman, 1998).

Wilding e Tessier (1988) apresentam modelos pedogenéticos, nos quais o FCE contribui, destacando-se:

- Modelo de pedoturbação, também conhecido como modelo de autoinversão, na qual, solos com alto potencial de contração e expansão, quando secos, desenvolvem rachaduras que recebem contribuições dos materiais da parte superior e adjacentes, após o reumedecimento apresenta problemas espaciais, devido alocação do material depositado. As pressões de expansão são atenuadas pela movimentação oblíqua e ascendente da massa do solo, podendo resultar na formação de slickensides e gilgai;

- Modelo mecânico; se relaciona com a força de cisalhamento do solo, no qual um solo úmido e sob expansão, esta sujeito a ação de dois estresses, um vertical e outro lateral. Quando o estresse lateral excede a força de cisalhamento do solo, e o estresse vertical é limitado, e ocorre a formação de falhas ao longo do plano de cisalhamento e conseqüente formação de slickensides; por outro lado, quando o solo seco está reumedecendo, a frente de umedecimento situa-se na zona intermediária do solo, a hidratação e expansão do horizonte superficial é dissipada pelo movimento ascendente para a superfície, porém, nos horizontes subsuperficiais a pressão de sobrecarga, restringe o movimento vertical e a expansão lateral acarreta no fechamento das rachaduras, gerando uma pressão de expansão que excede a força de cisalhamento do solo. A formação de slickensides, agregados cuneiformes e gilgai também são explicadas por esse modelo.

- Modelo de carregamento diferencial; os materiais se movem de regiões de maior para menor pressão de confinamento, havendo assim a dissipação do estresse. Diferentes umidades e densidades contribuem para o deslocamento da massa do solo, pois ocorrem zonas semelhantes e divergentes, as quais são propensas ou não ao desenvolvimento de planos de fraqueza.

Os fatores que afetam o FCE são: concentração eletrolítica, umidade do solo, ciclos de umedecimento e secagem, pressão de confinamento, espessura dos horizontes, saturação por cátions, teor e tipo de argila, área superficial específica, fábrica do solo, além de clima, declividade, vegetação e práticas de manejo (Wilding e Tessier, 1988). Logo, se afetam o FCE, afetam a intensidade do fendilhamento (número de fendas por área) que reflete o potencial de contração e expansão (Dasog et al., 1988).

Autogranulação é a ocorrência de uma estrutura granular na parte superficial (Dasog et al., 1987; DERM, 2011), de fina espessura, geralmente resultante do fendilhamento e expansão na ausência de pressão de sobrecarga (Mermut et al., 1996). É influenciada pelo material de origem, em que Vertissolos desenvolvidos de rochas basálticas e do produto de sua alteração tendem a possuir intensa autogranulação (Ahmad, 1996).

Crabhole, melonhole e gilgai são termos aborígenes australianos, que fazem alusão a poças de água na parte inferior do terreno e se referem a configuração da microtopografia em uma área. Contudo, diferem em suas feições superficiais, onde aquele que apresenta elevações, aplainamentos (nível original do terreno/N.O.T) e depressões é denominado crabhole; melonhole é constituído de aplainamentos (N.O.T) e depressões; e gilgai, possui elevações e depressões, indicando diferenciados mecanismos de formação. Entretanto, por convenção e simplificação, gilgai foi o termo adotado para representar todas essas feições. Paton (1974) propôs uma classificação para os gilgai, baseada na distribuição das variações topográficas na área.

A formação do gilgai consiste em que solos com expressivo conteúdo de argila, predominando as do tipo 2:1, quando sujeitas a ciclos de umedecimento e secagem, devido sua configuração estrutural e interação com a solução do solo apresentam potencial de expansão e contração. Tal processo resulta em feições superficiais e subsuperficiais, na qual fendas são geradas pela desidratação dos constituintes mineralógicos, sendo aberturas nas quais materiais de partes superiores e adjacentes, podem ser carreados (via ação eólica, hídrica, biológica) e penetrar nas rachaduras, assim passam a ocupar o volume que antes era ocupado pelo ar/água, e durante o reumedecimento são incorporados a massa do solo. Como forma de dissipar tal resistência, a massa do solo desloca-se ascendentemente, o que acarreta



em elevações no terreno (Paton, 1974; Wondzell et al., 1990). Outro fato que contribui é a forma como as rachaduras são fechadas, pois quando há rápido umedecimento do solo, o ar pode ficar aprisionado tanto nas unidades estruturais quanto nas rachaduras horizontais fechadas parcialmente, resultando assim, em bolsões de ar que propiciam expansão vertical e permanecem no período seco subsequente devido o solo seco ser mais rígido que quando úmido, resultando na subida de partes do solo (DERM, 2011).

O Gilgai é um microrrelevo que pode ou não ocorrer, e consiste de elevações e depressões no terreno (Chertkov, 2005). São mais perceptíveis em áreas preservadas (DERM, 2011), sofrem influência do material de origem e do homem (Ahmad, 1996). Devido ação antrópica via manejo do solo, tal característica pode ser mascarada (Mermut et al., 1996b). Apresentam desenvolvimento moderado quando derivados de rochas básicas; e fraco, quando oriundos de sedimentos, entretanto ocorrem exceções (Ahmad, 1996). No oeste da África e na porção sul das ilhas de Greater Antilles (Caribe) o desenvolvimento do Gilgai é fraco, contudo na Austrália é forte (Ahmad, 1996).

O gilgai influencia na distribuição e redistribuição de água no solo, e conseqüentemente interfere nas propriedades físicas, químicas e mineralógicas, pois afeta a distribuição espacial da umidade, e indiretamente o pH, conteúdo de ferro livre e sais (Kovda et al., 1992).

### **2.3 Diversidade mineralógica e micromorfológica de Vertissolos**

A predominância de esmectitas em Vertissolos é freqüente (Dudal e Eswaran, 1988; Wilding e Tessier, 1988; Blokhuis et al., 1990; Eswaran et al., 1999), no entanto para distinguir a espécie de esmectita, se faz necessário a realização do teste de Greene-Kelly (Greene-Kelly, 1953), que em muitos trabalhos não são realizados, e assim são obtidas generalizações.

Montmorilonita, beidelita e nontronita, são espécies de esmectitas dioctaedrais encontradas em Vertissolos (Coulombe et al., 1996; Pal et al., 2012). Dessas, a nontronita é a menos abundante (Coulombe et al., 1996). Outra ocorrência são interestratificados de diversas combinações mineralógicas (Coulombe et al., 1996).

Vários trabalhos evidenciam a forte expressão de esmectitas em Vertissolos de forma isolada ou em associação com outros minerais. Na Macedônia, Vertissolos derivados de distintos materiais de origem e condições climáticas (sedimentos terciários de argila e andesito) apresentaram montmorilonita e interestratificado ilita-montmorilonita, como argilominerais predominantes na fração argila (Jovanov et al., 2012). No Iran, Vertissolos

derivados de sedimentos calcários e vulcânicos, em climas divergentes apresentaram maior variabilidade mineralógica, tendo como representantes principais, paligoscita, clorita, vermiculita, montmorilonita, esmectita e como acessórios illita, caulinita, vermiculita (Heidari et al., 2008).

Em Vertissolos da Grécia, houve o predomínio de montmorilonita, e caulinita, illita e vermiculita como acessórios derivados de material aluvial (Moustakas, 2012). Na Servia, sob material de origem diverso, a montmorilonita é o constituinte principal (Djordjevic et al., 2012). Em Taiwan, a assembléia mineralógica é constituída por esmectita, vermiculita, caulinita, interestratificado caulinita-esmectita e illita (Pai et al., 1999).

Beidelita, nontronita e menos comumente hidróxi-Al entrecamada de esmectita e vermiculita, são encontrados em Vertissolos e solos vérticos indianos (Ghosh e Kapoor, 1982; Pal et al., 2000; Pal, 2003, citados por Pal et al., 2012). Nas cidades de Maharashtra, Andhra Pradesh, Karnataka, Gujarat (Índia), esmectita e interestratificados esmectita-caulim, foram os minerais dominantes encontrados, sendo o material de origem aluvião derivado do intemperismo de basalto, com contribuições de granito-gnaiss e materiais carbonáticos (Pal et al., 2009).

Em Vertissolos de El Salvador, a caulinita está dentre os argilominerais predominantes na fração argila (Yerima et al., 1987).

No Brasil, ocorrem provavelmente beidelita em partes do Recôncavo Baiano (Ribeiro et al., 1990; Cunha et al., 2000) e nontronita na região de Sousa (Corrêa et al., 2003). Além de illita (Ribeiro et al., 1990; Corrêa et al., 2003), vermiculita, caulinita (Ribeiro et al., 1990) e interestratificados esmectita/caulinita e esmectita/illita (Cunha et al., 2000) no Recôncavo Baiano e Sousa/PB.

Em Vertissolos ácidos do Caribe foi observado a comum ocorrência de esmectita, caulinita, mica e interestratificados esmectita/caulinita (IE/C). A presença de IE/C infere que há instabilidade das esmectitas sob condições ácidas, e conseqüente transformação para caulinita e liberação de cátions (Ahmad, 1996).

Em relação às propriedades micromorfológicas, as principais relacionadas ao fenômeno de contração e expansão é a ocorrência de poros fissurais e várias formas de cutans de estresse (Blokhuys et al., 1990). Poros fissurais são comuns em Vertissolos, e tendem a predominar nas camadas subsuperficiais, podendo ser originados do fendilhamento e deslocamento do solo (Mermut et al., 1996).

A distribuição relativa porfirica é freqüente em Vertissolos, no entanto outros tipos podem ser verificados (Blokhuis, 1990). Consiste na ocorrência de partículas grossas num fundo matricial denso de unidades menores (Bullock et al., 1985).

As feições pedológicas encontradas em Vertissolos são: nódulos de carbonato, de ferro (Fe) e manganês (Mn), cutans de argila, excrementos e feições reliquiaes (Mermut et al., 1996). As impurezas contidas nos nódulos de carbonatos possibilitam inferir seu ambiente de formação (Mermut e Dasog, 1986).

As condições climáticas influenciam na impregnação por Fe e Mn nos nódulos de carbonato e podem ser derivados de condições hidromórficas anteriores (Dasog et al., 1988). As formas comuns encontradas são: típico; arredondadas e impregnadas com Fe e Mn, ou com Mn (Blokhuis et al., 1990). Podem ser herdados do material de origem e/ou formados *in situ*, onde sua presença em partes superficiais do perfil poderia ser devido a argiloturbação (Blokhuis et al., 1990). A forma arredondada e sua fragmentação são devidos a movimentação da massa do solo, e conseqüente força de estresse (Yaalon e Kalmar, 1978). Podem ser precipitados em espaços internos de minerais e rochas contribuindo para sua fragmentação (Blokhuis et al., 1990).

Os nódulos de Fe e Mn estão associados a processos de oxi-redução no solo (Mermut et al., 1996), condições úmidas anteriores, ou condições hidromórficas pretéritas (Blokhuis et al., 1990). A ocorrência de cutans e impregnações por Mn e escassez de nódulos de Fe, refletem fraca condição redutora em sua formação ou no ambiente recente (Nettleton e Sleeman, 1985).

Segundo Mermut et al. (1996b), as feições reliquiaes auxiliam na construção da gênese do solo. Como exemplo dessas feições, tem as pápulas e os revestimentos iluviaes de argila, os quais são encontrados em Vertissolos (Nettleton e Sleeman, 1985).

#### **2.4 Relação entre mineralogia, dispersão, floculação e estabilidade estrutural de solos**

A integridade estrutural é importante para a sustentabilidade da produção agrícola (Goldberg et al., 1990; Mbagwua e Auerswald, 1999), manutenção das propriedades físicas adequadas (Shanmuganathan e Oades, 1983), predição do desenvolvimento de crostas no solo, infiltração, permeabilidade e redução de processos degradativos, como a erosão (Mbagwua e Auerswald, 1999).

A estabilidade estrutural depende da relação entre forças coesivas e destrutivas. Quando uma se sobrepõe a outra há a manutenção da agregação ou sua desintegração, respectivamente (Mbagwu e Bazzoffi, 1998). Os agentes que promovem a união das partículas são: argilas, cátions polivalentes (Wuddivira e Roach, 2007), óxidos de ferro e alumínio, matéria orgânica e sílica (McCarthy e Zachara, 1989), os quais são representantes das forças coesivas. Por outro lado, existem fatores que desencadeiam forças destrutivas. São eles, o rápido umedecimento do solo, que acarreta na compressão do ar oriundo do reumedecimento (Mbagwu e Auerswald, 1999), e o impacto das gotas de chuva, o qual exerce uma energia cinética sobre o agregado, levando-o a desintegração (Mbagwu e Bazzoffi, 1998).

O rápido umedecimento do solo pode causar a ruptura das unidades estruturais da seguinte maneira; quando o solo está seco e entra em contato rapidamente com a água, por existir gradiente distinto, há a absorção de moléculas de água. No entanto, durante esse processo, a água substitui ou comprime o ar presente nos poros (intra e interagregados) do solo. Caso o agregado esteja umedecido ao longo de sua região periférica, isso acarretará na compressão do ar interiormente, resultando numa pressão central, que se for superior às forças aglutinadoras, conduzirá a sua fragmentação. Caso contrário, não haverá prejuízos à sua estrutura (Cernuda et al., 1954; Brewer e Blackmore, 1956).

O rompimento do agregado via pressão interna superior à de resistência da unidade estrutural, acarretará na sua fragmentação, podendo ocorrer posteriormente deslocamento descendente, com deposição em outro local, resultando assim, na obstrução de poros e redução da percolação de água no interior do perfil (Mbagwu e Auerswald, 1999).

Índices podem ser utilizados para inferir sobre a integridade estrutural do solo, a qual pode ser avaliada pela argila dispersa em água e a estabilidade de agregados (Goldberg et al., 1988). No entanto, fatores que afetam a dispersão e floculação das partículas permitem inferências sobre a estabilidade dos agregados (Wuddivira e Roach, 2007). A desintegração via ação mecânica dos agregados irá facilitar a atuação dos fatores que causam a dispersão, quando estes forem dominantes no solo. Outros fatores que também contribuem são as propriedades físico-químicas e composição mineralógica (Seta e Karathanasis, 1996).

A dispersão e floculação da argila é afetada pelo pH, óxidos de alumínio e ferro (Goldberg e Glaubig, 1987), ânions, natureza e distribuição dos cátions trocáveis (Shanmuganathan e Oades, 1983), concentração eletrolítica (Shainberg e Levy, 2005), conteúdo e tipo de argila (Wuddivira e Roach, 2007); sílica, carbonato de cálcio, carbono orgânico.

Quando o pH do solo é próximo ao do pH do ponto de carga zero, a dispersão dos colóides é irrelevante e a floculação ocorre (Gillman, 1974; Goldberg e Glaubig, 1987). Porém, quando o pH do solo é alto, pode ocorrer a dispersão das partículas, devido o aumento das forças repulsivas partícula-partícula, em virtude da geração de cargas negativas nas partículas das argilas (Shanmuganathan e Oades, 1983; Kaplan et al., 1993). Este último autor observou que devido apresentarem cargas variáveis de superfície, localizada nas bordas das partículas, caulinita, óxidos de ferro, gibbsita e a matéria orgânica apresentaram mais cargas negativas em pH relativamente elevado.

Estabelecendo uma comparação entre caulinita e montmorilonita quanto ao efeito do pH na floculação destas partículas, há um efeito mais pronunciado na caulinita devido esta apresentar cargas dependentes de pH (Goldberg e Glaubig, 1987).

Os ânions podem atuar de maneira positiva e negativa na dispersão e floculação de partículas, onde tendem a minimizar a carga positiva das partículas, facilitando a floculação e reduzindo a dispersão, e podem causar dispersão quando as partículas de argilas se encontram floculadas (Shanmuganathan e Oades, 1983). A mineralogia também interfere na dispersão e floculação de argilas, e conseqüentemente na estabilidade dos agregados (Wuddivira e Roach, 2007).

Os agentes ligantes, óxidos de alumínio, ferro e a matéria orgânica são importantes para estrutura do solo (Goldberg et al., 1988). Os óxidos de alumínio são melhores que os óxidos de ferro para a estabilização da dispersão, floculação e agregação do solo, possivelmente devido as diferenças morfológicas e dimensionais (Goldberg e Glaubig, 1987). Os óxidos de alumínio apresentam maiores proporções de partículas menores, acarretando em maiores densidade de carga que os óxidos de ferro, além de possuir formato laminar o qual é capaz de neutralizar e bloquear os sítios negativos, reduzindo a CTC da argila, além de poderem ocupar espaços interlamelares em minerais expansivos. Já nos óxidos de ferro que tendem a ser partículas esféricas o preenchimento das cargas negativas é parcial (Oades, 1984; Goldberg e Glaubig (1987)). Os óxidos de alumínio reduzem a absorção de água e a expansão de montmorilonitas, mais que os óxidos de ferro, em virtude do arrajamento das partículas oxidícas na estrutura do mineral (Oades, 1984).

Esses óxidos influenciam na floculação, pois há uma redução da dupla camada difusa, devido a diminuição do potencial entre a solução e a superfície das partículas ocasionado pela geração de cargas positivas na superfície das argilas (Oades, 1984)

A matéria orgânica, os óxidos de alumínio e ferro cristalinos e pouco cristalinos influenciam na dispersão das argilas (Goldberg et al., 1990). Na presença de óxidos de ferro e

alumínio cristalinos e de baixa cristalinidade há redução da dispersão das argilas, pois estes funcionam como estabilizadores dos agregados do solo devido seu caráter cimentante (Seta e Karathanasis, 1996), enquanto que na sua ausência a dispersão aumenta (Goldberg et al., 1990).

A composição mineralógica e a magnitude das cargas na superfície das partículas controlam a dispersão dos colóides (Seta e Karathanasis, 1996). Solos com predominância de caulinita são menos dispersos devido a sua baixa carga quando comparados a minerais de maior reatividade (Seta e Karathanasis, 1996). Goldberg e Glaubig (1987) observaram que mesmo em pequenas quantidades de montmorilonita, estas podem causar dispersão de caulinita, especialmente em sistemas com presença de sódio.

Solos com predominância de caulinita geralmente apresentam baixa CTC e elevado conteúdo de óxidos. Nessas circunstâncias a abundância das forças atrativas interpartículas se sobrepõem as forças repulsivas, acarretando numa menor dispersão (Seta e Karathanasis, 1996).

Solos que apresentam em sua constituição esmectita, vermiculita, interestratificados ou esmectita com hidroxientrecamadas e/ou vermiculita com hidroxí entrecamadas se assemelham quanto ao grau de dispersão, contudo tendem a apresentar maior dispersibilidade que solos cauliniticos (Seta e Karathanasis, 1996). Essa maior dispersão em solos com predominância de minerais 2:1 em detrimento dos com predominância de 1:1, parece ser em decorrência do menor tamanho de suas partículas e/ou maior carga a qual gera forças repulsivas entre partículas (Seta e Karathanasis, 1996).

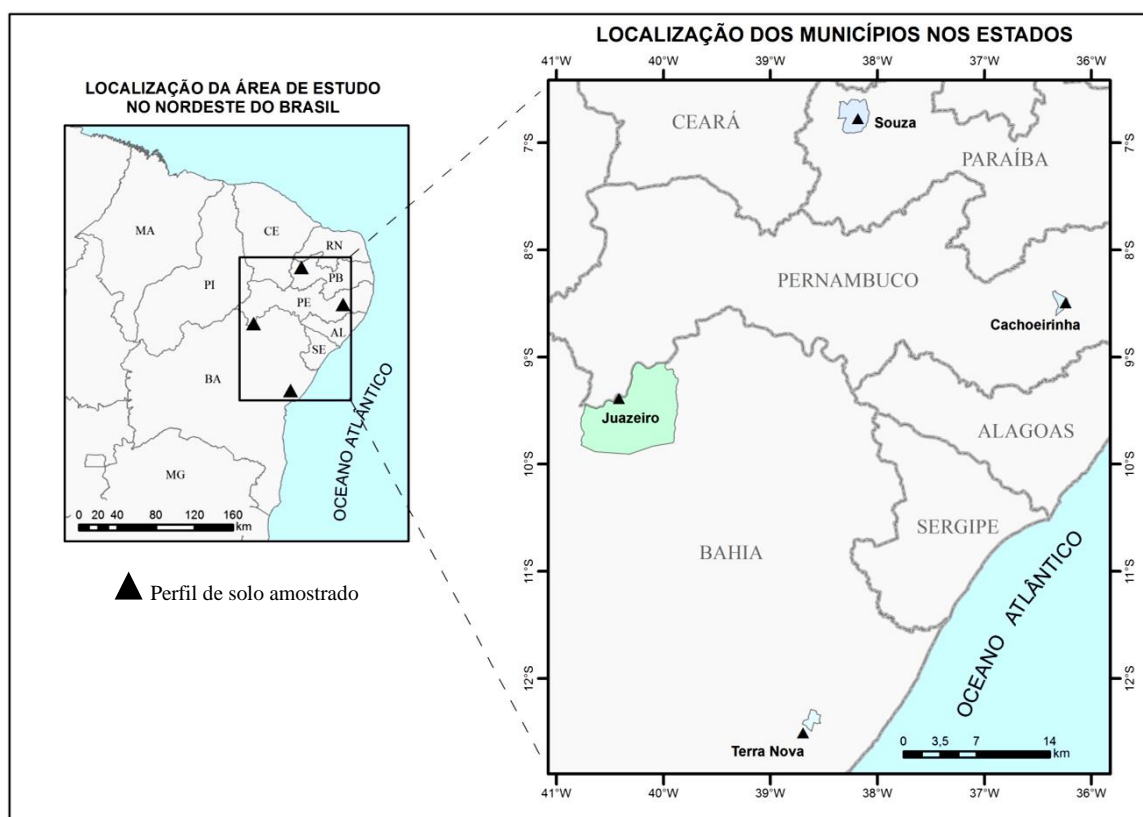
É comum a associação entre caulinita e pequenas quantidades de minerais expansivos, tais como a montmorilonita. Esse fato acarreta numa pequena carga negativa nas placas dos cristais cauliniticos, além da neutralização das cargas positivas da caulinita (Schofield e Samson, 1954). Wuddivira e Roach (2007) constataram que o cálcio e a matéria orgânica aumentaram a agregação em solos cauliniticos ácidos argilosos, com baixa CTC.

### 3. MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 Seleção, Caracterização das Áreas de Estudo e Amostragem dos Solos

As áreas foram selecionadas com base nos mapas Exploratórios de Reconhecimento de Solos dos Estados do Nordeste, como também observações “in loco” nas áreas. Os municípios selecionados foram: Cachoeirinha (PE), Sousa (PB), Juazeiro (BA) e Terra Nova (BA).

Portanto, a área de estudo localiza-se na região Nordeste do Brasil, abrangendo os estados da Pernambuco, Paraíba e Bahia (Figura 1). Foram selecionados 4 perfis de solo, os quais foram descritos e coletados conforme Santos et al. (2013).



**Figura 1.** Localização das áreas de estudo na região Nordeste do Brasil.

Em Pernambuco, o perfil 1 (P1) localiza-se no município de Cachoeirinha/PE, que está inserido na província Borborema, constituído de litotipos da suíte Serra de Taquaritinga, dos complexos Cabrobó e Belém de São Francisco e ainda das suítes intrusiva leucocrática peraluminosa e shoshonítica Salgueiro/Terra Nova (CPRM, 2005). O clima é do tipo BShs' (classificação Köppen), com temperatura e precipitação média anual de 21°C e 551 mm, respectivamente, e altitude de 536 m (CPRM, 2005).

Na Paraíba localiza-se o segundo perfil (P2) no município de Sousa, cuja região faz parte da Bacia Sousa, Grupo Rio do Peixe e Formação Sousa. Litologicamente a formação Sousa é constituída de argilitos intercalados com arenitos finos e finos níveis carbonáticos, incluindo vários níveis fossilíferos. Faz contato com as formações Antenor Navarro e Rio Piranhas (CPRM, 2002). O clima da região é do tipo Aw' (classificação de Köppen) com temperatura média anual de 27°C. A precipitação média anual é cerca de 1000 mm enquanto a evapotranspiração média anual é de 2.937 mm, e altitude de 225 m (Brasil, 1981).

Na área do vale do São Francisco encontra-se o perfil 3 (P3), localizado no município de Juazeiro/BA. A área esta inserida na Formação Caatinga, a qual é constituída de Calcários do Terciário/Quaternário, a materiais do Pré-Cambiano Indiviso. O clima da região é do tipo BSw' (classificação de Köppen) com temperatura média do ar de 26,2°C. A precipitação pluviométrica média anual é de 535,8 mm, a evapotranspiração é de 2.694 mm, e altitude de 375 m (Embrapa, 1979; Embrapa, 1980; Azevedo et al., 2003).

No município de Terra Nova/BA encontra-se o perfil 4 (P4), o qual esta inserido na Bacia do Recôncavo Baiano, Grupo Santo Amaro, sobre a Formação Recôncavo. A formação Recôncavo é constituída por folhelhos, argilitos e siltitos com intercalações de calcário ou cimento calcífero. O clima da região é do tipo Af (classificação de Köppen) com temperatura e precipitação média anual de 24°C e 1200 a 1500 mm, respectivamente (Dias e Demttê, 1977; Brasil, 1979).

As amostras deformadas foram coletadas por horizonte, acondicionadas em sacolas plásticas, identificadas e posteriormente secas ao ar, destorradas e passadas em peneira com abertura de malha de 2 mm (TFSA). Foram coletados ainda, blocos de solos para preparação de lâminas delgadas para a análise micromorfológica e torrões/agregados, para determinação do COLE. As análises foram realizadas nos laboratórios da UFRPE e no laboratório de Micropedologia da ESALQ/USP.

### **3.2 Análises Físicas**

A análise granulométrica foi determinada pelo método do hidrômetro (Gee e Or, 2002), com adaptações conforme sugeridas por Almeida (2008), utilizou-se 20g de solo (TFSA) em garrafas plásticas e 350 mL de dispersante (hexametáfosfato de sódio), para os solos P1, P2 e P3; e para o P4, utilizou-se o dispersante calgon (Camargo et al., 2009). Após adição do dispersante, os conjuntos garrafas-solo-dispersante foram levados para agitador tipo Wagner, agitandos por 16h, sob 50 rpm. Em seguida, foi feita a separação da areia por peneiramento úmido e da argila por sedimentação, obtendo-se o silte pela diferença. O



procedimento para obtenção da argila dispersa em água (ADA) é similar ao da análise granulométrica, entretanto utilizando apenas água destilada na agitação.

A densidade do solo ( $D_s$ ) foi obtida pelo método do torrão, utilizando a resina Saran F-340 como revestimento, conforme Soil Survey Laboratory Methods Manual (2004), enquanto a densidade de partículas sólidas do solo ( $D_p$ ) foi obtida pelo método do balão volumétrico, utilizando álcool etílico como líquido penetrante (Embrapa, 1997).

A porosidade total (P) foi obtida pela equação:  $P = [1 - (D_s/D_p)] \times 100$  e o grau de floculação (GF) pela expressão:  $GF = [(\% \text{ Argila Total} - \% \text{ ADA}) / \% \text{ Argila Total}] \times 100$ .

O coeficiente de extensibilidade linear (COLE) foi determinado utilizando torrões de solo revestidos com a resina Saran F-340, postos para saturar, até atingirem peso constante, quando foi determinada a densidade do solo na máxima expansão. Depois, os torrões com Saran foram colocados na câmara de Richards e submetidos a uma pressão de 33 kPa, até equilíbrio, quando foi determinada a densidade úmida à 33 kPa ( $D_u$ ). Posteriormente, os torrões foram colocados na estufa a 105°C, para em seguida ser obtida a densidade seca ( $D_{se}$ ) (Soil Survey Laboratory Methods Manual, 2004). A partir dos valores das densidades (úmida e seca), o valor do COLE foi obtido pela equação:  $COLE = ((D_{se}/D_u)^{0,333}) - 1$ .

O COLE é um método empregado para medir o potencial de expansão e contração. Conforme a metodologia utilizada pode ser denominado de  $COLE_{std}$ , quando utiliza-se amostras não deformadas (agregados), e  $COLE_{rod}$ , quando as amostras são desestruturadas (Schafer e Singer, 1976; Soil Survey Laboratory Methods Manual, 2004).

A superfície específica (S.E) foi determinada na fração argila pelo método de sorção de vapor de água (Quirk, 1955). No pré-tratamento das amostras (1g), foi feita a eliminação da matéria orgânica com peróxido de hidrogênio ( $H_2O_2$  15%), remoção de carbonatos com acetato de sódio e remoção do ferro livre com a solução de DCB. As amostras foram colocadas em dessecador contendo pentóxido de fósforo ( $P_2O_5$ ) e depois em outro contendo acetato de potássio ( $CH_3COOK$ )(duplicatas no mesmo dessecador), cada etapa com duração de 8 dias. A diferença de peso das amostras entre os dois tratamentos foi multiplicada pelo fator 3,6, e por 1000, obtendo-se assim a S.E ( $m^2 g^{-1}$ ) (Quirk, 1955).

### 3.3 Análises Químicas

O pH foi determinado em suspensão solo:água (1:2,5; peso:volume) e em solução de KCl 1 mol  $L^{-1}$ ;  $K^+$  e  $Na^+$  foram extraídos com a solução de Mehlich - 1 (HCl 0,05 mol  $L^{-1}$  +  $H_2SO_4$  0,0125 mol  $L^{-1}$ ) e determinados em fotômetro de chama;  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  e  $Al^{3+}$ , foram

extraídos com  $\text{KCl } 1 \text{ mol L}^{-1}$  e determinados por espectroscopia de absorção atômica e titulação ( $\text{Al}^{3+}$ ); a acidez potencial ( $\text{H+Al}$ ) foi avaliada por extração com acetato de cálcio  $0,5 \text{ mol L}^{-1}$  a pH 7,0 e determinados por titulometria. O fósforo (P) disponível foi extraído pela solução Mehlich-1 e determinado colorimetricamente. O carbono orgânico total foi determinado utilizando dicromato de potássio como agente oxidante (Embrapa, 2009). E o equivalente de carbonato de cálcio foi obtido pela extração por  $\text{HCl } 0,5 \text{ mol L}^{-1}$  e titulação com  $\text{NaOH } 0,25 \text{ mol L}^{-1}$  (Embrapa, 1997). De acordo com os dados obtidos foram calculados: soma de bases (SB), capacidade de troca catiônica total (CTC), saturação por bases (V%) e percentagem de saturação por sódio (PST).

### 3.4 Digestão Sulfúrica

Foi realizada a digestão sulfúrica na TFSA, dos horizontes superficiais, e em dois subsuperficiais, sendo um o intermediário e outro o último de cada perfil. Foram analisados os elementos Si, Al, Fe, Mn, Ti, e P, conforme Embrapa (1997). Mediante os teores dos elementos Si, Al e Fe da digestão sulfúrica, foi obtido os índices Ki e Kr, que refletem o grau de intemperismo do solo. Para tanto, as amostras de TFSA (1g) maceradas em cadinho de ágata e passadas em peneira de 80 mesh, foram adicionadas a tubos de digestão (75 mL) juntamente com 20 mL de  $\text{H}_2\text{SO}_4$  (relação 1:1;  $\text{H}_2\text{SO}_4$ : Água) e aquecidas a  $180^\circ\text{C}$  durante 30 minutos. Após resfriar, foi adicionado  $\cong 50$  mL de água destilada, filtrando-se em papel quantitativo (filtro faixa azul) até completar 250 mL. O extrato obtido (representado por A) foi utilizado para determinação do  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{TiO}_2$ , enquanto o resíduo retido no filtro foi utilizado na determinação de  $\text{SiO}_2$ .

Pré-fase à determinação de  $\text{SiO}_2$ : o material retido no filtro foi transferido (adição de água) a outro recipiente, adicionado 4 mL da solução de  $\text{NaOH } 30\%$  e aquecido por 1 minuto. Depois de frio, foi retransferido e completado o volume para 250 mL, homogeneizado e filtrado (faixa azul) sendo o extrato (simbolizado por B) acondicionado em recipiente plástico.

Determinação  $\text{SiO}_2$ : foi feita a adição simultânea de 25 mL do extrato B e 15 mL (relação 1:2;  $\text{H}_2\text{SO}_4$ :  $\text{HNO}_3$  concentrados) e mantidos sob aquecimento (gradual) até o desenvolvimento de consistência gelatinosa. Quando frio, o material gelatinoso foi solubilizado em água, de forma que a solução se tornasse homogênea, e posterior a 1h (repouso), filtrou-se (papel faixa branca) e foi utilizado água destilada para lavagem do filtrado, até que o extrato não apresenta-se reações com o cloreto de bário. O material retido no filtro foi levado a mufla e mantidos sob aquecimento, entre  $900\text{-}1000^\circ\text{C}$ , por 1 h.

Determinação do  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : foi procedida a titulação do extrato A (50 mL) até o surgimento da cor rosa, utilizando a fenoftaleína à 0,5% (3 gotas) como indicador, e o NaOH 40% como base titulante. Alcançado o ponto de viragem, foram adicionados 2 mL de NaOH 40%. Posteriormente, foi feita a imersão das amostras em água (70 a 80° C) durante 30 minutos. Quando frio, se completou com água destilada o volume para 100 mL, homogeneizado e filtrado. A partir desse extrato (25 mL) neutraliza-o com HCl (relação 1:1; HCl:Água), alcançado o ponto de viragem (rosa-turvo-límpido), se adicionou 10 mL da solução de EDTA 0,05 mol L<sup>-1</sup> e 10 mL da solução tampão pH 4,6 e foi aquecido durante 1 minuto. Quando frio, se adicionou 10 mL de água destilada e 2 mL de ditizona (indicador) e titulou-se com solução de  $\text{ZnSO}_4$  0,05 mol L<sup>-1</sup>.

### **3.5 Extrações seletivas de Ferro e Alumínio por DCB e Oxalato Ácido de Amônio**

Os óxidos livres foram extraídos utilizando ditionito-citrato-bicarbonato (DCB), conforme Mehra e Jackson (1960), enquanto os óxidos de baixa cristalinidade foram extraídos com oxalato ácido de amônio (McKeague e Day, 1965). Ambas as extrações foram realizadas na TFSA a qual foi macerada em cadinho de ágata e passada em peneira de 0,5 mm de abertura. Os horizontes analisados de cada perfil foram, o superficial, o intermediário, e o final. As determinações de ferro (Fe) e alumínio (Al) foram obtidas por espectroscopia de absorção atômica.

### **3.6 Análises Mineralógicas**

As amostras foram maceradas (cadinho de ágata) e passadas em peneira de 48 mesh, sendo confeccionadas lâminas orientadas para a fração argila e não orientadas (pó) das frações areia grossa, areia fina e silte.

Os minerais que compõe a fração areia, silte e argila foram identificados por difratometria de raio-X (DRX). As amostras de argila foram pré-tratadas (eliminação da matéria orgânica com  $\text{H}_2\text{O}_2$  15%, remoção de carbonatos com acetato de sódio e eliminação de ferro livre com a solução de DCB) e saturadas com potássio (K) à temperatura ambiente 25°C (K25), aquecidas a 110°C (K110), 350°C (K350) e 550°C (K550).

A ocorrência de minerais do grupo da esmectita, se validou mediante saturações com magnésio (Mg) e lítio (Li), solvatação desses cátions com glicerol e aquecimento. A distinção entre espécies esmectíticas se deu por meio do teste de Greene-Kelly (Greene-Kelly, 1953), que utilizou a hipótese de Hofmann e Klemen (1950) para identificar minerais com cargas

predominantemente nas lâminas tetraedrais (beidelita/nontronita) e octaedrais (montmorilonita). A beidelita/nontronita expande após ter sido saturada com Li, aquecida (270°C, durante 9 h) e solvatada com glicerol (Li270G), enquanto que a montmorilonita colapsa (Li270G), devido ocorrer o deslocamento dos íons de Li da entrecamada para os sítios octaedrais vazios e/ou cavidades hexagonais (Malla e Douglas, 1987).

A distinção entre beidelita e nontronita foi realizada por meio da espectroscopia de infravermelho por transformada de Fourier (FTIR), sendo as amostras preparadas na forma de discos (1 mg da amostra e 200 mg de brometo de potássio - KBr) para o estudo na região 4000-400  $\text{cm}^{-1}$ , e discos de KBr com fluorolube para a região (4000-3000  $\text{cm}^{-1}$ ) (Russell, 1987). A nontronita foi identificada com base nas bandas das regiões 3556, 815 e 675  $\text{cm}^{-1}$  (Russell e Fraser, 1994).

Foi realizado o teste com formamida (Churchman, 1990) para diferenciação entre caulinita e haloisita para as amostras do P3.

Na difração de raios-X, foi usado o equipamento Shimadzu XRD 6000, operando a uma tensão de 40 kV, corrente de 20 mA e radiação  $\text{Cu K}\alpha$ , com monocromador de cristal de grafite acoplado, em ângulo de varredura de 3 a 70° 2 $\theta$  para amostras na forma de pó não orientado, e de 3 a 35° 2 $\theta$  para as amostras orientadas. A interpretação dos difratogramas e identificação dos minerais constituintes das frações areias grossa e fina, silte e argila foram baseados no espaçamento interplanar, forma, largura, intensidade dos picos e seu comportamento nos tratamentos, de acordo com Brown e Brindley (1980) e Moore e Reynolds (1989).

### **3.7 Análise Micromorfológica**

Foram coletados blocos de solo dos horizontes Biv (P1), Bivn2 (P2), Biv1 (P3) e Bivn1 (P4). Para evitar o surgimento de artefatos, foi mantida a umidade natural de campo que aos poucos foi eliminada por meio de pré-tratamento com saturação com acetona em sistema composto por três cilindros de vidros com zeólitas e bomba peristáltica. Após essa etapa, foram impregnadas com uma mistura de resina poliéster, monômero de estireno e pigmento fluorescente, utilizando Butanox como catalisador para a polimerização do estireno (Castro et al., 2003), e confeccionadas lâminas delgadas, (7,6 x 5 cm) com espessura máxima de 30  $\mu\text{m}$ . As análises foram realizadas em microscópio ótico polarizante Zeiss e lupa binocular Wild, sob luz normal e polarizada, e descritas conforme Bullock et al. (1985).

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 Atributos Morfológicos

De modo geral, os perfis diferiram principalmente quanto a coloração e a quantidade, tipo e grau de desenvolvimento de feições vérticas (slickensides e rachaduras). Foram identificados Vertissolos de coloração escura (P1), vermelha (P2), amarela (P3) e variegada no P4 (Tabela 1, Figura 2).

Quanto a coloração do VERTISSOLO EBÂNICO Órtico típico (P1), o croma e valor menores que 3 e 4 (cor úmida), respectivamente, permitiram seu enquadramento como VERTISSOLO EBÂNICO. Poucos são os relatos desses solos na região Nordeste, sendo seu domínio na região Sul do Brasil (Magalhães Jr. et al., 2004; Reinert et al., 2007). A coloração 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 para Vertissolos normalmente são de baixos a médios (1 a 3 dag kg<sup>-1</sup> de M.O.S.) (Dudal e Eswaran (1988); Eswaran, 1999).

Para os perfis 2 (VERTISSOLO HÁPLICO Sódico típico) e 3 (VERTISSOLO HÁPLICO Órtico típico), suas cores devem-se provavelmente ao domínio da hematita e a presença da goethita, respectivamente, devido esses minerais conferirem cores vermelhas e amarelas (Kampf, 1988), e provavelmente encontram-se em baixos teores devido as condições climáticas em que estão os perfis. No SiBCS (Embrapa, 2013) não há distinção em 2º nível categórico para essa situação, sendo os perfis enquadrados como HÁPLICOS.

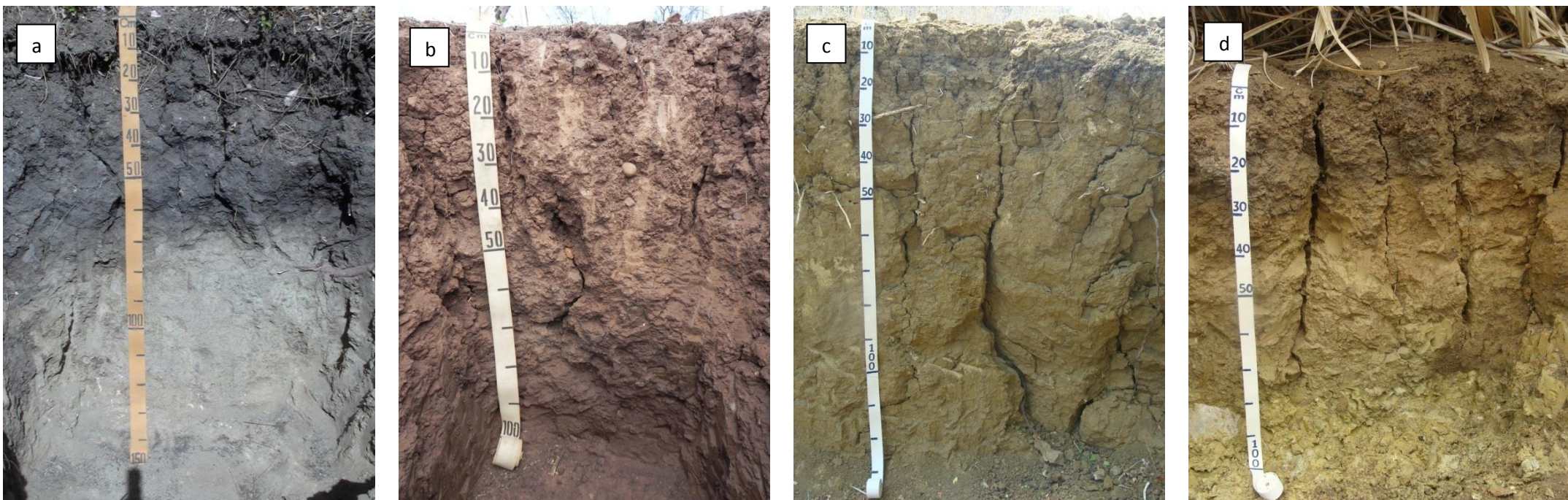
No VERTISSOLO HÁPLICO Órtico solódico epirredóxico (P4), os mosqueados com tons vermelho-amarelos, vermelhos e amarelos de ferro observados em campo (Tabela 1), remetem às feições redoximórficas resultantes da variação entre as condições óxicas e anóxicas, consequência da drenagem imperfeita, provavelmente condicionada pelo alto conteúdo de argila e condições mais úmidas da região (Recôncavo baiano), entretanto não reúne as características do hidromórfico.

Quanto ao tipo e grau de desenvolvimento das estruturas, nos perfis 1, 3 e 4 foi observada, nos primeiros centímetros da superfície do solo, estrutura granular com moderado a forte grau de desenvolvimento, contrastando com os blocos e prismas dos horizontes subsuperficiais (Figura 2). Este tipo de feição, denominada de autogranulação, tem sido observada em Vertissolos de vários países, como: El Salvador, Austrália, África e Índia (Yerima et al., 1987; Ahmad, 1996).

**Tabela 1.** Atributos morfológicos dos Vertissolos estudados do Nordeste Brasileiro

Hor.	Prof. cm	Cor úmida	Classe textural	Estrutura <sup>1</sup>	Consistência <sup>2</sup>			Fendas (F), Slickensides (S)	Transição <sup>3</sup>
					Seco	Úmido	Molhado		
<b>Perfil 1 (P1) - VERTISSOLO EBÂNICO Órtico típico - CACHOEIRINHA/PE</b>									
<b>Ap</b>	0-8	10YR 3/1,5	argila	fo peq a méd gran, e fo a mod peq e méd bl sub	mt d	mt f	mt plas e mt peg	F	cla e pla
<b>BAv</b>	8-20	10YR 3/2	argila	mod méd pris	ext d	mt f	mt plas e mt peg	F,S	cla e pla
<b>Biv</b>	20-68	10YR 3/2	argila	fo gra pris	d	f	mt plas mt peg	F,S	cla e pla
<b>C</b>	68-120	10YR 4/3	franco	maç po coe (com pont. carb.)	lig d	f	lig plas e peg	Ausentes	cla e irr
<b>Cr</b>	120-125+	10YR 4/3	francoarenosa	maç (com pont. carb.)	lig d	mt fri	n plas n peg	Ausentes	-
<b>Perfil 2 (P2) - VERTISSOLO HÁPLICO Sódico típico - SOUSA/PB</b>									
<b>Ap</b>	0-13	5YR 3/3	argila	fo méd a gra pris composta de fo peq a med bl ang e sub	ext d	f	mt plas e mt peg	F	cla e pla
<b>Bivn1</b>	13-47	5YR 3/3	argila	mod mt gra pris composta de fo gra e mt gra bl ang (com pont. carb.)	ext d	mt f	mt plase mt peg	F,S	grad e pla
<b>Bivn2</b>	47-83	5YR 3/2	muito argilosa	mod gra e mt gra bl ang (com pont. carb.)	ext d	mt f	mt plas e mt peg	F,S	grad e pla
<b>Bivn3</b>	83-100+	5YR 3/2	muito argilosa	mod gra e mt gra bl ang (com pont. carb.)	ext d	mt f	mt plas e mt peg	Ausentes	-
<b>Perfil 3 (P3) - VERTISSOLO HÁPLICO Órtico típico - JUAZEIRO/BA</b>									
<b>Ap</b>	0-6	2,5Y 4/4	argila	mod méd gran	d	fri	mt plas e mt peg	F	cla e pla
<b>BAv</b>	6-28	2,5Y 4/4	muito argilosa	mod gra a mt gra pris composta de mod gra a mt gra bl ang (com pont. carb.)	mt d	f	mt plas e mt peg	F	cla e pla
<b>Biv1</b>	28-62	2,5Y 5/4	muito argilosa	mod gra a mt gra pris composta de mod gra mto gra bl ang	ext d	mt f	mt plas e mto peg	F,S	grad e pla
<b>Biv2</b>	62-88	2,5Y 5/4	muito argilosa	mod mto gra pris composta de fra mt gra bl ang	ext d	mt f	mt plas e mto peg	F,S	dif e pla
<b>Biv3</b>	88-100+	2,5Y 5/4	muito argilosa	mod mt gra pris composta de fra mt gra bl ang	ext d	mt f	mt plas e mto peg	F,S	-
<b>Perfil 4 (P4) - VERTISSOLO HÁPLICO Órtico solódico epirredóxico - TERRA NOVA (TN)/BA</b>									
<b>Ap</b>	0-16	10YR 4/2	argila	mod peq a méd gran, e mod peq a méd bl sub	d	fri	mt plas e mt peg	F	cla e pla
<b>ABv</b>	16-26	10YR 4/2	muito argilosa	mod gra a mt gra pris	ext d	mt f	mt plas e mt peg	F	cla e pla
<b>Bivn1</b>	26-53	7,5YR 5/8, 10YR 5/6, 5Y 6/3	muito argilosa	mod mt gra pris composta de mod méd e gra bl ang	ext d	mt f	mt plas e mt peg	F,S	cla e pla
<b>Bivn2</b>	53-71	10YR 5/6, 5Y 6/2	muito argilosa	fra mt gra pris (com pont. carb.)	ext d	mt f	mt plas e mt peg	F,S	grad e pla
<b>Cvn</b>	71-100+	5Y 6/2, 5Y 6/8	muito argilosa	maç (com pont. carb.)	ext d	mt f	mt plas e mt peg	F,S	-

<sup>1</sup>Tipos: pris: prismática; bl: blocos; ang: angulares; sub: subangulares; gran: granular; Classe de tamanho: mt: muito; peq: pequena; méd: média; gra: grande; Grau de desenvolvimento: maç: maciça; fra: fraca; mod: moderada; fo: forte; coe: coesa; pont. carb.: pontuações carbonáticas. <sup>2</sup>lig: ligeiramente; d: dura; mt: muito; ext: extremamente; fri: friável; f: firme; n : não; plas: plástica; peg: pegajosa. <sup>3</sup>Grau: abr.: abrupta; cla: clara; grad: gradual; dif.: difusa; Forma: pla.: plana; ond.: ondulada; irr.: irregular; desc.: descontínua;



**Figura 2.** Perfis das áreas estudadas. Vertissolos de Cachoeirinha/PE (a) perfil 1(P1); de Sousa/PB (b) P2; de Juazeiro/BA (c) P3 e de Terra Nova/BA (d) P4.

A autogranulação é uma característica pouco explorada nos estudos morfológicos e sua gênese é pouco compreendida, e por vezes, atribuída a forte fragmentação devido o fendilhamento da camada superficial (Breemen e Buurman, 1998) na ausência de pressão de sobrecarga (Mermut et al., 1996a).

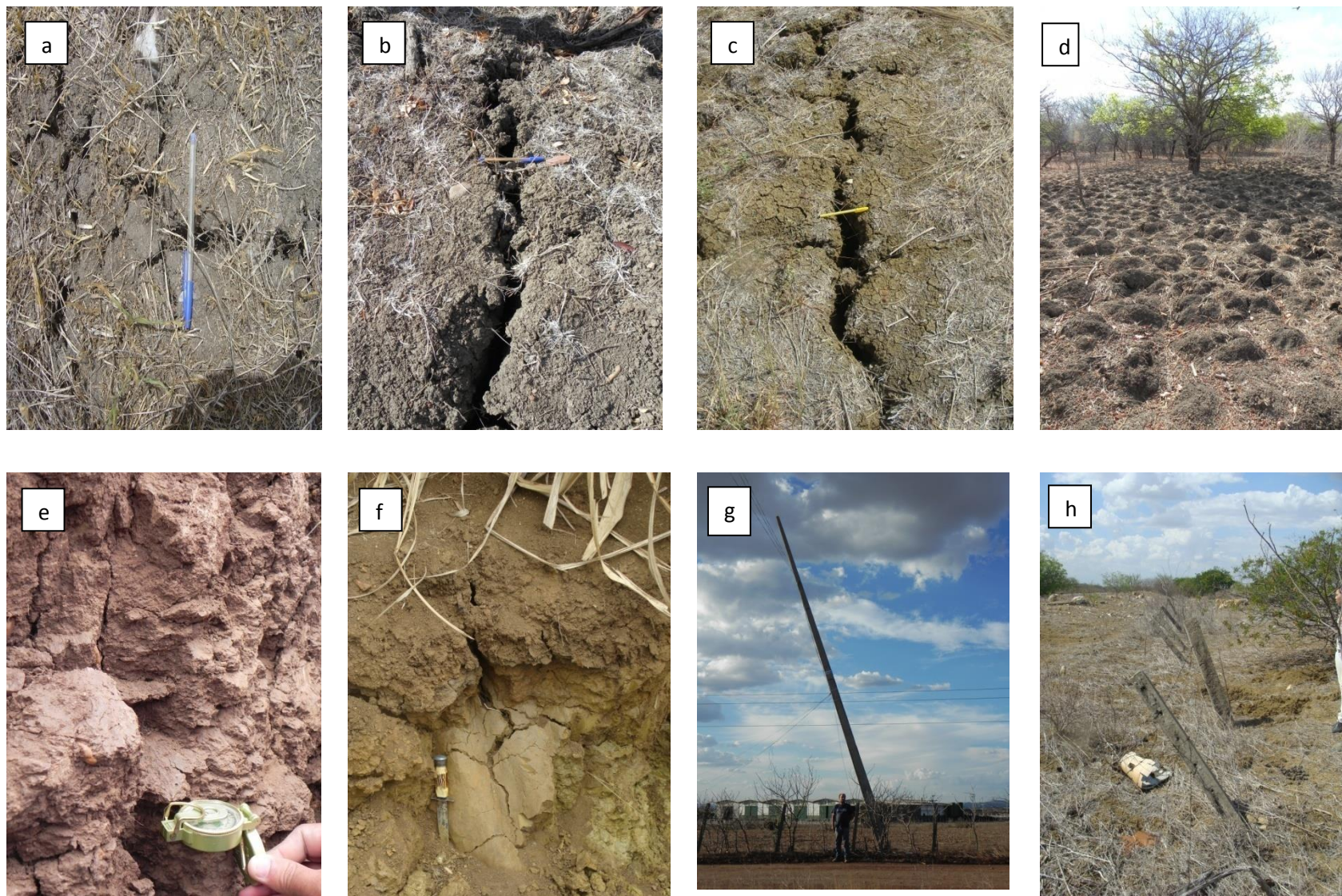
Os perfis 1 e 3 apresentaram menor autogranulação que o P4. A autogranulação é variável nos Vertissolos e se relaciona com a natureza do material de origem e acidez (Ahmad, 1996). De modo geral parece ser mais intensa em Vertissolos derivado de rochas basálticas (*in situ*) e/ou de seus produtos de alteração, e ser fraca em Vertissolos ácidos (Ahmad, 1996). Entretanto, essa situação não é válida para o P4, que é ácido, derivado de rocha sedimentar e apresenta espessiva autogranulação (15 cm, incluindo os pequenos a moderados blocos subangulares).

Em subsuperfície, os perfis apresentaram estrutura prismática composta por blocos subangulares e angulares em subsuperfície (Tabela 1), produzidas pelo fendilhamento vertical, e vertical e horizontal, respectivamente, podendo ter sido geradas pela expansão e contração da massa do solo, como resultado dos ciclos de umedecimento e secagem (Fanning e Fanning, 1988).

Foram observadas rachaduras verticais e horizontais em todos os perfis (Figura 2 a, b, c, d), ocasionadas pela perda de água do solo que causa sua contração e está relacionada as diferenças de umidade (Dudal e Eswaran, 1988). As rachaduras foram profundas, atingindo valores de até 120 cm (Figura 2 a, b, c, d) e com espessuras variando de 2 (Cachoeirinha) a 15 cm (Juazeiro), em grande quantidade para todos os perfis (Figura 3 a, b, c). Pal et al. (2009) observaram que sob diferentes condições climáticas e para o mesmo material de origem (aluvião de basalto, em maior ou menor grau de interferência de granito-gnaiss e calcário), a largura das rachaduras variaram de 0,5 a 4 cm, tendo maior amplitude em regiões semiáridas e áridas.

Os autores observaram ainda profundidades variando de 35 cm (regiões úmida a subúmida seca) a superior a 125 cm (alcançou o último horizonte), para regiões semiáridas a áridas. Dessa forma, fica nítido o papel da precipitação e temperatura, no desenvolvimento mais expressivo tanto em comprimento quanto em extensão das fendas, conforme foi observado nos perfis. Em Vertissolos esmectíticos e cauliniticos de El Salvador são registradas rachaduras de 2 a 5 cm de comprimento, com extensão de 25 a 50 cm (Yerima et al., 1987).





**Figura 3.** Rachaduras nas áreas estudadas, (a) P1, (b) P2, (c) P3; (d) Gilgai no município de Sousa (P2); Slickensides dos perfis (e) 2 e (f) 4; Movimentação da massa do solo em (g) Sousa (P2), e (h) Juazeiro (P3).

Existe correlação inversa entre a intensidade (número de fendas por área) e a largura das fendas (Ahmad, 1983). Quando as argilas estavam saturadas com carbonato de Na, houve maior intensidade de fendas finas (Smith, 1959; Sleeman, 1963). No entanto, isso não é válido para os perfis deste estudo (Figura 3a, 3b, 3c), pois independente do conteúdo de carbonato de sódio, as fendas foram largas e muitas. Apesar disto, no P1 foram menos expressivas, possivelmente devido a presença de argilominerais com menor potencial de expansão (vermiculita) (ver mineralogia), e sua associação a moléculas orgânicas (inferidas pela cor escura). Brady (1990) comenta que a associação entre vermiculita e os grupos orgânicos é forte devido sua configuração estrutural que protege a matéria orgânica.

Além das rachaduras, os “slickensides” são assinaturas morfogenéticas nos Vertissolos, oriundos da interação entre o conteúdo e tipo de argila com a umidade. Os “slickensides” estavam em maiores quantidades no P2, P3 e P4, em relação ao P1. Possivelmente, sua menor expressão foi devido ao menor teor de argila e maior proporção de componentes grossos em relação aos demais perfis (Tabela 2), bem como a associação entre sua mineralogia vermiculítica e os compostos orgânicos. Foram pequenos no P1 e P3, sendo maiores no P2 e P4, possivelmente a mineralogia foi o fator condicionante, devido a assembléia mineralógica desses dois grupos serem diferentes, podendo ser separada em constituintes com menor e maior capacidade de expansão, respectivamente. Foram nítidos e em grau de desenvolvimento moderado (P1 e P3) e forte (P2 e P4), com superfícies estriadas, exceto no P4, onde predominou a lisa. De modo geral, ocorreram em subsuperfície, entre 15 e 100 cm de profundidade.

Essa faixa de valores foi semelhante aos Vertissolos de El Salvador que apresentaram “slickensides”, em profundidades de 25 a mais que 150 cm, tendo o máximo desenvolvimento entre 50 e 150 cm, e ângulos de inclinação variando de 25 a 50° (Yerima et al., 1987).

O ângulo de inclinação dos slickensides (Figura 3 e, f), se mostrou variando de 20 a 25° para os perfis P1, P2 e P3, exceto para o P4 (até 50°) o qual foi superior e crescente em profundidade. Geralmente, o ângulo de inclinação variam de 10 a 60° e apresentam maior expressão (subsuperfície) (Soil Taxonomy, 2010; FAO, 2014). No entanto, informações sobre seu grau de desenvolvimento, dimensões, distribuição por horizonte e forma de ocorrência, bem como fatores que influenciam para maior ou menor expressão são pouco descritas na literatura científica.

O gilgai foi observado apenas em pequenas porções da paisagem do P2 (Figura 3d), na região de Sousa/PB. Dudal e Eswaran (1988) descreveram que esta microtopografia é típica em Vertissolos, no entanto, por ser passível de modificação devido a atividades antrópicas (aração e gradagem), pode ou não ser encontrada. Assim, as pequenas ondulações observadas nos demais perfis (1, 3 e 4), podem ser resultado de intervenções humanas, por estarem sob atividade agrícola e conseqüentemente sujeitos as operações de preparo (capina, aração, gradagem).

A consistência se apresentou homogênea entre os perfis (Tabela 1), embora o conteúdo e tipo de argila seja diferente (ver atributos físicos e mineralógicos). Tal fato sugere que os argilominerais expansíveis (esmectitas) seriam os principais responsáveis por tal característica. A consistência variou de dura a extremamente dura (seco), de firme a muito firme (úmido) e de ligeiramente plástica e pegajosa a muito plástica e muito pegajosa (molhado), com menor expressividade nos horizontes superficiais (Tabela 1). Tais consistências são frequentes em Vertissolos (Yerima et al., 1987; Pal et al., 2009) e refletem a ação das forças de adesão e coesão (FAO, 2014).

Os Vertissolos por apresentarem potencial de contrair e expandir, desenvolvem fendas durante os períodos secos que são meios para entrada de materiais. Dessa forma, foi observado presença de materiais de tamanho calhaus distribuídos na massa do solo nos perfis P1, P2 e P3. O P1 apresentou poucos quartzos arestados pequenos a médios; o P2, expressivos seixos arredondados e arestados pequenos a médios; e o P3, raros seixos esféricos e subesféricos pequenos. A configuração de tais materiais pode remeter ao grau de abrasão sofrido durante o possível deslocamento.

Provavelmente a cobertura vegetal restringiu a entrada de materiais no P4 (cana-de-açúcar), apoiada pela virtual ausência desses elementos e dada sua constituição mineralógica e quantidade de argila.

Os atributos morfológicos são essenciais para a definição das ordens e dos níveis categóricos para a classificação final dos solos estudados.

Desse modo, a textura argilosa a muito argilosa (Tabela 1), a ausência ou inexpressivo gradiente textural, fendas nos períodos secos de largura e profundidade superiores a 1 e 50 cm (anexo), respectivamente, e os slickensides nos perfis (Tabela 1), confirmam que os solos são da ordem dos VERTISSOLOS pelo SiBCS (Embrapa, 2013).

No segundo nível categórico (subordem) o P1 é EBÂNICO, devido ao predomínio de cores escuras no horizonte diagnóstico subsuperficial, e P2, P3 e P4 são HÁPLICOS.

No grande grupo (3º nível categórico), o P1, P3 e P4 são Órticos, e o P2, Sódico devido a saturação por sódio (PST) ser igual e/ou maior que 15%.

Quanto ao subgrupo (4º nível categórico), P1, P2 e P3 são típicos; enquanto o P4 é solódico epirredóxico, devido a PST situar-se entre 6% e ser inferior a 15%, além da presença de mosqueados.

Na classificação da World Reference Base for Soil Resources (FAO, 2014), correspondem: P1 - Pellic Vertisol (Magnesic, Mazic); P2 - Chromic Sodic Vertisol (Mazic); P3 - Haplic Vertisol (Mazic) e P4 - Protosodic Vertisol (Mazic).

#### **4.2 Atributos Físicos**

As classes texturais dos solos, variou, na sua grande maioria, de argila a muito argilosa (Tabela 1), comprovando o predomínio da fração argila ao longo dos perfis dos solos, onde a fração areia fina, de um modo geral, predominou sobre a areia grossa (Tabela 2).

Contudo, ao se analisar as proporções das diferentes frações granulométricas, observaram-se diferenças nos teores de areia grossa, areia fina e argila entre os perfis, que permitem separá-los em três grupos: **i.** maior teor areia total (P1); **ii.** teores intermediários (P2 e P3); e **iii.** baixo teor (P4). Para esse último, foram observados teores de argila de até 818 g kg<sup>-1</sup>. Esta diferença pode ser atribuída ao material de origem, que influencia a composição e as propriedades dos solos, dentre as físicas, a textura (Buol et al., 1973).

Dessa forma, o P1, que apresenta maiores conteúdos de areia que os demais perfis, exprime a natureza ígnea/metamórfica de seu material de origem (shoshonito) enquanto que os demais a natureza sedimentar. Entretanto, os que apresentam natureza sedimentar diferem quanto ao teor de areia, que poderia ser reflexo de contribuições externas durante a formação da rocha ou de materiais das adjacências.

Ahmad (1996) descreve que Vertissolos derivados de granitóides e materiais quartzosos, apresentam maior conteúdo de areia, e aqueles oriundos de sedimentos argilosos, como os marinhos ou aluviais lacustrino, maiores quantidades de argila e menores diferenças texturais no perfil, como pode ser o caso dos solos em estudo.

**Tabela 2.** Atributos físicos dos Vertissolos estudados do Nordeste Brasileiro

Hor.	Prof. cm	AG	AF	Silte g kg <sup>-1</sup>	Argila	ADA	GF -- % --	Dp	D <sub>S33</sub> g cm <sup>-3</sup>	D <sub>S105</sub>	P <sub>33</sub> %	P <sub>105</sub>	COLE std cm cm <sup>-1</sup>	S.E m <sup>2</sup> g <sup>-1</sup>
<b>P1 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico típico - CACHOEIRINHA/PE</b>														
Ap	0-8	124	134	242	500	300	40	2,67	1,22	1,67	54	37	0,11	79
BAv	8-20	129	128	247	496	297	40	2,78	1,19	1,77	57	36	0,13	-
Biv	20-68	113	130	310	447	311	30	2,82	-	-	-	-	-	83
C	68-120	240	255	282	223	161	28	2,82	1,41	1,47	50	48	0,02	-
Cr	120-125+	432	240	146	182	118	35	2,82	-	-	-	-	-	58
<b>P2 - VERTISSOLO HÁPLICO Sódico típico - SOUSA/PB</b>														
Ap	0-13	123	131	294	452	327	28	2,68	1,34	1,72	50	36	0,09	79
Bivn1	13-47	80	92	289	539	416	23	2,82	1,24	1,79	56	37	0,13	86
Bivn2	47-83	50	58	267	625	503	20	2,63	1,21	1,85	54	30	0,15	81
Bivn3	83-100+	59	63	253	625	503	20	2,66	1,14	1,95	57	27	0,20	-
<b>P3 - VERTISSOLO HÁPLICO Órtico típico - JUAZEIRO/BA</b>														
Ap	0-6	100	151	157	592	302	49	2,61	-	-	-	-	-	91
BAv	6-28	78	105	139	678	345	49	2,78	1,39	1,65	50	41	0,06	-
Biv1	28-62	74	103	125	698	323	54	2,70	1,34	1,57	50	42	0,04	86
Biv2	62-88	72	100	136	692	343	50	2,78	1,37	1,58	51	43	0,05	-
Biv3	88-100+	58	92	115	735	342	53	2,72	1,37	1,60	50	41	0,05	78
<b>P4 - VERTISSOLO HÁPLICO Órtico solódico epirodóxico - TERRA NOVA/BA</b>														
Ap	0-16	159	114	199	528	323	39	2,67	1,28	1,61	52	39	0,09	122
ABv	16-26	57	56	239	648	359	45	2,76	1,18	1,82	57	34	0,14	-
Bivn1	26-53	5	6	224	765	350	54	2,85	1,07	1,77	62	38	0,18	139
Bivn2	53-71	3	6	222	769	128	83	2,83	1,09	1,84	62	35	0,19	-
Cvn	71-100+	4	7	170	819	304	63	2,87	1,10	1,83	62	36	0,19	140

Hor.: Horizonte; Prof.: Profundidade; AG: Areia grossa (2-0,21 mm); AF: Areia fina (0,21-0,053 mm); Silte: (0,053- 0,002 mm); Argila: (<0,002 mm); GF: Grau de flocculação; D<sub>S33</sub>: Densidade do solo à 33 kPa; D<sub>S105</sub>: Densidade do solo a 105°C; Dp: Densidade de partículas, Dp (P=1- D<sub>S33</sub>/Dp); P<sub>33</sub>: porosidade total do solo calculada com densidade do solo à 33 kPa; P<sub>105</sub>: porosidade total do solo calculada com densidade do solo à 105°C; COLEstd: coeficiente de extensibilidade linear padrão; S.E: superfície específica.

No P1 e P3, houve distribuição relativamente uniforme da fração areia, que pode inferir sobre a natureza do material de origem (granulometria grossa) e provavelmente maior homogeneização via pedoturbação, mesmo apresentando menor potencial de contração e expansão que os demais perfis, confirmado pelos menores valores de COLE (Tabela 2). Enquanto que no P2 e P4 há uma maior proporção de constituintes grosseiros em superfície reduzindo em subsuperfície, que remeteria a natureza do material de origem (granulometria mais fina) com maior contribuição de materiais externos e menor pedoturbação, mesmo apresentando COLE alto (PCE alto).

De modo geral, os conteúdos de silte e de areia situam-se aproximadamente entre 125 a 310 e 9 a 273 g kg<sup>-1</sup>, respectivamente, e geralmente reduziram em profundidade, exceto para horizontes C e Cr do P1 (saprolito), onde os valores da fração areia ultrapassam 670 g kg<sup>-1</sup>. O aumento da fração areia em saprolito também foi observado por Moustakas (2012) estudando os Vertissolos da Grécia, atribuindo isto à ação restrita do intemperismo.

De modo geral, todos os perfis apresentaram quantidades expressivas de ADA (destaque para o P2) e conseqüentemente baixo grau de floculação (Tabela 2). Teores expressivos de ADA são comuns em Vertissolos (Marques, 2004; Pal et al., 2009) e refletem potencial de dispersão.

Em todos os perfis, o grau de floculação (GF) variou entre 28 e 83%, sendo observado que os maiores valores de GF coincidem com os maiores de Ca trocável, independente do teor de Mg, o que sugere a importância do Ca na floculação desses Vertissolos. O maior GF coincidiu com alto valor de Ca na presença de Al, enquanto que 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.

Os Vertissolos mesmo diferindo quanto ao material de origem (rocha ígnea, calcária e folhelho/argilito) apresentaram D<sub>p</sub> próximas e variando de 2,61 a 2,87 g cm<sup>-3</sup>.

Pelos resultados observados da densidade dos solos (D<sub>S33</sub>) (Tabela 2), parece haver uma relação direta desses valores com os daqueles das frações mais grosseiras (areia total). De fato, a D<sub>S33</sub> seguiu a tendência de ser diretamente proporcional aos teores de areia (Tabela 2).

Desse modo, os maiores valores determinados de  $D_{s33}$ , observados no P1 ( $1,41 \text{ g cm}^{-3}$ ), corresponderam aos maiores valores de areia total ( $495 \text{ g kg}^{-1}$ ); bem como os menores valores de  $D_{s33}$ , observados no P4, horizontes Bivn1 e Bivn2 ( $1,07$  e  $1,09 \text{ g cm}^{-3}$ ) tiveram, respectivamente, as menores quantidades de areia ( $11$  e  $9 \text{ g kg}^{-1}$ ).

Como as porosidades dos solos têm relação inversa às suas densidades, foi observado que os menores valores de porosidade dos solos, determinadas à  $33 \text{ kPa}$  ( $P_{33}$ ), corresponderam aos maiores de  $D_{s33}$  (Tabela 2).

Os maiores valores de  $P_{33}$  ( $62\%$ ), obtidos, respectivamente, nos horizontes Bivn1, Bivn2 e Cvn do P4, comprovam que este atributo do solo não depende apenas da  $D_{s33}$ , mas também da quantidade e tipo de minerais da fração argila presentes nestes horizontes, que apresentaram os maiores valores dos solos estudados (P4), sendo  $765 \text{ g kg}^{-1}$  para o Bivn1,  $769 \text{ g kg}^{-1}$  para o Bivn2 e  $819 \text{ g kg}^{-1}$ , para o Cvn. Os minerais da fração argila, promoveram os maiores valores de COLEstd (Tabela 2), e parece ter contribuído para o aumento da  $P_{33}$ , já que as características referentes à expansão e contração dos solos aumentam seus volumes de poros e, conseqüentemente, suas porosidades (Hillel, 2004).

Verificou-se que as relações entre quantidade da fração grossa, fração fina, densidades e porosidades, refletiram no PCE do solo, e como o material de origem influenciou nesse comportamento. A maior proporção da fração grossa (areia + silte,  $818 \text{ g kg}^{-1}$ ) e menor da fração fina (argila,  $182 \text{ g kg}^{-1}$ ) (Cr-P1), e o inverso (Cvn-P4) resultou nas menores e maiores diferenças entre  $D_{33}$  e  $D_{105}$  e  $P_{33}$  e  $P_{105}$  e no mínimo e máximo potencial de contração e expansão (PCE), respectivamente. Esses resultados demonstram a influência do material de origem (rocha ígnea e argilito/folhelho).

Fato diferente foi observado no P3, com alta quantidade de material fino ( $592$  a  $735 \text{ g kg}^{-1}$ ), e menor PCE. Neste perfil, o baixo PCE, refletiu pequena variação entre  $D_{33}$  e  $D_{105}$  e  $P_{33}$  e  $P_{105}$ , pode ser explicado pela baixa atividade da argila, que, embora tenha maior quantidade que a do P1, possui pouca capacidade de expansão-contração. Assim, o baixo PCE refletiu materiais pouco intemperizados (Cr-P1), e o tipo de argila; 1:1 (ver mineralogia), mesmo quando a quantidade de argila foi alta.

Em condições similares de material de origem e assembléia mineralógica, mas em maior proporção da fração grossa e menor da fração fina (P2) em relação ao P4, foi observado as maiores diferenças entre  $D_{33}$  e  $D_{105}$  e  $P_{33}$  e  $P_{105}$ , refletindo em alto PCE. Indicando que mesmo em menores quantidades de argila e maior de areia, o solo pode apresentar PCE alto e similar ao de solos que apresentam maiores quantidades de argila, podendo ser devido a influência do cátion no complexo de troca (Na).

Em relação ao  $COLE_{std}$ , os valores situaram-se entre 0,04 e 0,20  $cm\ cm^{-1}$  (desconsiderando o Cr), com menor expressão em superfície e maior em profundidade, provavelmente devido a maior proporção da fração grossa (areia+silte) e carbono orgânico; e maior quantidade de argila e cátion no complexo sortivo (Na), respectivamente. Os menores valores foram observados no P3 e os maiores nos perfis 2 e 4.

Nos Vertissolos o COLE comumente varia de 0,07 a 0,20  $cm\ cm^{-1}$  (Coulombe et al., 1996). Valores inferiores a 0,03  $cm\ cm^{-1}$  refletem solos com predomínio de caulinita ou mica (Franzmeier e Ross, 1968). Yerima et al. (1987) descrevem Vertissolos cauliniticos com  $COLE_{std}$  entre 0,06 e 0,11  $cm\ cm^{-1}$ . Já os montmoriloníticos podem apresentar  $COLE_{std}$  de 0,06 a 0,10  $cm\ cm^{-1}$  (Grossman et al., 1968), e 0,16 a 0,18  $cm\ cm^{-1}$  (Franzmeier e Ross, 1968). Os Vertissolos montmoriloníticos do nordeste da Grécia, apresentaram valores de  $COLE_{rod}$  de 0,15 a 0,20  $cm\ cm^{-1}$  (Moustakas, 2012). Nesse sentido, os valores de  $COLE_{std}$  do P3 sugerem domínio caulinitico em todo o perfil, enquanto que nos demais perfis minerais do tipo 2:1.

Altos valores de COLE (>0,09) estão associados a altas quantidades de argilominerais esmectíticos, e indicam alto PCE (Yerima et al., 1987). Entretanto, o COLE alto pode ocorrer quando existe maior proporção da fração grossa (547-375  $g\ kg^{-1}$ ), menor da fração fina (452-624  $g\ kg^{-1}$ ), dos minerais 2:1 e Na trocável alto (PST>15%) como foi observado no P2.

Vários fatores contribuem para maior ou menor potencial de expansão e contração do solo, dentre eles a textura, composição da fração argila; S.E; CTC; cátions no complexo de troca, carbonatos, matéria orgânica; sílica; óxidos de Fe e Al; atividade da argila, além dos ciclos de umedecimento e secagem e umidade (Wilding e Tessier, 1988; Moustakas, 2012).

Dentre os fatores comentados anteriormente, a análise estatística mostrou correlação significativa entre COLE *versus* conteúdo total de argila ( $r = 0,504$ ,  $p < 0,05$ ) e COLE *versus* Na ( $r = 0,522$ ,  $p < 0,05$ ) para os perfis, o que também é observado em outros Vertissolos (Dudal e Eswaran, 1988; Moustakas, 2012), e indica relação entre potencial de expansão com conteúdo total de argila e Na trocável.

As frações areia e silte atenuam as propriedades expansivas e contráteis do solo, devido sua função esquelética e conseqüente aumento das forças de fricção (Wilding e Tessier, 1988). Tal fato foi observado nos Vertissolos estudados.



Pal et al. (2009) relata que o conteúdo de argila e a predominância de esmectitas na fração argila, se sobrepõem aos demais fatores e possivelmente contribuem para o COLE alto. Essa situação descrita por Pal et al. (2009) condiciona COLE alto, mas outras também, como foi observado nos Vertissolos estudados (P2), em que mesmo com mineralogia diversificada e proporção expressiva da fração grossa (areia+ silte), o COLE foi alto e semelhante ao do Vertissolo que apresentava elevada quantidade de argila e mínima de areia e silte.

Os valores da S.E nos solos situaram-se entre  $58 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$  (horizonte Cr do P1) e  $140 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$  (P4) que são valores muito inferiores aos normalmente encontrados em Vertissolos, como naqueles da Grécia estudados por Moustakas (2012), cujos valores da S.E ficaram entre  $383$  e  $475 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ . A diferença entre as S.E deve-se provavelmente a metodologia empregada, que neste trabalho foi utilizada a de Quirk (1955) enquanto que na de Moustakas (2012) se utilizou a de Carter et al. (1986).

#### **4.3 Atributos Químicos**

Os valores de pH variaram de 4,6 a 8,7 nos perfis, sendo um perfil ácido (P4) e os demais alcalinos (P1, P2 e P3) (Tabela 3).

Vertissolos são geralmente neutros a alcalinos e incomumente ácidos (Coulombe et al., 1996; Pal, 2009), devido a natureza calcária do material de origem, ou a alta proporção de cátions básicos (Eswaran, 1999; Moustakas, 2012).

A ocorrência de Vertissolos ácidos pode ser resultado do material de origem ácido, intensa lixiviação, ferrólise ou clima pretérito úmido (Coulombe et al., 1996; Eswaran, 1999), e são encontrados em vários locais como El Salvador (Yerima et al., 1987), Caribe, África e Austrália (Ahmad, 1996).

Situado em clima mais úmido que os demais perfis e sob condições de drenagem restrita, o P4 apresenta reação fortemente ácida, exceto no último horizonte. A acidificação pode ser resultado da hidrólise do alumínio, já que este perfil apresenta Al na forma trocável e clima úmido, que poderia condicionar tal reação. Em El Salvador existe Vertissolos que variaram de levemente ácido na superfície a alcalinos em subsuperfície (Yerima et al., 1987), enquanto que os do Caribe variaram de totalmente alcalinos (Trinidade e Barbados) a totalmente ácidos (Trinidade e Santa Lúcia), e ácidos em superfície e alcalinos em subperfície (Porto Rico) (Ahmad, 1996).

**Tabela 3.** Atributos químicos dos Vertissolos estudados do Nordeste Brasileiro

Hor.	Prof. cm	pH (1:2,5)		COT	Eq. CaCO <sub>3</sub> g kg <sup>-1</sup>	Complexo sortivo (cmolc kg <sup>-1</sup> )								V -----%-----	PST -----	P mg kg <sup>-1</sup>		
		Água	KCl			Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	SB	Ca:Mg	Ca:Na	Al <sup>3+</sup>				H+Al	CTC
<b>P1 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico típico - CACHOEIRINHA/PE</b>																		
Ap	0-8	5,96	4,79	17,75	3,88	16,32	18,16	0,37	0,35	35,20	0,90	44,11	0	5,20	40,40	87,13	1,05	133,69
BAv	8-20	6,48	4,83	5,48	4,31	16,64	19,10	0,66	0,13	36,53	0,87	25,21	0	2,53	39,06	93,52	1,81	108,63
Biv	20-68	7,42	5,45	5,20	5,94	18,47	23,74	1,74	0,18	44,13	0,78	10,61	0	1,19	45,32	97,38	3,94	286,34
C	68-120	8,37	6,44	1,35	8,00	19,73	26,42	2,32	0,09	48,56	0,75	8,50	0	0,36	48,92	99,26	4,78	636,52
Cr	120-125+	8,79	6,87	0,78	8,50	15,34	20,34	1,54	0,11	37,33	0,75	9,96	0	0,00	37,33	100,00	4,13	684,96
<b>P2 - VERTISSOLO HÁPLICO Sódico típico - SOUSA/PB</b>																		
Ap	0-13	7,22	6,03	14,28	4,06	16,65	6,09	1,39	1,06	25,19	2,73	11,98	0	1,91	27,10	92,95	5,52	14,30
Bivn1	13-47	8,44	6,68	4,97	4,63	20,11	8,26	5,14	0,43	33,94	2,43	3,91	0	0,26	34,20	99,23	15,14	9,42
Bivn2	47-83	8,64	7,16	4,12	6,25	17,02	7,82	16,38	0,45	41,67	2,18	1,04	0	0,00	41,67	100,00	39,31	36,57
Bivn3	83-100+	8,72	7,30	3,39	9,81	16,51	7,26	17,20	0,39	41,36	2,27	0,96	0	0,00	41,36	100,00	41,59	48,53
<b>P3 - VERTISSOLO HÁPLICO Órtico típico - JUAZEIRO/BA</b>																		
Ap	0-6	7,60	6,73	13,84	3,88	21,33	3,15	0,37	1,38	26,23	6,77	57,65	0	1,13	27,36	95,86	1,41	42,90
BAv	6-28	7,80	6,80	5,45	4,00	18,99	3,26	0,60	0,38	23,23	5,83	31,65	0	0,26	23,49	98,87	2,58	0,93
Biv1	28-62	7,83	7,00	3,88	4,19	20,24	3,02	0,46	0,11	23,83	6,70	44,00	0	0,35	24,18	98,55	1,93	0,85
Biv2	62-88	7,98	7,08	3,10	4,00	23,06	2,97	0,76	0,15	26,94	7,76	30,34	0	0,27	27,21	99,02	2,82	0,83
Biv3	88-100+	7,89	7,05	2,85	4,63	22,20	3,04	1,30	0,12	26,66	7,30	17,08	0	0,09	26,75	99,67	4,88	0,96
<b>P4 - VERTISSOLO HÁPLICO Órtico solódico epirredóxico- TERRA NOVA/BA</b>																		
Ap	0-16	5,43	4,50	13,24	3,75	14,95	8,86	0,42	0,58	24,81	1,69	35,60	0,05	6,60	31,41	79,00	1,69	2,55
ABv	16-26	5,59	4,55	12,33	4,38	18,39	11,03	0,70	0,29	30,41	1,67	26,27	0,10	6,98	37,39	81,33	2,30	0,57
Bivn1	26-53	4,53	3,65	8,32	4,00	18,57	12,58	2,07	0,31	33,53	1,48	8,97	7,73	18,67	52,20	64,23	6,17	0,43
Bivn2	53-71	4,60	3,71	5,21	4,25	23,18	16,35	3,45	0,42	43,40	1,42	6,72	3,35	11,19	54,59	79,50	7,95	0,32
Cvn	71-100+	7,20	6,25	4,67	5,31	25,18	21,96	4,54	0,23	51,91	1,15	5,55	0	1,68	53,59	96,87	8,75	28,48

Hor.: Horizonte; Prof.: Profundidade; pH: Potencial hidrogeniônico em água e cloreto de potássio (KCl); COT: Carbono orgânico total; Eq. CaCO<sub>3</sub>= Equivalente de carbonato de cálcio; Cátions trocáveis: Cálcio (Ca<sup>2+</sup>), Magnésio (Mg<sup>2+</sup>), Sódio (Na<sup>+</sup>), Potássio (K<sup>+</sup>); SB: Soma de bases (Ca+Mg+Na+K); Relações catiônicas: Ca:Mg, Ca:Na; Al<sup>3+</sup>: 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

No que se refere ao carbono orgânico total seus valores variaram de 13,24 a 17,75 g kg<sup>-1</sup> nos horizontes superficiais, e de 2,85 a 12,33 g kg<sup>-1</sup> em subsuperfície (Tabela 3), com decréscimo em profundidade.

O Vertissolo Ebânico (P1) apresentou carbono orgânico variando de 17,75 a 0,78 g kg<sup>-1</sup>, com valores inferiores ao do Vertissolo Ebânico da região Sul do Brasil (56,4 a 4,4 g kg<sup>-1</sup>) (Reinert et al., 2007). Tal diferença deve-se provavelmente ao clima e a drenagem, pois, o Vertissolo Ebânico da região Nordeste encontra-se sob clima semiárido e não apresenta mosqueados, enquanto que o da região Sul situa-se em clima úmido e apresenta mosqueados, o que indicaria condições de drenagem mais restrita e assim, maior acúmulo de carbono orgânico devido as condições anaeróbias, mesmo ambos situando-se em relevo plano.

Clima, vegetação e relevo, interferem na quantidade de matéria orgânica nos solos (M.O.S) (Buol et al., 1973). Geralmente, em ambientes semiáridos a áridos, solos sob cultivo e nas partes superiores do gilgai a quantidade de M.O.S é menor que em ambientes úmidos, solos sob vegetação preservada, e nas posições inferiores do gilgai (Wilding e Tessier, 1988; Eswaran, 1999).

A diminuição do conteúdo orgânico em profundidade, bem como baixas e médias quantidades (< 1 a 3% M.O.S) nos horizontes superficiais são freqüentes em Vertissolos (Ahmad, 1996; Pal et al., 2009). Esta tendência foi observada nos Vertissolos em estudo, indicando provavelmente pequeno aporte de resíduos vegetais ao solo e/ou maior mineralização dado o clima semiárido e subúmido 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 3). O baixo conteúdo de matéria orgânica indica que o fator de formação (organismos vivos) dentre os demais é o que menos influência na gênese de Vertissolos (Pal et al., 2009).

Todos os perfis apresentaram em algum de seus horizontes efervescência ao HCl 10% sugerindo presença de carbonatos, o que pode ser reflexo de contribuições do material de origem, devido os Vertissolos em estudo apresentarem maior ou menor influência de material carbonático. Coulombe et al. (1996) comenta que os Vertissolos possuem ampla diversidade de material de origem, dentre eles, os de natureza sedimentar com influência de calcário.

Em todos os perfis o conteúdo de Eq. CaCO<sub>3</sub> foi baixo, variando de 3,75 a 9,81 g kg<sup>-1</sup>, com aumento em profundidade (Tabela 3). Esse incremento é comum e deve-se à proximidade com o material de origem, dissolução de componentes, translocação e

deposição em camadas subsuperficiais, bem como presença de carbonatos reliquiaes e pedogênicos que comumente implica na elevação do pH (Eswaran et al., 1999).

Mesmo os Vertissolos em estudo possuindo interferência de material carbonático, conforme verificado em campo (teste HCl 10%) seus valores não foram expressivos. Em Vertissolos da Índia, sob influencia calcária, o conteúdo de  $\text{CaCO}_3$  variou de 3 a 26  $\text{dag kg}^{-1}$  (Pal et al., 2009). Sob ambientes úmidos e condições ácidas, ocorre a decarbonação (Coulombe et al., 1996), mesmo assim o P4 ainda apresenta carbonato de cálcio (Tabela 3).

Os perfis apresentaram variações quanto aos cátions básicos no complexo de troca (Tabela 3), que provavelmente foi devido a heterogeneidade do material de origem (P1, shoshonito; P2, argilito; P3, rocha calcária; P4, argilito/folhelho), constituição da assembléia mineralógica (ver atributos mineralógicos) e condições de drenagem restrita condicionada pela textura argilosa, que dificulta a saída dos cátions do solo. No P1, Mg é superior ao Ca em todo perfil, no P3 ocorre o inverso, e no P2 houve o domínio de Na e Mg em subsuperfície e Ca em superfície (Tabela 3), conforme situações observadas em Vertissolos do Caribe e Indianos sob clima úmido e árido seco, respectivamente.

Assim como observado em estudos de Vertissolos (Ahmad, 1983), o cátion dominante no complexo de troca refletiu a natureza de seu material de origem, principalmente no caso do P1 (shoshonito) e P3 (rocha calcária). Quando predominou Mg e Ca no complexo de troca, os Vertissolos foram oriundos de rocha ígnea/metamórfica e sedimentar, respectivamente.

Em Vertissolos de pH neutro, os sítios trocáveis são principalmente ocupados por Ca e Mg, e menos com K e Na (Coulombe et al., 1996). Entretanto, essa situação não reflete as condições do P2, pois este apresenta pH alcalino e alta quantidade de Na no complexo de troca (Tabela 3), principalmente em subsuperfície, que pode ser reflexo de sua assembléia mineralógica e do clima atual, pois a evapotranspiração (2937 mm) é superior a precipitação (1000 mm), e dada as condições de lenta drenagem. Outro ponto é que o Na em excesso no complexo de troca contribui para a manutenção do pH alcalino, e de fato essa tendência foi observada no P2. Embora os outros perfis apresentem várias características parecidas ao do P2, a proporção dos outros cátions no complexo de troca foram superiores em relação aos observados no P2, o que poderia contribuir para a menor retenção do Na dada sua monovalência.

Os baixos teores de K nos Vertissolos, como observado (Tabela 3), são de ocorrência comum (Ahmad, 1996). Embora os Vertissolos apresentem minerais com

potencial de fornecimento de K, sua liberação é condicionada pelo tipo de mica (Fanning et al., 1989) e condições de intemperismo.

As relações médias Ca:Mg foram de 0,8:1 (P1); 1,5:1 (P4); 2,5:1 (P2) e 6 a 7:1 (P3) (Tabela 3). As relações Ca:Mg de 3:1 e 1:1 são as mais comuns em Vertissolos (Blokhuys, 1982), no entanto, podem ser encontradas relações superiores, como é o caso de Vertissolos na Grécia, onde as relações Ca:Mg foram de quase 2 a 17:1, tendo o material de origem influência de carbonatos (Moustakas, 2012).

As relações Ca:Mg dos Vertissolos refletiram a natureza do material de origem, pois as menores relações foram observadas no Vertissolo derivado de shoshonito, podendo indicar a riqueza de minerais ferromagnesianos nessa rocha, e as maiores relações nos derivados de rocha calcária, enquanto os derivados de argilito/folhelho tiveram relação intermediária. O clima também poderia estar influenciando para manutenção dessas relações, principalmente no caso do P1 e P3, que estão situados em áreas de menor precipitação que os demais perfis.

As relações Ca:Na foram maiores no P3, P1, P4 e menores no P2 reduzindo em profundidade. Tal relação pode inferir sobre condições de sodicidade, apoiada pelos resultados de ADA, Na trocável e PST, conforme foi verificado no P2.

Vertissolos ácidos são menos comuns que os alcalinos, como observado nesse estudo, onde três de quatro perfis foram alcalinos e apenas um ácido (Tabela 3). O P4 além da acidez em superfície e subsuperfície, apresenta expressiva quantidade de Al trocável. No entanto, seu valor poderia estar superestimado devido sua extração ter sido feita com KCl (Almeida et al., 2010). De toda forma, sua ocorrência pode ser devido a desestabilização de minerais do grupo das esmectitas (Araújo et al., 2005) devido as condições ácidas.

Não foi observado relação diretamente proporcional entre pH e Al trocável no P4, assim como em outros estudos (Ahmad, 1985; Ribeiro et al., 1990; Cunha et al., 2000;). Os íons de H parecem exercer influência na determinação do pH do solo (Ahmad, 1985), esse fato pode ser observado nos perfis estudados (Tabela 3), em que mesmo não apresentando Al, os perfis (P1, P2, P3) apresentaram H, os quais podem estar sendo gerado pelos compostos orgânicos (Tabela 3).

Para todos os perfis, a capacidade de troca de cátions (CTC) variou de 23,5 a 54,6  $\text{cmol kg}^{-1}$  solo (Tabela 3), cuja maior expressão se deu nos horizontes com alto teor de argila (> 35%), predomínio de argilas do tipo 2:1 (inferido pelo COLE > 0,09  $\text{cm cm}^{-1}$ ) e baixo conteúdo de carbono orgânico (<1  $\text{dag kg}^{-1}$ ). Os menores valores de CTC foram

observados no Vertissolo em que a mineralogia parece ser dominada por caulinita (ver atributos mineralógicos).

A CTC observada no P3 foi superior as relatadas para caulinitas (2 a 15 cmolc kg<sup>-1</sup>) (Kampf e Curi, 2003). Contudo por esse argilomineral apresentar carga variável, e o pH ser alcalino, parte dessa CTC poderia ser devido ao pH, e a outra parte devido a presença de montmorilonita (ver atributos mineralógicos) que mesmo em pequena expressão poderia estar contribuindo para CTC. Num Vertissolo com domínio de caulinita, a CTC foi de 14,1 a 39,4 cmolc kg<sup>-1</sup> (Yerima et al., 1987), enquanto os dominados por montmorilonita a CTC foi de 31,6 a 48,1 cmol kg<sup>-1</sup> (Moustakas, 2012). A faixa de CTC geralmente apresentada por Vertissolos é de 20 a 45 cmol kg<sup>-1</sup>, podendo também ter valores superiores (Coulombe et al., 1996).

Os Vertissolos estudados foram eutróficos, que é uma característica típica desta classe (Embrapa, 2013; FAO, 2014). Apresentaram saturação por base variando de 64,23 a 100% (Tabela 3), sendo os menores valores observados no Vertissolo ácido (P4).

A percentagem de sódio trocável (PST) variou de 1,05 a 41,6% (Tabela 3), aumentando em profundidade. Dentre os perfis, o P2 foi o que apresentou maior PST, que pode indicar maior propensão a dispersão. Tal fato está em concordância com o alto teor de Na e ADA, e baixa relação Ca:Na (Tabelas 3 e 2).

O fósforo disponível (P) variou de baixo a muito alto (0,32 a 684,96 mg kg<sup>-1</sup>) (Tabela 3). Os maiores valores de P foram observados no P1 e P2, em consonância com o P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> obtido através da digestão sulfúrica (Tabela 4), sugerindo riqueza desse elemento no material de origem. Entretanto, a extração com a solução duploácida de Mehlich-1 poderia superestimar os valores disponíveis, devido dissolver minerais e/ou formas de P ligadas a Ca-Fe em solos de reação neutra a alcalina (Novais e Smyth, 1999).

#### **4.4 Digestão sulfúrica e formas de ferro extraídos por DCB e oxalato**

Os valores de óxido de silício (SiO<sub>2</sub>), óxido de alumínio (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) e óxido de ferro (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), variaram de 15,6 a 36; 2,9 a 18,3; e 5,1 a 9,3 dag kg<sup>-1</sup>, respectivamente (Tabela 4). No P2, P3 e P4 o SiO<sub>2</sub> foi superior ao Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, enquanto no P1 o SiO<sub>2</sub> foi superior ao Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, seguido por Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Apesar da digestão sulfúrica ser representativa para solos com grau de intemperismo elevado, ela pôde indicar aspectos da maturidade do solo e natureza dos argilominerais nos Vertissolos estudados.

**Tabela 4.** Composição química da TFSA pela digestão sulfúrica dos Vertissolos estudados da região Nordeste do Brasil

Hor.	Prof. cm	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
		- dag kg <sup>-1</sup> -						Ki	Kr
<b>P1 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico típico - CACHOEIRINHA/PE</b>									
Ap	0-8	16,63	4,208	5,111	0,258	1,429	0,106	6,46	3,74
BA	8-20	-	-	-	-	-	-	-	-
Biv	20-68	20,05	5,198	5,763	0,272	1,502	0,152	6,56	3,84
C	68-120	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	120-125+	17,15	2,970	7,712	0,247	1,631	0,967	9,82	3,70
<b>P2 - VERTISSOLO HÁPLICO Sódico típico - SOUSA/PB</b>									
Ap	0-13	15,55	6,436	4,696	0,420	1,202	0,028	4,11	2,80
Bivn1	13-47	-	-	-	-	-	-	-	-
Bivn2	47-83	24,75	9,943	6,841	0,365	1,604	0,035	4,23	2,94
Bivn3	83-100+	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>P3 - VERTISSOLO HÁPLICO Órtico típico - JUAZEIRO/BA</b>									
Ap	0-6	23,9	15,043	4,474	0,230	1,436	0,042	2,70	2,27
BAv	6-28	-	-	-	-	-	-	-	-
Biv1	28-62	22,6	18,102	5,130	0,240	1,653	0,003	2,12	1,80
Biv2	62-88	-	-	-	-	-	-	-	-
Biv3	88-100+	27,4	18,357	5,225	0,259	1,687	0,0007	2,54	2,15
<b>P4 - VERTISSOLO HÁPLICO Órtico solódico epirredóxico - TERRA NOVA/BA</b>									
Ap	0-16	23,8	10,097	7,183	0,351	1,144	0,043	4,01	2,76
ABv	16-26	-	-	-	-	-	-	-	-
Bivn1	26-53	34,4	15,651	9,354	0,226	1,462	0,024	3,74	2,71
Bivn2	53-71	-	-	-	-	-	-	-	-
Cvn	71-100+	36,0	15,651	8,802	0,341	1,399	0,043	3,91	2,88

Hor.: Horizonte; Prof.: Profundidade; SiO<sub>2</sub>: óxido de silício; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: óxido de alumínio; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: óxido de ferro; MnO: óxido de manganês; TiO<sub>2</sub>: óxido de titânio; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: pentóxido de fósforo; Índices de intemperismo Ki e Kr.

Os índices Ki e Kr expressam o nível de intemperismo do solo e podem inferir sobre o tipo de mineral presente no solo (Embrapa, 2006). Quando superiores a 2,2 e 0,75, respectivamente, tais índices refletem mineralogia do tipo 2:1 (Embrapa, 2006).

Para os perfis P1, P2 e P4 os valores de Ki foram superiores a 2,7 sugerindo domínio de mineralogia 2:1, de fato comprovada pelo DRX. Enquanto que no P3, os valores observados situaram-se próximos a 2,2, sugerindo maior expressão de minerais do tipo 1:1, estando em consonância com o DRX (ver atributos mineralógicos).

Considerando que Ki baixo está relacionado ao maior estágio de intemperismo dos solos, a ordem decrescente de maturidade dos Vertissolos seria: P3>P2=P4>P1. Ki alto (>2,6) indica baixa solubilização e saída de sílica do sistema (Corrêa et al., 2003) que aliada a drenagem restrita, precipitação baixa e altas evapotranspiração e temperatura, condicionam ambiente favorável a formação de minerais 2:1 (Borchardt, 1989). A baixa relação Ki do P3 seria devido a mineralogia herdada do material de origem, constituída de minerais do tipo 1:1.

A ordem decrescente das extrações foram, elementos da digestão sulfúrica (Fe<sub>s</sub>, Al<sub>s</sub>), do DCB (Fe<sub>d</sub>, Al<sub>d</sub>), e do oxalato ácido de amônio (Fe<sub>o</sub>, Al<sub>o</sub>).

Os valores de óxidos de ferro livre (Fe<sub>d</sub>) variaram de 1,3 a 6 dag kg<sup>-1</sup>, com acréscimo em profundidade, exceto no P4 (Tabela 5). Em Vertissolos da Grécia, os valores de Fe<sub>d</sub> foram baixos (0,7 a 2,2 dag kg<sup>-1</sup>) devido a condição prolongada de

saturação por água, e conseqüente redução e perda de Fe na forma reduzida (Moustakas, 2012). Entretanto para os perfis estudados, especificamente (P4) os valores de  $Fe_d$ , foram maiores indicando que mesmo sob condições de drenagem deficiente e presença de mosqueados, o processo de oxirredução parece não ser tão forte quanto aos observados por Moustakas (2012).

Os óxidos de ferro de baixa cristalinidade ( $Fe_o$ ) variaram 0,07 a 0,72 dag  $kg^{-1}$ , e estão presentes em maior quantidade no horizonte superficial em relação aos subsuperficiais (Tabela 5), devido a maior expressão da matéria orgânica. A afinidade dos grupos funcionais da matéria orgânica com os sítios superficiais do ferro impede a cristalização dos óxidos de ferro, mediante sua complexação (Schwertmann e Kampf, 1983).

**Tabela 5.** Teores e distribuição de óxidos de ferro e alumínio livres e de baixa cristalinidade de Vertissolos da região Nordeste do Brasil

Hor.	Prof. cm	$Fe_d$ -- dag $kg^{-1}$ --	$Fe_o$	$Fe_o/Fe_d$	$Fe_d/Fe_s$	$Al_d$ ---- dag $kg^{-1}$ ----	$Al_o$	$Al_o/Al_d$
<b>P1 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico típico - CACHOEIRINHA/PE</b>								
Ap	0-8	1,36	0,26	0,19	0,27	0,57	0,32	0,57
BAv	8-20	-	-	-	-	-	-	-
Biv	20-68	1,39	0,11	0,08	0,24	0,49	0,26	0,52
C	68-120	-	-	-	-	-	-	-
Cr	120-125+	2,80	0,07	0,02	0,36	0,35	0,12	0,33
<b>P2 - VERTISSOLO HÁPLICO Sódico típico - SOUSA/PB</b>								
Ap	0-13	2,03	0,41	0,20	0,43	0,53	0,28	0,52
Bivn1	13-47	2,29	0,34	0,15	-	0,63	0,36	0,57
Bivn2	47-83	2,62	0,27	0,10	0,38	0,74	0,38	0,51
Bivn3	83-100+	-	-	-	-	-	-	-
<b>P3 - VERTISSOLO HÁPLICO Órtico típico - JUAZEIRO/BA</b>								
Ap	0-6	2,71	0,10	0,04	0,61	0,75	0,33	0,44
BAv	6-28	-	-	-	-	-	-	-
Biv1	28-62	3,28	0,09	0,03	0,64	0,83	0,34	0,41
Biv2	62-88	-	-	-	-	-	-	-
Biv3	88-100+	3,34	0,09	0,03	0,64	0,80	0,32	0,41
<b>P4 – VERTISSOLO HÁPLICO Órtico solódico epirredóxico– TERRA NOVA/BA</b>								
Ap	0-16	5,13	0,72	0,14	0,71	0,86	0,34	0,40
ABv	16-26	-	-	-	-	-	-	-
Bivn1	26-53	6,04	0,69	0,11	0,65	1,20	0,65	0,54
Bivn2	53-71	-	-	-	-	-	-	-
Cvn	71-100+	4,83	0,24	0,05	0,55	0,85	0,34	0,40

Fe = expressa óxido de ferro ( $Fe_2O_3$ ); Al = expressa óxido de alumínio ( $Al_2O_3$ ). Os sufixos (d, o, s) representam as extrações com as soluções de ditionito-citrato-bicarbonato, oxalato ácido de amônio, e os óxidos obtidos pela digestão sulfúrica, respectivamente.

A relação  $Fe_o/Fe_d$  variou de 0,02 a 0,20 e reduziu em profundidade em todos os perfis (Tabela 5), indicando maior cristalinidade dos óxidos de ferro em profundidade, destacando-se o P3, o qual apresenta maior homogeneidade e menor relação ( $Fe_o/Fe_d$ ) dentre os perfis.



A razão entre os teores dos elementos extraídos com oxalato ácido de amônio ( $Fe_o$ ) e ditonito-citrato-bicarbonato/DCB ( $Fe_d$ ), se refere a um índice qualitativo, que expressa o grau de cristalinidade dos óxidos. Sendo também utilizada como índice para gênese e classificação dos solos (Chao e Zhou, 1983).

Valores da razão ( $Fe_o/Fe_d$ ) inferiores a 0,05 foram observadas no P3 e Cr do P1, indicando a predominância de óxidos cristalinos (Inda Júnior e Kampf, 2003). Devido existir uma relação inversamente proporcional entre o valor da razão  $Fe_o/Fe_d$  e a cristalinidade dos óxidos (Schwertman e Taylor, 1989).

No P3 a maior cristalinidade dos óxidos de Fe deve ser em função do maior grau de desenvolvimento desse solo, refletido na mineralogia e pelo índice Ki, enquanto no P1, ser reflexo de minerais primários presentes no saprolito (Cr).

Os valores ( $Fe_d/Fe_s$ ) variaram de 0,27 a 0,71, e foram mais uniformes no P3. Dessa maneira, o P1 seria o menos evoluído e o P3 o mais evoluído, já que a razão óxido de Fe livre e pseudototal ( $Fe_d/Fe_s$ ), indica o grau de intemperismo do solo, e quanto maior for o valor dessa razão mais desenvolvido será o solo (Melo e Johas, 1988).

A razão ( $Fe_d/Fe_s$ ), indica o estoque de ferro em outros grupos de minerais que via ação intempérica, podem ser desvinculados da estrutura cristalina e possivelmente serem convertidos a óxidos (Cornell e Schwertmann, 1996), permitindo inferências do nível de pedogênese dos solos (Torrent et al., 1980), e sugere que o Fe se encontra tanto na forma de óxidos quanto compondo a estrutura cristalina de minerais primários (Anjos et al., 2007). O P3 e P4 foram os que apresentaram as maiores relação  $Fe_d/Fe_s$ .

Os valores de Al ligado as formas livres ( $Al_d$ ) variaram de 0,35 a 1,2 dag  $kg^{-1}$  (Tabela 5), sendo o menor valor observado no Cr do P1, o qual possui alta expressão de minerais primários, bem como de vermiculita (ver fração argila), e o maior valor no horizonte Bivn1 do P4, o qual apresenta forte acidez e beidelita/nontronita (ver fração argila).

Os teores de Al ligado a formas de baixa cristalinidade ( $Al_o$ ), variaram de 0,12 a 0,65 dag  $kg^{-1}$ , sendo os menores valores encontrados no Cr do P1 e o maior valor foi verificado no Bivn1 do P4. Os valores da relação ( $Al_o/Al_d$ ) variaram de 0,33 a 0,57 dag  $kg^{-1}$ , expressando amplitude relativamente pequena entre os perfis.

## 4.5 Atributos Mineralógicos

### 4.5.1 Frações areia e silte

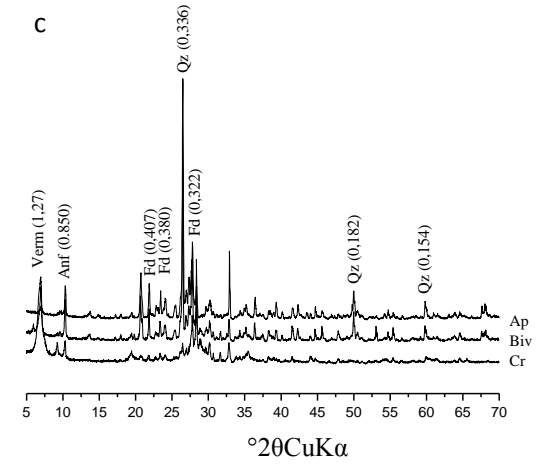
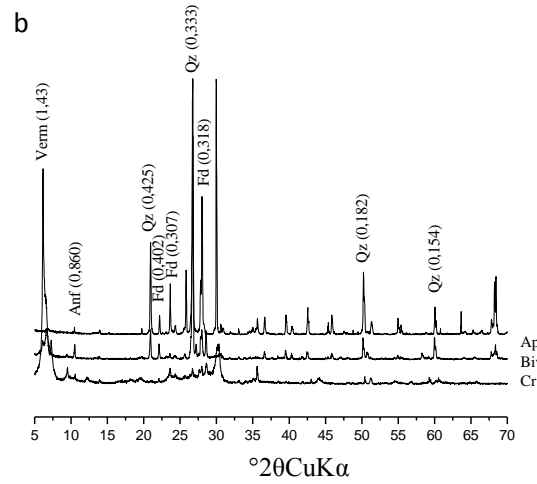
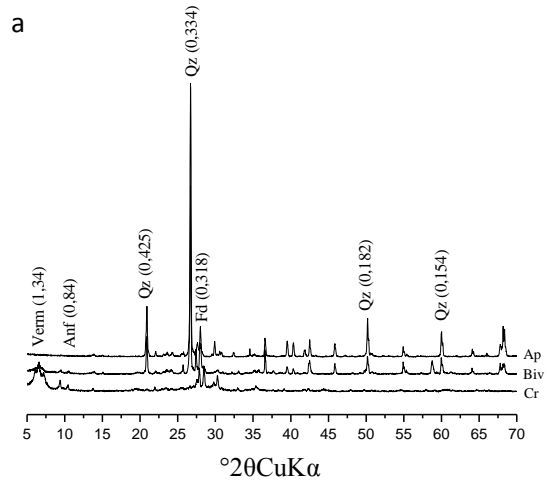
A mineralogia das frações areia grossa, areia fina e silte se mostrou similar no mesmo perfil, entretanto variou entre perfis (Figuras 4,5,6,7). O P1 apresentou nessas frações, quartzo (Qz), feldspatos (Fd), anfibólio (Anf.) e vermiculita (Verm.) em todos os horizontes (Figura 4). No perfil 2 (P2), foram observados quartzo (maior proporção) e feldspatos (menor proporção) em todos os horizontes e para todas as frações (Figura 5). Enquanto que no P3, se verificou apenas quartzo em todas as frações e horizontes (Figura 6). E no perfil 4 (P4), feldspatos ocorrem apenas no horizonte superficial e quartzo em todos os horizontes e frações (Figura 7).

O quartzo foi identificado com base nos picos de 0,426; 0,334; 0,237 e 0,182 nm; os feldspatos (ortoclásio e plagioclásio) pelos picos 0,64 e 0,65; 0,403 e 0,405; 0,374 a 0,378 e 0,317 a 0,332 nm; o anfibólio pelo pico de 0,84 a 0,86 nm e a vermiculita com base no pico da região de 1,3-1,5 nm.

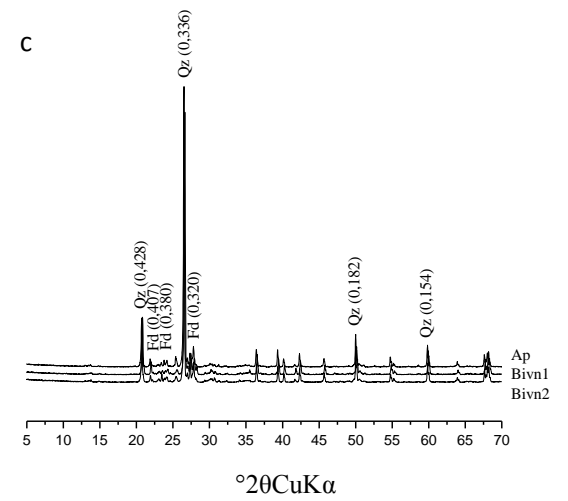
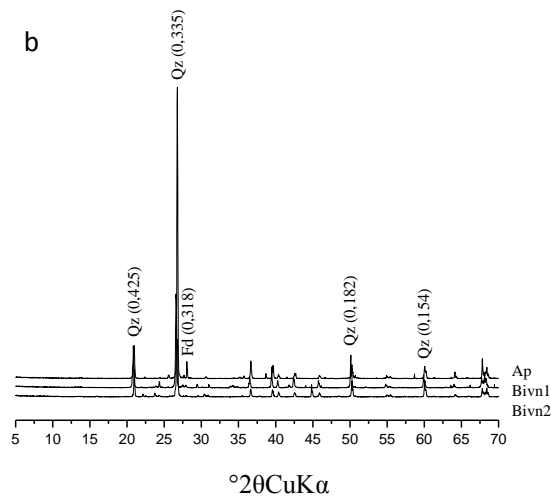
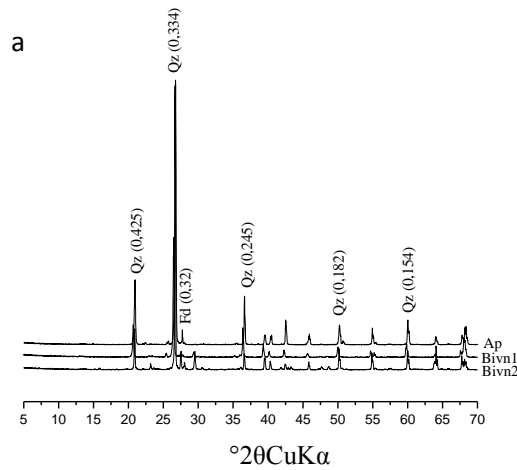
O P1, provavelmente derivado de shoshonito, apresentou no saprólito (Cr) maior expressão de vermiculita que os demais horizontes (inferida pela intensidade dos picos), indicando que possivelmente a vermiculita foi oriunda da biotita presente no material de origem (CPRM, 2008), já que as vermiculitas são geralmente formadas a partir da alteração de micas (Douglas, 1989).

O P2, derivado de argilitos intercalados com arenitos finos e finos níveis carbonáticos, provém de sedimentos depositados em ambiente de planície de inundação e lacustre pouco profundo (CPRM, 2002), assim o material de origem sofreu uma ação pré-intempérica. Não foi possível distinguir os diferentes tipos de feldspatos pelo DRX (Figura 5), entretanto, devido o P2 apresentar alto teor de Na trocável (Tabela 3), poderia indicar que existe plagioclásio sódico (albita) e que a alteração desse mineral poderia ser uma das fonte de Na no solo.

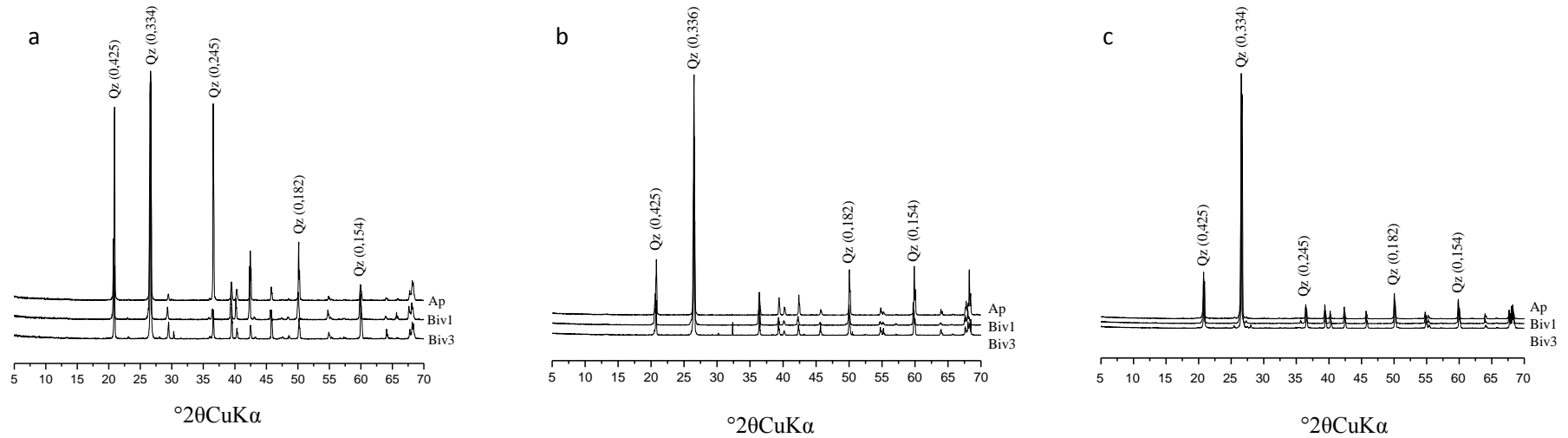
A manutenção dos altos valores de Na, poderia ser devido a alta evapotranspiração da área (2937 mm) e a mínima drenagem, dada a condição de baixada em que a área se encontra. Corrêa et al (2003) estudando Vertissolos da região de Sousa verificou a presença de plagioclásios e quartzo na fração grossa, minerais também observados no P2.



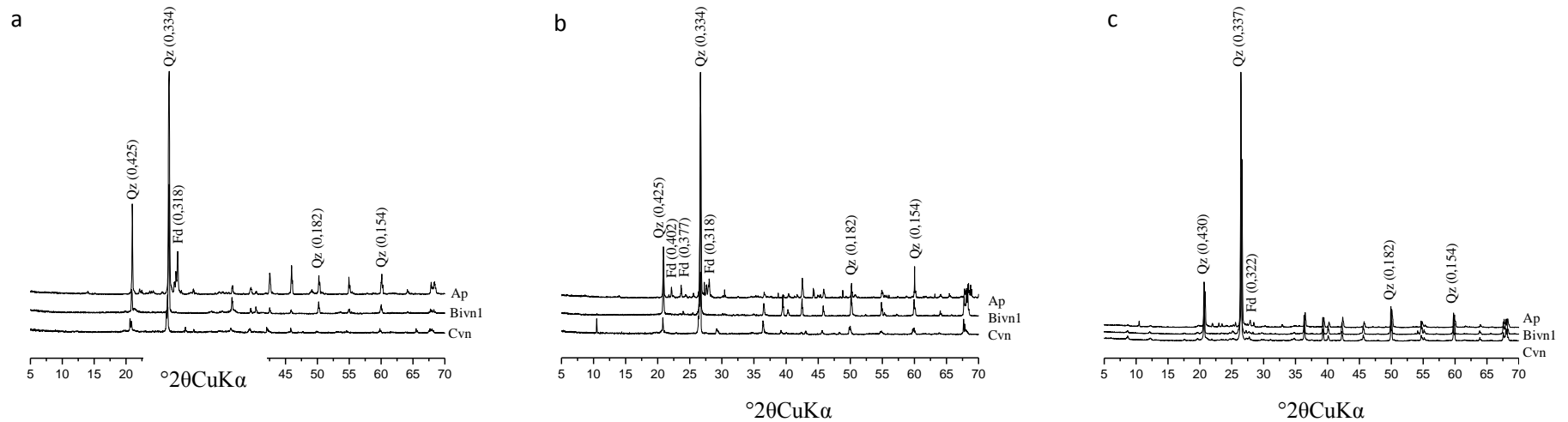
**Figura 4.** Mineralogia das frações areia grossa (a), areia fina (b) e silte (c) do P1. Qz = quartzo, Fd = feldspato, Anf.= anfíbólio, Verm. = vermiculita.



**Figura 5.** Mineralogia das frações areia grossa (a), areia fina (b) e silte (c) do P2. Qz = quartzo, Fd = feldspato.



**Figura 6.** Mineralogia das frações areia grossa (a), areia fina (b) e silte (c) do P3. Qz = quartzo.



**Figura 7.** Mineralogia das frações areia grossa (a), areia fina (b) e silte (c) do P4. Qz = quartzo, Fd = feldspato.

O P3, derivado de rocha calcária apresenta na fração grossa (areia+silte), somente quartzo, que seria reflexo da composição do material de origem; e/ou poderia indicar que houve intemperismo em fases pretéritas mais úmidas suficientes para promover a alteração do material de origem (Paiva, 2010), permanecendo o quartzo devido sua resistência ao intemperismo e/ou que o solo foi formado de materiais pré-intemperizados depositados sobre o substrato de calcário (Paiva, 2010).

O P4, está sob clima úmido (1200-1500 mm) e apresenta forte acidez principalmente em subsuperfície. Assim, tais fatores poderiam ser os responsáveis pela alteração do Fd, já que este não ocorre em subsuperfície. Sua ocorrência em superfície poderia ser devido a contribuição de materiais externos, pois este perfil situa-se em relevo suave ondulado, e na área ao entorno existe alguns pequenos morros de forma dispersa. Dessa forma, tais materiais poderiam chegar a área de estudo devido a erosão das áreas circunvizinhas.

Em Vertissolos derivados de basalto da região do Sul do Brasil, sob clima subtropical úmido, nas frações areia e silte ocorreram quartzo, plagioclásios, anfibólios e zeolita (clinoptiolita) (Kampf et al., 1995a). Enquanto que os Vertissolos em estudo derivados de argilito/folhelho (P2 e P4) apresentaram quartzo e feldspatos como minerais comuns.

#### **4.5.2 Fração argila**

Mediante os espectros do DRX da fração argila dos horizontes, observa-se a presença de uma assembléia mineralógica heterogênea entre os Vertissolos.

A composição da fração argila dos Vertissolos foram: nontronita e vermiculita (P1); beidelita/nontronita, montmorilonita, ilita, e caulinita (P2); caulinita e montmorilonita (P3); e beidelita/nontronita, montmorilonita, ilita, caulinita (P4); além de quartzo em todos os perfis e feldspatos no P1 e P2. A constituição do material de origem do P2 foi; ilita, esmectita, quartzo e feldspatos (Figura 11), enquanto que o do P4 foi; ilita, esmectita e quartzo (Figura 13).

A identificação da ilita se deu através dos picos 1,0 (001), 0,50 (002) e 0,334 nm (003), além de não modificarem com o aquecimento a 550° C, e nos tratamentos com glicerol (Moore e Reynolds, 1989). Enquanto que a Vermiculita foi constatada com base no pico de 1,4 nm em K25°, alteração para 1,0 nm em K550° e manutenção do pico de 1,4 nm em Mg e MgG (Moore e Reynolds, 1989).

As espécies esmectíticas (beidelita/nontronita e montmorilonita) foram identificadas através do teste de Greene-Kelly (Greene-Kelly, 1953). E a nontronita com base na proximidade das bandas 3556, 815 e 675  $\text{cm}^{-1}$  do FTIR. Outro ponto que apoia a ocorrência de nontronita é que o valor do óxido de ferro foi superior ao do óxido de alumínio na digestão sulfúrica, no P1 (Tabela 4).

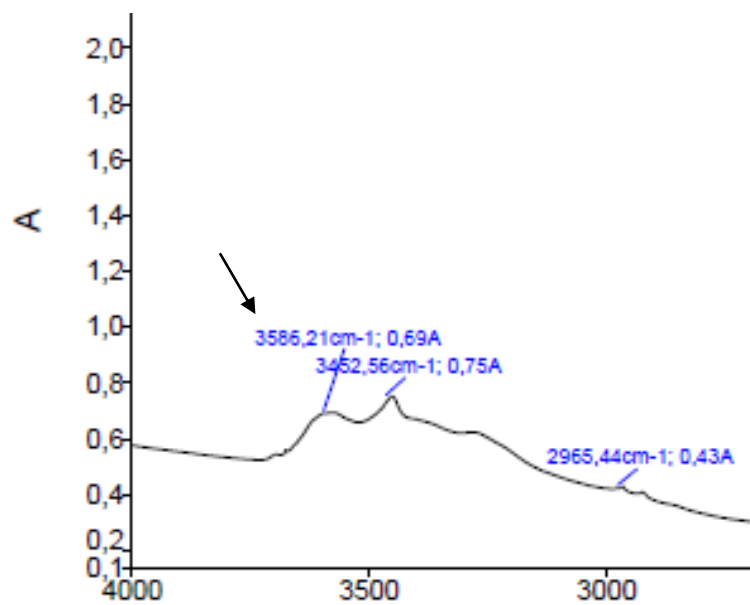
A caulinita foi comprovada pela análise de DRX, pelos picos de 0,72 nm (001) e 0,358 nm (002), bem como no desaparecimento desse picos via aquecimento (550°C). Através do teste com formamida (Churchman, 1990) foi descartado a presença de haloisita no P3.

O P1, localizado sob relevo plano e condições de clima semiárido (551 mm) está situado sob substrato rochoso, que apresenta biotita entre os minerais de sua composição (CPRM, 2008). Dessa forma, provavelmente a biotita alterou-se para vermiculita, pela substituição do cátion cimentante (K) de sua estrutura por cátions hidratados (Fanning et al., 1989). A alteração da biotita é facilitada devido o H do grupo OH de sua estrutura estar em direção ao K (cátion cimentante), resultando numa menor retenção desse cátion, bem como a oxidação do Fe estrutural (Fanning et al., 1989).

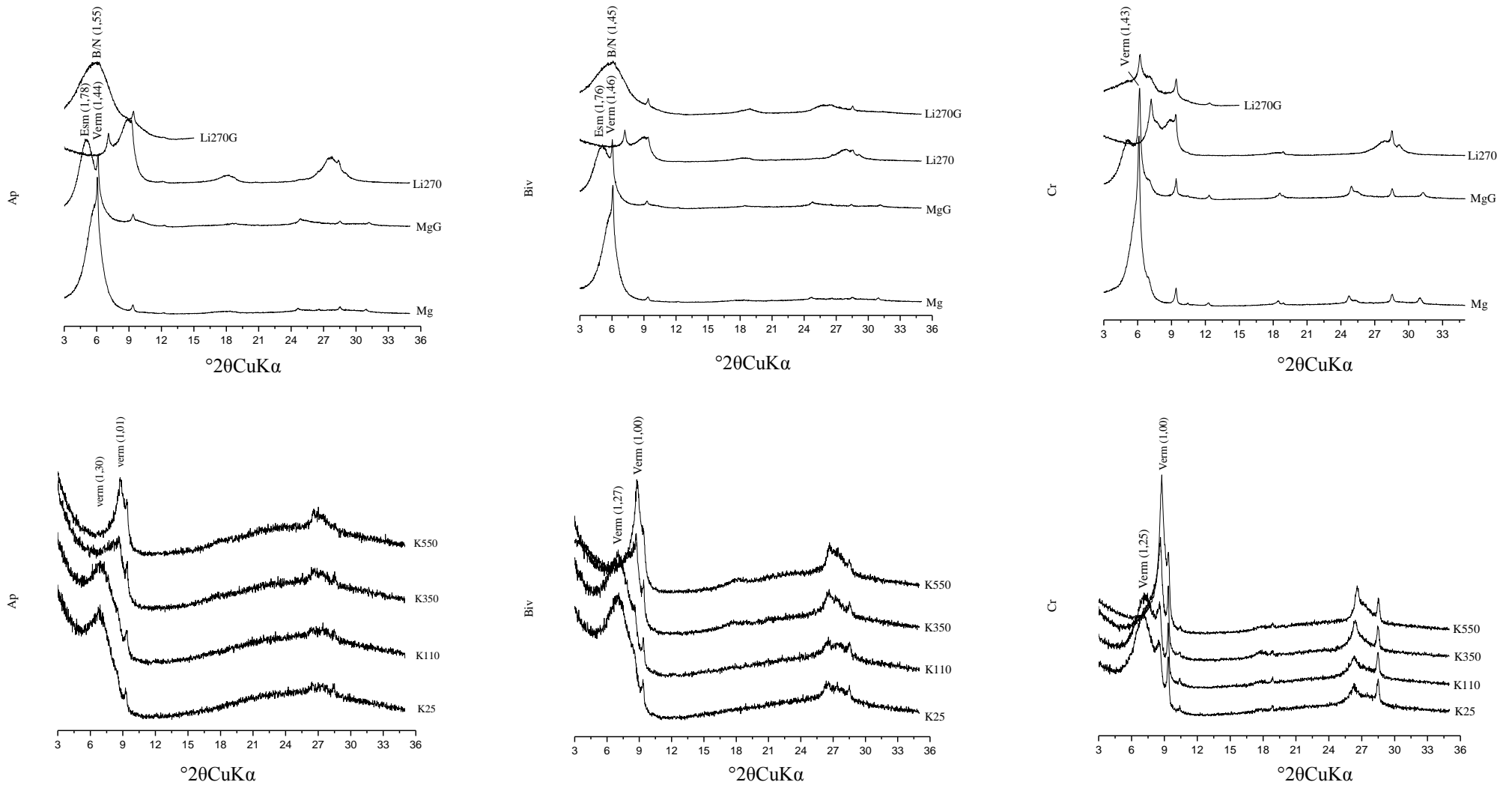
Além do intemperismo químico, o físico também contribui devido propiciar a redução no tamanho das partículas, que é importante para as micas, devido esse mineral apresentar propriedades dependentes da granulometria (Fanning et al., 1989).

Dessa forma, o clima atual foi provavelmente suficiente para que houvesse intemperismo, mesmo que não intenso. A vermiculita seria gerada a partir da mica e herdaria sua configuração estrutural (Fanning et al., 1989). Devido a menor expressão da vermiculita nos horizontes superficial e intermediário e maior no saprolito (Cr), sugere que a vermiculita foi e/ou está sendo alterada para nontronita. A maior expressão da vermiculita em profundidade seria devido sua abundância no saprolito, bem como menor ação do intemperismo em profundidade. Assim, a rota de formação provavelmente foi biotita => vermiculita => esmectita (nontronita).

A nontronita verificada nos horizontes superficial e intermediário, foi confirmada através do FTIR (Figura 8), devido a proximidade da banda 3586  $\text{cm}^{-1}$  a de 3556  $\text{cm}^{-1}$ . O maior valor da banda apresentada (3586  $\text{cm}^{-1}$ ) em relação a de referência (3556  $\text{cm}^{-1}$ ) é devido a nontronita ter sido pedogênica, e ter sofrido maior interferência em sua formação dada as condições heterogêneas do solo, em relação as nontronitas tidas como puras utilizadas para obtenção das bandas características desse mineral. As demais bandas (815 e 675  $\text{cm}^{-1}$ ) foram observadas, mas não foram apresentadas.



**Figura 8.** Identificação da nontronita pelo FTIR do Vertissolo do município de Cachoeirinha/PE (P1).



**Figura 9.** Mineralogia da fração argila dos horizontes Ap, Biv e Cr do Vertissolo da região de Cachoeirinha/PE (P1), e seus respectivos tratamentos. B/N = beidelita/nontronita; Esm. = esmectita; Verm. = vermiculita.



O P2, localizado em baixada e sob clima semiárido úmido (1000 mm) com elevada evapotranspiração (2967 mm), possui material de origem derivado de sedimentos e dessa forma sofreu ação pré-intempérica.

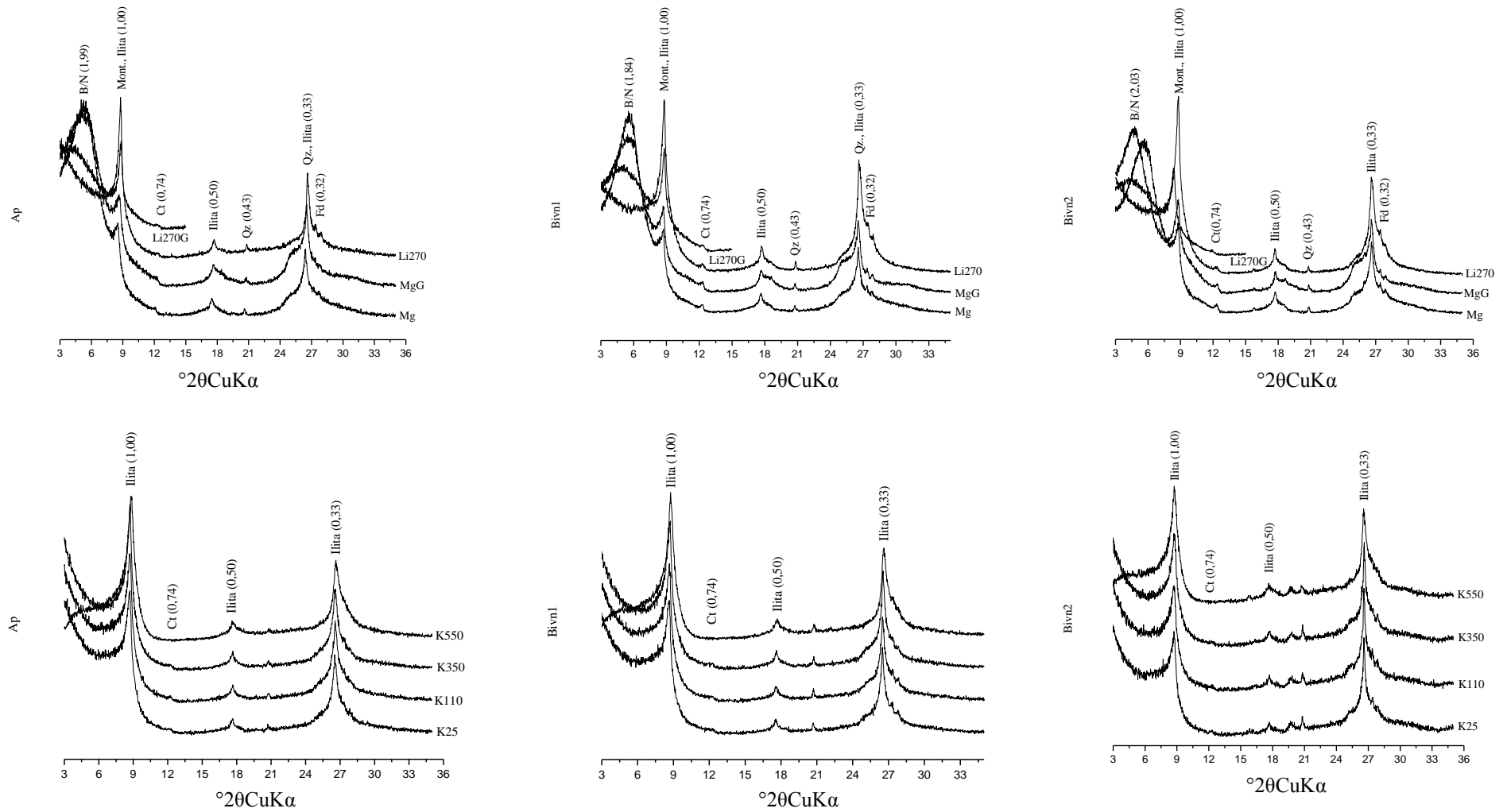
A assembléia mineralógica do P2, foi em grande parte herdada, pois o material de origem apresenta illita, esmectita, feldspato e quartzo. Dessa forma, apenas a caulinita não seria herdada, indicando sua incipiente formação devido sua pequena expressão (Figura 10). As espécies esmectíticas observadas foram, montmorilonita e beidelita/nontronita. Tais minerais apresentam composição e carga na camada divergente, sugerindo ambiente heterogêneo em sua formação.

No P2 possivelmente existiria ambas espécies esmectíticas, beidelita férrica e nontronita. Apoiado pelos resultados da digestão sulfúrica em que o óxido de silício foi superior aos óxidos de alumínio e ferro (Tabela 4), e devido a pequena diferença entre os óxidos de alumínio e ferro ( $3 \text{ dag kg}^{-1}$ ) poderia inferir que trata-se de beidelita férrica.

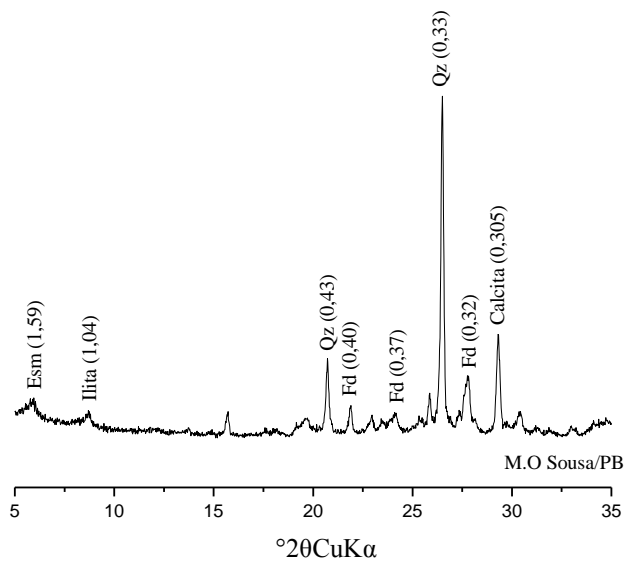
A ocorrência de nontronita pode ser indicada pelo reflexo (060), que quando superior a 0,151 nm, indica a presença de  $\text{Fe}^{3+}$  na lâmina octaédrica (Russel e Clark, 1978; Brigatti, 1983). Assim o P2 poderiam apresentar tal mineral, entretanto devido esse pico coincidir com o do quartzo, não se pode afirmar.

O ambiente com elevada quantidade de cátions básicos (Tabela 3), pH alcalino e a drenagem deficiente devido a posição plana e a textura muito argilosa, condicionam a baixa lixiviação de cátions básicos. Tais fatores criam condições favoráveis a estabilidade dos argilominerais 2:1. Entretanto, a pequena expressão de caulinita sugere que mesmo sob tais condições esse mineral está sendo formado (incipiente).

O clima semiárido úmido (1000 mm) poderia estar condicionando a formação da caulinita, sendo esta provavelmente derivada da alteração de feldspatos, devido a pequena expressão de Fd na fração argila.



**Figura 10.** Mineralogia da fração argila dos horizontes Ap, Bivn1 e Bivn2 do Vertissolo da região de Sousa/PB (P2), e seus respectivos tratamentos. B/N = beidelita/nontronita; Mont. = montmorilonita; Ct = caulinita.

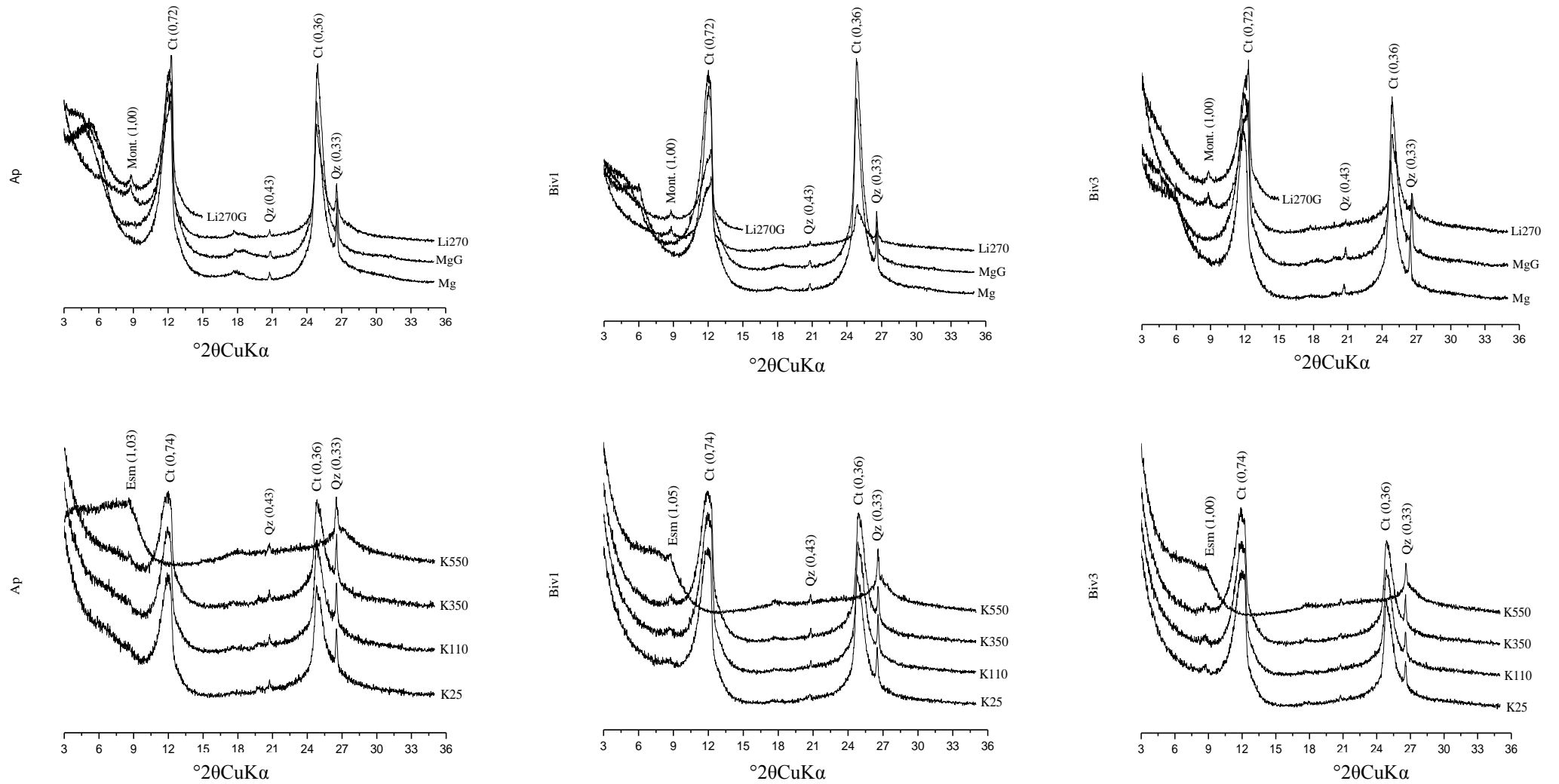


**Figura 11.** Mineralogia do material de origem do Vertissolo da região de Sousa/PB (P2).  
Esm. = esmectita; Qz = quartzo; Fd = feldspato.

O perfil 3 (P3) é derivado de rocha calcária e encontra-se em clima semiárido seco (precipitação de 535 mm, e 2694 mm de evapotranspiração). A geologia dessa área provém da formação caatinga, que é constituída por calcários esbranquiçados de idade quaternária/terciária, resultantes de processos de dissolução química e reprecipitação *in situ* (Guimarrães, 1996). Dessa forma, o intemperismo teria sido relativamente intenso a ponto de promover dissoluções e reprecipitações do material carbonático e assim a mineralogia caulínica e montmorilonítica poderiam ser reflexo dos processos geológicos pelo qual o material de origem sofreu influência.

O clima atual semiárido seco e a posição em cotas baixas, além do pH alcalino e alta quantidade de cátions básicos, poderiam ser os fatores responsáveis pela manutenção de tais minerais. A caulinita parece estar em maior expressão que a montmorilonita (Figura 12).

A caulinita como mineral dominante foi observada em Vertissolos derivados de rocha calcária e sob influência de cinzas vulcânicas (Yerima et al., 1987; Souza et al., 1993; Lyra e Ribeiro, 1995;), sua presença foi creditada a origem detrital (Lyra e Ribeiro, 1995). Dessa forma, o material de origem foi o principal condicionador da mineralogia, e o clima e relevo propiciam sua conservação, no P3. A pequena expressão da montmorilonita poderia indicar que as condições climáticas atuais possivelmente seriam insuficientes para promover sua alteração.



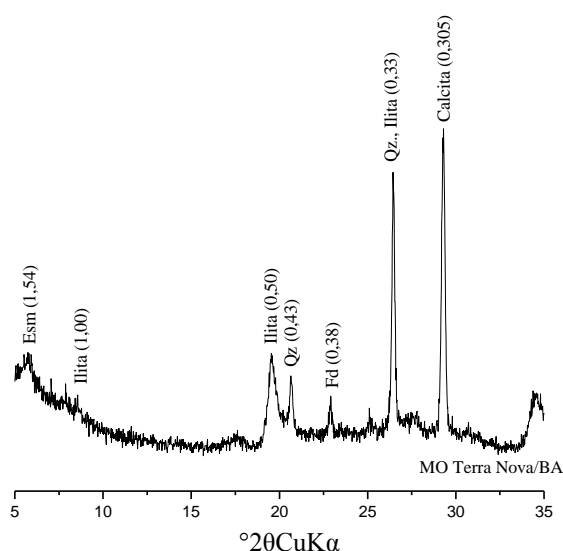
**Figura 12.** Mineralogia da fração argila dos horizontes Ap, Biv1 e Biv3 do Vertissolo da região de Juazeiro/BA (P3), e seus respectivos tratamentos. Mont. = montmorilonita; Esm. = esmectita; Ct = caulinita; Qz = quartzo.

Localizado no município de Terra Nova, o P4 situa-se em relevo suave ondulado sob clima subúmido (1200-1500 mm). Seu material de origem apresentou assembléia mineralógica composta por ilita, esmectita, quartzo, feldspato e calcita (Figura 13). A mineralogia do P4 foi em grande parte herdada do material de origem, e a caulinita teve origem pedogênica (Figura 14).

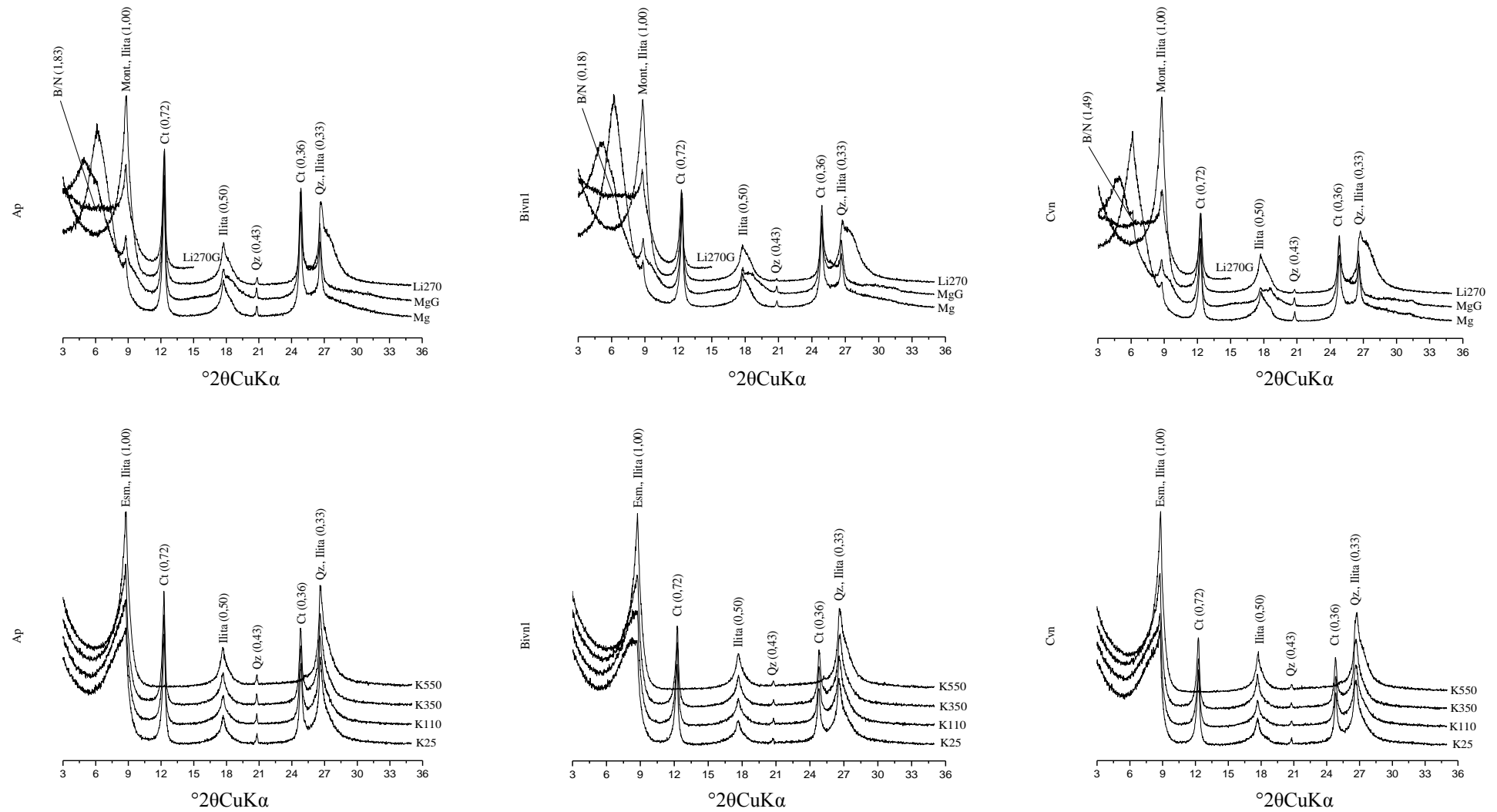
A caulinita está provavelmente sendo formada pela alteração dos argilominerais do tipo 2:1 devido o clima úmido, pH ácido, e a posição em relevo suave ondulado que possibilitaria a saída de sílica do sistema, mesmo a drenagem sendo restrita devido a textura muito argilosa desse perfil.

A partir do DRX, foi identificado esmectitas com carga tetraedral (beidelita/nontronita) e octaedral (montmorilonita) (Figura 14). No entanto, a distinção entre beidelita e nontronita via FTIR, não foi clara, assim poderia ocorrer uma ou ambas espécies.

A beidelita poderia ocorrer dada a diferença entre o teor de óxidos de alumínio e ferro (6 a 7 dag kg<sup>-1</sup>) da digestão sulfúrica, que poderia sugerir maior proporção de alumínio na estrutura desse mineral, conforme é típico. Outros possíveis indicadores da ocorrência de beidelita seriam; a presença de alumínio trocável e o maior valor do óxido de alumínio de baixa cristalinidade (Al<sub>o</sub>) (Tabelas 4 e 5). A presença de nontronita pode ser indicada pelo pico 0,154 nm, entretanto devido esse pico coincidir com o do quartzo, não se pode afirmar que existe tal mineral, mas supor.



**Figura 13.** Mineralogia do material de origem do Vertissolo da região de Terra Nova/BA (P4). Esm.=esmectita; Qz = quartzo; Fd = feldspato.



**Figura 14.** Mineralogia da fração argila dos horizontes Ap, Bivn1 e Cvn do Vertissolo da região de Terra Nova/BA (P4), e seus respectivos tratamentos. B/N = beidélita/nontronita; Mont. = montmorilonita; Esm. = esmectita; Ct = caulinita; Qz = quartzo.

#### 4.6 Relação entre os atributos morfológicos, mineralógicos e COLE

Não houve relação diretamente proporcional entre o comprimento fendas (observação visual e medição) e o potencial de contração e expansão, PCE (expresso pelo COLE), relacionadas a mineralogia e o conteúdo de carbono orgânico. De modo geral, o conteúdo e a distribuição de carbono orgânico e de carbonato de cálcio foram similares nos perfis.

No P1 o principal fator responsável pela expansão e contração pode ser sua mineralogia nontronítica, pois a vermiculita apresenta baixa capacidade de expansão (Fanning et al., 1989). No entanto, a provável associação dos constituintes minerais e orgânicos (Brady, 1990), contribuem para PCE intermediário ( $COLE < 0,15$ ). O papel do conteúdo orgânico na atenuação do PCE, pode ser confirmado pelo menor valor do COLE e a maior relação  $Fe_o/Fe_d$  (indica o papel da matéria orgânica na inibição/retardação da cristalinização dos óxidos de ferro) de todos os horizontes superficiais.

No P2, o PCE alto ( $COLE \geq 0,15$ ) foi governado principalmente pela beidelita/nontronita, pois as ilitas por conterem K na entrecamada não expandem (Fanning et al., 1989). No entanto, o Na isolado ou em associação às partículas minerais (ilita e beidelita/nontronita) pode contribuir para o aumento no PCE, fato corroborado pela correlação significativa entre COLE e Na trocável e citados na literatura (Ahmad, 1996).

O P3 apresentou fendas largas em superfície (15 cm), menor valor do COLE ( $\cong 0,05 \text{ cm cm}^{-1}$ ) e mineralogia provavelmente dominada por caulinita (confirmada pelo DRX e corroborada pelo Ki). Assim, os menores valores de COLE refletiriam num baixo PCE, o que não ocorreu, pois houve alta contração da massa do solo.

Dessa maneira, os possíveis fatores controladores poderiam ser: microcaulinitas na fração argila com alta S.E e/ou a proporção de caulinita e esmectita na fração argila. Outro ponto que poderia justificar seria a concentração de montmorilonita na fração argila fina.

Apesar da S.E relativamente alta (Tabela 2), não se pode comprovar que são exclusivas da caulinita devido existir montmorilonita na fração argila. Yerima et al. (1987) observou num Vertissolo extensas rachaduras e alto valor de COLE, atribuindo a presença de interstratificados caulinita/esmectita (razão 70:25%) o fendilhamento. Comentou ainda que o pequeno conteúdo de esmectita parecia ser insuficiente para gerar tais propriedades vérticas, e ressaltou que 70% da argila foi  $< 0,2 \mu\text{m}$ , assim o solo teria S.E relativamente alta e alta atividade.

No P4, o PCE pareceu ser devido principalmente ao alto conteúdo de argila, e não exclusivamente as esmectitas, pois apresentou mineralogia diversificada. Houve correlação significativa entre COLE e teor de argila. Tal correlação foi observada em Vertissolos (Dudal e Eswaran, 1988; Moustakas, 2012). Os cátions podem atuar como floclulantes e assim reduzirem o PCE, no entanto o P4 apresentou altas quantidade de Ca e Mg, além de Al, e manteve valores do COLE alto.

Portanto, a presença e a expressão das fendas em Vertissolos não é um fenômeno simples de ser explicado, devido as diversas variáveis envolvidas.

#### **4.7 Atributos micromorfológicos**

De modo geral, a micromorfologia foi heterogênea entre os perfis (Tabela 6), na qual as principais diferenças observadas foram quanto a proporção dos componentes básicos, a cor do material fino e as feições pedológicas. As observações micromorfológicas demonstraram domínio de material fino (50-75%) em relação aos poros (20-35%) e ao material grosso (5-20%), com os maiores conteúdos para os perfis derivados de rochas sedimentares (argilitos/folhelho), seguidas de rocha calcária e ígnea/metamórfica (shoshonito).

A diversidade no material de origem entre os perfis também conferiu variações na assembléia mineralógica do material grosso, tanto no tipo como na quantidade de mineral primário. A maior quantidade e diversidade foi observada para o P1 derivado de shoshonito que apresentou cerca de 27% do material grosso composto por fragmentos de rochas e outros minerais (não identificados por mineralogia optica). As condições climáticas provavelmente contribuíram para a manutenção desses minerais no solo, devido a precipitação nas áreas serem inferiores a evapotranspiração, assim, a atuação do intemperismo químico seria reduzida.



**Tabela 6.** Atributos micromorfológicos dos Vertissolos estudados do Nordeste Brasileiro

Feições micromorfológicas chave	P1 - VERTISSOLO EBÂNICO Órtico típico - CACHOEIRINHA/PE	P2 - VERTISSOLO HÁPLICO Sódico típico - SOUSA/PB	P3 - VERTISSOLO HÁPLICO Órtico típico - JUAZEIRO/BA	P4 - VERTISSOLO HÁPLICO Órtico solódico epirredóxico - TERRA NOVA/BA
Proporção dos componentes básicos e relação G/F <sub>2µm</sub>	MG: 15%; MF: 50%; Poros: 35%; G/F <sub>2µm</sub> = 0,30	MG: 15%; MF: 65%; Poros: 20%; G/F <sub>2µm</sub> = 0,23	MG: 20%; MF: 60%; Poros: 20%; G/F <sub>2µm</sub> = 0,33	MG: 5%; MF: 75%; Poros: 20%; G/F <sub>2µm</sub> = 0,06
Material grosso	Qz (70%), subar a ar e subesf a esf; frag de rocha (9%); nod de Fe e Mn (3%); outros minerais (18%); Pob. sel.	Qz (80%), subar a bem ar e subesf a esf; frag de rocha (7%); nod de carb de Ca (6%); nod de Fe e Mn (5%); fd e plag (2%); Pob. sel.	Qz (90%), ar, esf, subesf, nod. de carb de Ca (5%); nod de Fe e Mn (1%); traços de outros minerais (4%); Bem a mod. sel.	Qz (93%) suban, subesf e subar; fd e plag (4%); frag de rocha (1%); nod de Fe e Mn (2%); Mod. sel.
Material fino	Argila, amarela brunada	Argila, bruno avermelhado	Argila, amarela	Argila, amarela clara (ZD) e vermelha (ZC); Freq. comum nos intrag.
Microestrutura: Peds	Interag: Bl sub ang e ang de fo a mod pedal.; Parc. acom.  Intrag: Bl ang de fo pedal.; Acom.	Ambos: Bl ang de fo pedal.; Acom.	Interag: Bl ang de fo a mod pedal.; Acom.  Intrag: Bl subang e ang e gran, fo a mod pedal.; Acom.	Interag: Pris de mod a fra pedal.; Parc. acom.  Intrag: Bl ang de fo pedal.; Acom.
Microestrutura: Poros	Interag: Fis (80%) Ø entre 0,3 a 0,7 mm, cv e cm (20%) com Ø de 1 a 5 mm  Intrag: Fis (95%) Ø de 0,03 a 0,25 mm; cve cm (3%) Ø entre 0,4 a 1,3 mm e ves (2%) com Ø de 0,03 a 0,07 mm	Interag: Fis (95%) Ø entre 0,02 a 0,5 mm, cv e cm (5%) com Ø de 0,5 a 5 mm  Intrag: Microfis (50%) mm e ves (50%) Ø entre 0,03 a 0,2 mm	Interag: Fis (90%), Ø entre 0,1 a 0,8 mm, cv e cm (10%) com Ø de 1,0 a 1,5 mm  Intrag: Fiss (76%), Ø entre 0,02 a 0,1 mm; cv e cm (20%) Ø méd. 0,15 mm e ves (2%), Ø méd. 0,05 mm	Interag: Fis (70%) Ø entre 0,5 a 1,5 mm; cv e cm (30%) com Ø de 2 a 8 mm  Intrag: Fiss (90%) Ø entre 0,05 a 0,3 mm; cv e cm (5%) com Ø de 0,2 a 0,4 mm e ves (5%) Ø entre 0,1 a 0,4 mm
Distribuição relativa G/F Fábricas birefringentes	Porfirica Salpicada (granida, mosaico) e grano/poro/para/ret. estriada	Porfirica Salpicada (granida, mosaico) e grano/poro/mono/para/ret. Estriada	Porfirica Salpicada (granida, mosaico) e grano/poro/mono/para/ret. estriada	Porfirica Salpicada (granida, mosaico) e grano/poro/mono/para/ret. estriada
Feições pedológicas	a) Nod de Fe e Mn: típico, esf Ø 0,01 a 0,07 mm; lim. nít. e proem.; dispersos freq mt bx na matriz; b) Nod de Mn (predominantes): típico, esf; lim. nít. e proem.; dispersos em freq mt bx na matriz;	a) Preench solto cont. de excr. em cv, Ø méd. 0,2 mm, em mt bx freq; b) Hiporev. típico de Mn ocasionalmente assoc. a grão de qz; nod de carb de Ca em cv e fis, cor preta, em mt bx freq; lim. nít. e proem.; espes. méd. de 0,06 mm; c) Nod de Fe e Mn: típico e ocasional qz no interior, assoc. a poros. fis Ø méd. 0,02 mm e dispersos em freq mt bx na matriz; d) Nod de carb de Ca: com e sem revest.; esf a bem arred Ø 0,1 a 0,4 mm; lim. nít. e proem.; e) Excr: recente, esf, mt bx freq, comp. mineral; não coalescidos em cv;	a) Preench solto cont. de microag. poliédricos em fis interag; comp. argila e areia fina; mt bx freq; b) Nod de Fe e Mn: típico, concêntrico, fragm., ocasionalmente qz no interior; esf e Ø 1,5 a 2,5 mm com lim. nít. e proem.; c) Nod de carb de Ca: sem revest.; esf e lim. nit; claro; d) Textural: revest. crescente de argila; límpida; amarela; não laminados, raros, em cv; lim. nít. e proem.;	a) Preench solto cont. de mf, mg e mineral em fis interag; cor bruno amarelado; freq; b) Hiporevest típico de Fe, ocasionalmente em vês; cor vermelha escura com contraste distinto e difuso; c) Nod de Fe e Mn: típico, concêntrico, ocasional qz no interior; esf e raramente along. Ø 0,2 a 2,8 mm; lim. nít. e proem.; d) Excr: recente, esf.; mt bx freq, comp. mineral, cor amarelo pálido* e bruno amarelado*, não coalescidos, em fis interag;

MG: material grosso; MF: material fino; Relação G/F: relação grosso/fino; Qz: quartzo; Fd: feldspato; Plag.: plagioclásio; Frag.: fragmento; Nod.: nódulo; Fe: ferro; Mn: manganês; Ca: cálcio; Carb.: carbonato; Subar: sub arredondado; Ar: arredondado; Subes: sub esférico; Esf: esférico; Suban: subangular; Pob.: pobremente; Mod.: moderadamente; Sel.: selecionado; ZD: zona depleção; ZC: zona concentração; Freq.: freqüente; Interag: interagregado; Intrag: intragregado; Bl: blocos; Sub ang: subangular; Ang.: angular; Pris.: prismática; Fo.: forte; Fra.: fra; Pedal.: pedalidade; Parc.: parcialmente; Acom.: acomodados; Fis.: fissural; Microfis.: microfissural; Cv: cavidade; Cm: câmara; Ves.: vesícula; Para.: paralelo; Ret.: reticulada; Lim.: limite; Nít.: nítido; Proem.: proeminente; Mt: muito; Bx: baixa; Preench.: preenchimento; Cont.: contínuo; Excr.: excremento; Hiporev.: hiporevestimento; Assoc.: associado; Espes.: espessura; Poros.: porosidade; Revest.: revestimento; Along.: alongado.

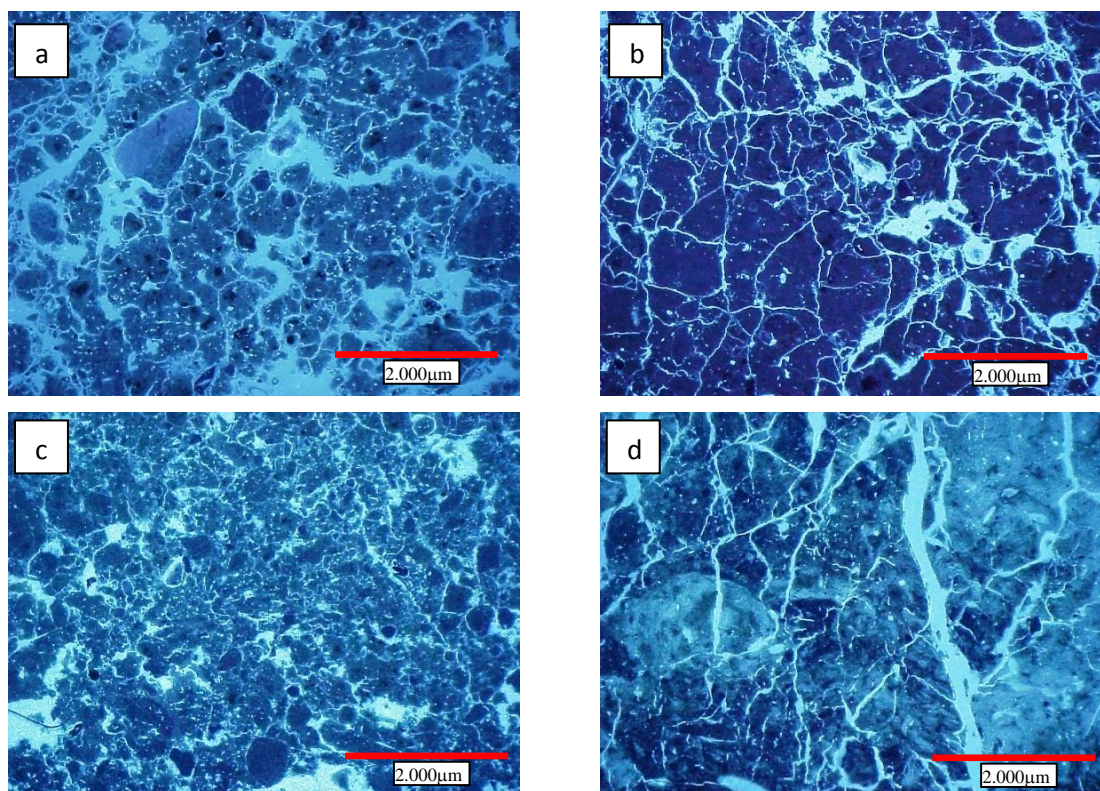
A menor diversidade quanto aos constituintes do material grosso foram observados no P3, que possuiu traços de outros minerais (4%). Essas observações estão de acordo com os resultados do DRX da fração areia.

Para todos os perfis, o quartzo se apresentou como mineral predominante (70-93%), com forma normalmente arredondada e subesférica a esférica. Em Vertissolos do submédio São Francisco, Lyra e Ribeiro (1995) descrevem grãos de quartzo arredondados e angulosos e atribuem tais formas, a um ambiente deposicional e a menor influência de deslocamento, respectivamente, e quando apresentavam ambas as formas poderia ser devido a mistura de materiais autóctones e alóctones. Assim, a esfericidade e o forte arredondamento dos grãos do perfil 1, sugere que esse Vertissolo não é derivado de apenas do intemperismo do shoshonito, havendo contribuições de materiais sedimentares ao material de origem desse solo.

Os outros componentes do material grosso foram: fragmentos de rocha (P1, P2 e P4), nódulos de ferro e ou manganês (P1, P2, P3 e P4) e nódulos de carbonatos (P2 e P3). O material fino apresentou variação na cor entre os perfis, sendo reflexo da pigmentação de seus possíveis componentes; matéria orgânica (P1), hematita (P2), goethita (P3) e as condições de oxirredução (P4).

O P4 apresentou a pior drenagem dentre os perfis, indicada pelas feições redoximórficas observadas em campo (mosqueados) e comprovadas por microscopia optica pela identificação zonas de depleção (amarelo claro) e concentração de ferro (vermelho) no fundo matricial (Figura 16f). As zonas de concentração (vermelho) estão localizadas na matriz dos intragregados (Figura 16f), sugerindo que o processo de saturação desse solo não se dá por ascensão do nível do lençol d'água, e sim, pela formação de um lençol d'água suspenso, caracterizando a epissaturação (Vepraskas e Limdbo, 2012).

A macroestrutura foi similar entre os perfis (Tabela 1), variando de blocos subangulares e angulares a prismas com forte grau de desenvolvimento. Contudo, as observações em microscopia optica revelaram diferenças entre os perfis, principalmente relacionadas com o tipo de agregado primário que por coalescência formam a macroagregação referida anteriormente. Foram identificados microagregados granulares (P3) e blocos angulares e subangulares (demais perfis), todos com grau de pedalidade variando entre forte e moderado (Figura 15a, 15b, 15c, 15d).

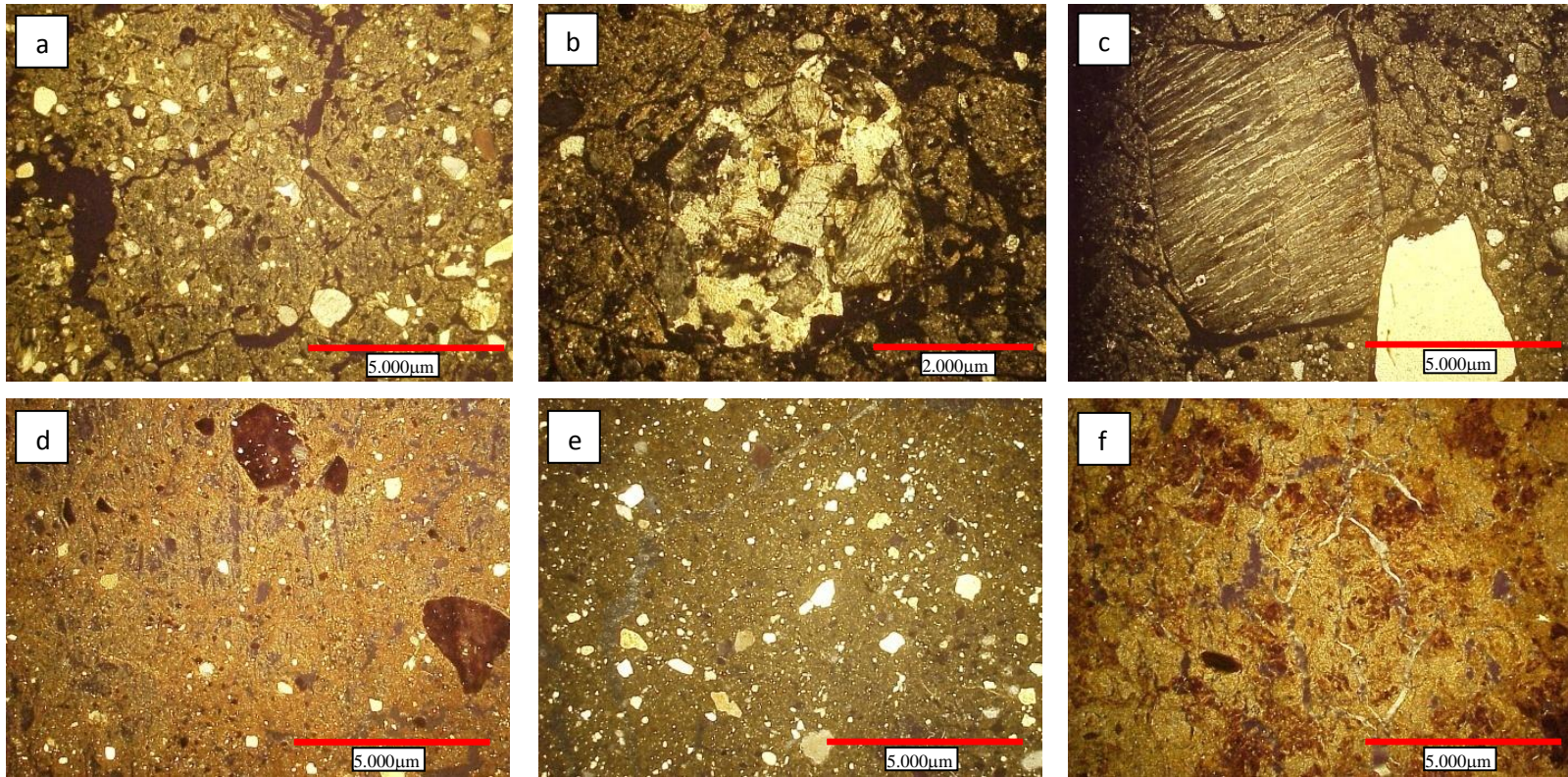


**Figura 15.** Microestrutura e porosidade do P1 (a); P2 (b); P3 (c) e P4 (d), sob luz UV.

De modo geral, o espaço poroso inter e intragregados foi constituído por cavidades, câmaras, vesículas e principalmente por fissuras (Tabela 6; Figuras 15a, 15b, 15c, 15d). Mesmo apresentando mineralogia similares (P2 e P4) e alta quantidade de argila, verifica-se que o tamanho dos blocos intragregados divergem possivelmente devido ao cátion no complexo de troca, pois os blocos intragregados foram maiores e menores onde houve o predomínio de  $\text{Ca} + \text{Mg}$  e  $\text{Na} + \text{Mg}$ , respectivamente (Figuras 15b e 15d).

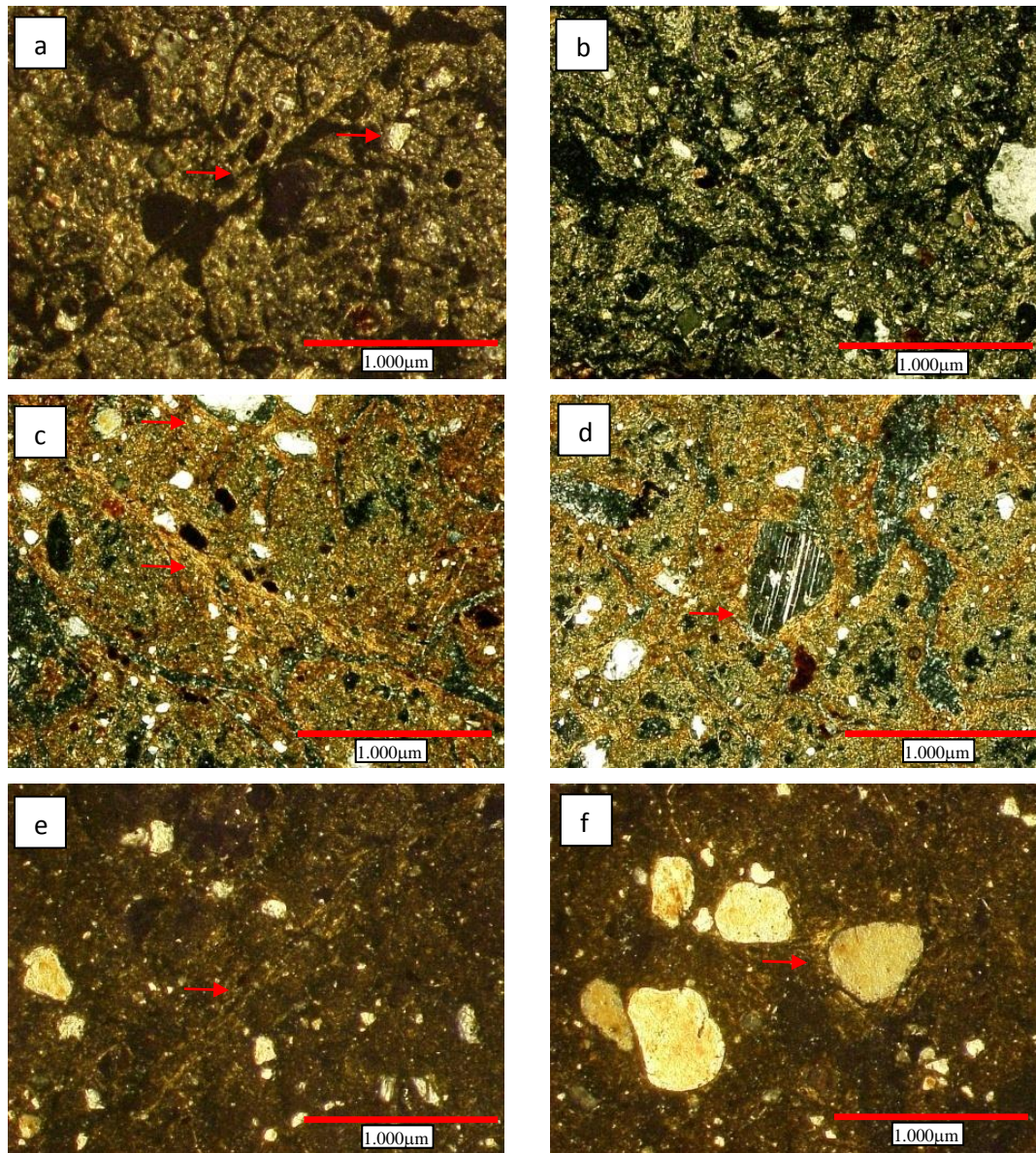
Quando houve maior expressividade da mineralogia do tipo 2:1 (P1, P2, P4) ou 1:1 (P3), os blocos interagregados foram mais e menos nítidos, respectivamente. Em relação a geometria do espaço poroso verificou-se que o maior fissuramento e interconectividade das fissuras se deu no P2, o qual possuiu maiores diferenças de  $\text{P}_{33}$  e  $\text{P}_{105}$  e alto PCE (Tabela 3), intensificado provavelmente pelo alto Na no complexo de troca (Tabela 3).

A distribuição porfírica é típica de Vertissolos (Blokhuis et al., 1990), sendo observadas em todos os perfis (Figuras 16a, 16d, 16e, 16f).



**Figura 16.** Distribuição relativa porfírica do P1 (a), e fragmentos de rocha encontrados no P1 (b) e (c). Distribuição relativa porfírica do P2 (d); P3 (e); P4 (f), sob luz polarizada cruzada.

Em todos os perfis foram observadas fábricas poro, grano, paralelo e reticulada estriada, além de salpicadas granida e mosaico (Tabela 6, Figura 17) que variaram na sua expressão e quantidade em função da magnitude do fenômeno de contração e expansão dos solos (Blokhuis et al., 1990). A expressão das fábricas se relacionaram com o COLE e com a mineralogia, em que a menor expressividade das fábricas foi identificada no P3, onde o COLE foi baixo e a mineralogia provavelmente dominada por caulinita.



**Figura 17.** Fábricas grano, poro (a) e reticulada estriada (b) do P1. Fábricas poro (c), grano e reticulada (d) estriada do P2. Fábricas poro (e) e grano estriada (f) do P3. Todas sob luz polarizada cruzada.

As fábricas poro estriada identificadas nas superfícies dos agregados e associadas a porosidade fissural foram descritas por Brewer (1964) como cutans de estresse. Foram relacionadas aos movimentos da massa do solo devido os ciclos de umedecimento e secagem. As de maior nitidez e comprimento tiveram seus ângulos variando entre 30° e 42°, estando provavelmente associadas aos “slickensides” (Figuras 17a, 17c e 17e).

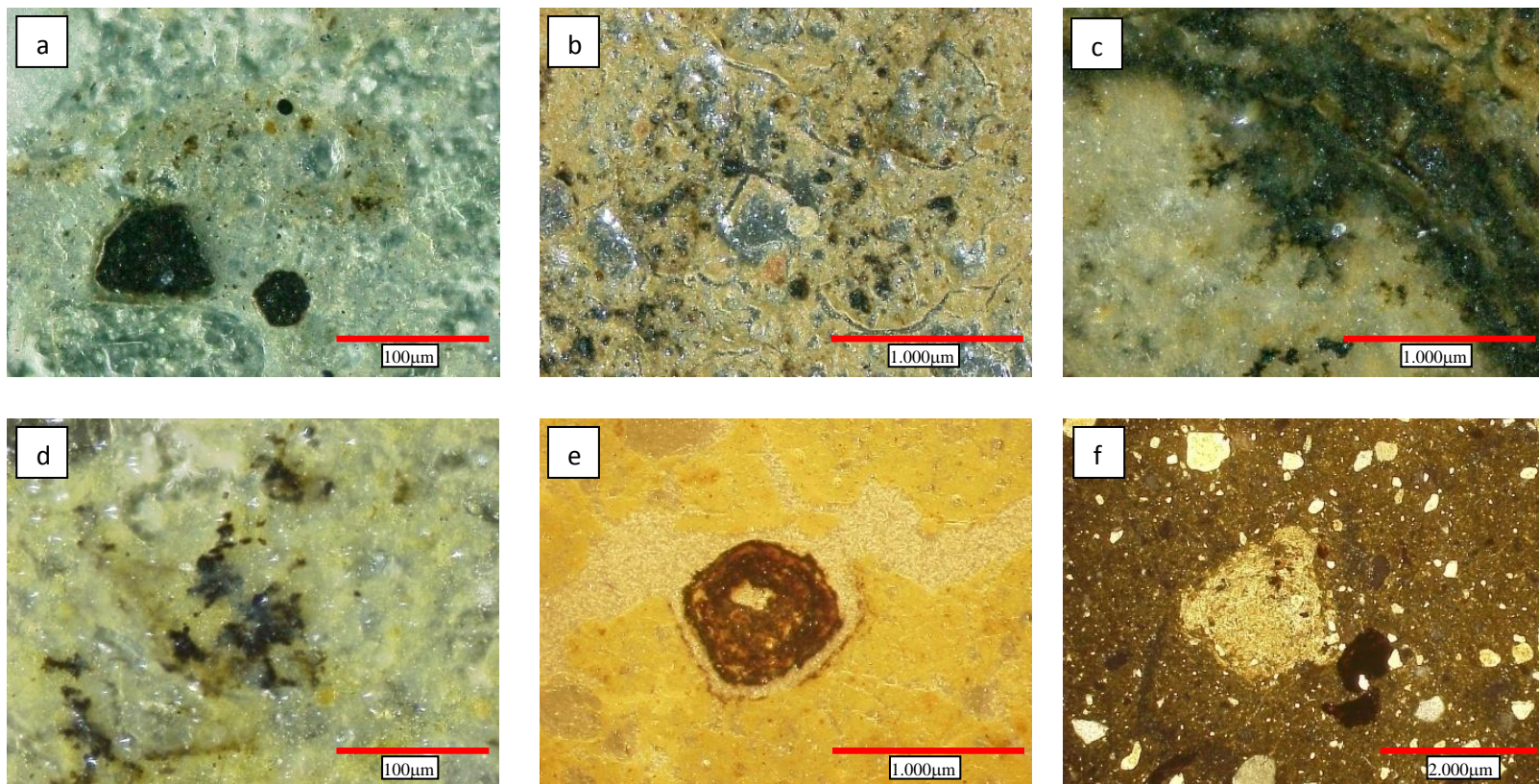
Foram observados nódulos de Fe e, ou Mn típicos (P1, P2, P3 e P4) ou concêntricos (P3), com limites nítidos e bordos lisos, podendo estar fragmentados (P2 e P3) (Figura 18). Devido às condições semiáridas atuais dos perfis 1, 2 e 3, espera-se que esses nódulos sejam herdados do material de origem (P2 e P3) e que permaneceram estáveis devido ausência de condições de redução. Blokhuis et al. (1990) comentam que os nódulos de Mn e ou Fe e Mn são reflexo de ciclos de umedecimento e secagem, podendo ser formados em condições úmidas ou hidromórficas pretéritas.

Para o P4 se verificou condições de oxirredução, expressas pelas zonas de depleção e concentração, dessa forma, os nódulos presentes nesse perfil, seriam resultado das condições atuais, do clima mais úmido, da maior quantidade de argila e da pior drenagem em relação aos demais perfis.

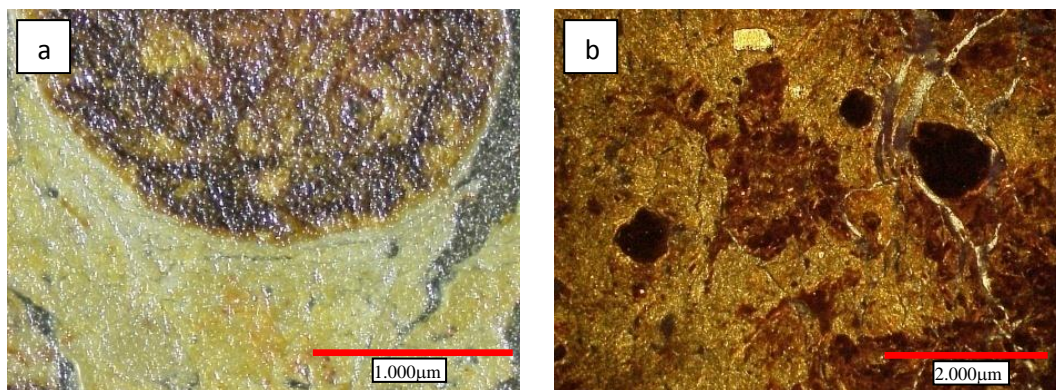
A pedofeição de revestimento de argila foi apenas observada no P3 em rara frequência. Deve-se provavelmente a sua mineralogia caulinítica e ao menor PCE, que por ser baixo ( $COLE \cong 0,05 \text{ cm cm}^{-1}$ ) permitiria a manutenção dessas feições (menor pedoturbação). Os revestimentos crescentes de argila são raros em Vertissolos e devem-se a translocação de argila (Blokhuis et al., 1990). Vertissolos de El Salvador esmectíticos (COLE maior) e cauliníticos (COLE menor), apresentaram ausência e presença de revestimentos, respectivamente, em que a mineralogia, os ciclos de umedecimento e secagem e o PCE exerceram forte influência (Yerima et al., 1987).

Foram observados preenchimentos solto contínuo em muito baixa frequência de excrementos em cavidade (P2), de microagregados poliédricos em fissura interagregados (P3) e de mistura de materiais grosso, fino e mineral em fissura interagregados (P4). Essas feições tem relação com a entrada de materiais pelas fendas, preenchendo-as aleatoriamente.

Outra feição pedológica encontrada foi hiporevestimentos, típico de Mn por vezes associados a grãos de quartzo e nódulo de carbonato de cálcio em cavidade e fissura em muito baixa frequência (P2), e típicos de Fe ocasionalmente em vesículas (P4).



**Figura 18.** Nódulos de Mn (a) do P1, e (b) do P2. Natureza dendrítica do Mn (c). Nódulos de Fe e Mn (d), nódulo de Fe com vazio (e), e nódulo de carbonato de cálcio (f) do P3. Sob luz polarizada cruzada apenas a (f), sendo as demais sob luz incidente.



**Figura 19.** Nódulo de Fe e Mn sob luz incidente (a) e (b) do P4, sob luz polarizada cruzada.

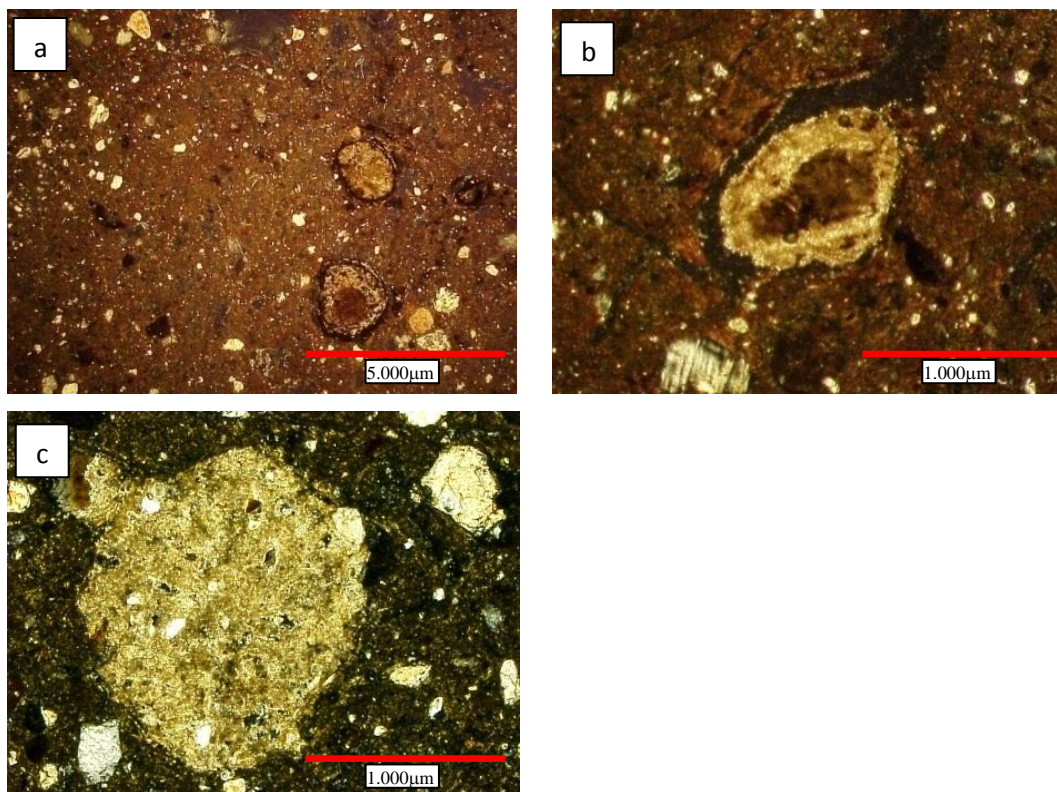
Os nódulos de carbonato de cálcio foram de dois tipos, sem revestimento (P2, P3) e com revestimento (P2) (Figura 20). Os que não apresentaram revestimento foram típicos esféricos a arredondados com limites nítidos a matriz adjacente, e com presença de grãos de quartzo em seu interior, possuindo coloração uniforme clara (P3).

No P2 foram típico, esférico a bem arredondado, limite nítido com a matriz adjacente e continha Mn em seu interior apresentando zona interna escura seguida por clara. Os que apresentaram revestimento de Mn, interiormente apresentaram uma zona interna escura e outra externa clara, ou várias esféricas distribuídas aleatoriamente com inclusões de Mn e vazio (Figura 20).

A coloração uniforme poderia denotar formação na mesma época, enquanto a duplicidade de coloração, períodos distintos. A presença de quartzo no interior reflete a natureza da matriz do solo, enquanto a ocorrência de vazio e Mn, poderia indicar o aprisionamento de ar durante a formação, e soluções contendo Mn no estado reduzido que em situação posterior aeróbica sofreu oxidação. A presença do revestimento pode indicar ciclos de umedecimentos e secagem, suficientes para propiciarem a redução e oxidação dos compostos na ausência de condições de escoamento, já que se encontram na matriz do solo e material mais rico em compostos contendo Fe e Mn.

Nódulos de carbonato típicos, subarredondados e por vezes impregnados com com Mn ou Fe e Mn são comuns em Vertissolos (Blokhuis et al., 1990). Os carbonatos são mais freqüentes no substrato que no solum, podendo ser formados no substrato ou herdado do material de origem, e sua presença no solum poderia ser devido a pedoturbação, a qual propiciaria sua ascensão (Blokhuis et al., 1990). Nódulos de carbonato impregnados com Fe e Mn são comuns nos Vertissolos (Blokhuis et al., 1990).





**Figura 20.** Nódulos de carbonato de cálcio reliquial (NPC) (a), e (b) pedogênico (PC) do P2. Nódulo de carbonato de cálcio pedogênico (c) do P3. Todos sob luz polarizada cruzada.

Vertissolos sob distintas condições climáticas apresentaram nódulos de carbonato reliquiaes (NPC) e pedogênicos (PC), indicado mecanismos de formação diferenciados condicionados pelo clima (Pal et al., 2009).

Carbonatos reliquiaes (NPC) apresentam revestimentos de Fe e/ou Mn com transição nítida com a matriz do solo, enquanto o pedogênico (PC) apresenta forma irregular, transição difusa com a matriz do solo e não possui revestimentos de Fe e/ou Mn (Pal et al., 2009). A presença do revestimento indica que o NPC foi formado sob clima antigo mais úmido que o atual e suficiente para promover a redução e oxidação do Fe-Mn e posterior concentração ao redor dos nódulos (Pal et al., 2009) o que poderia garantir sua preservação ao longo do tempo.

Dessa forma, o P2 apresentou nódulo de carbonato de cálcio reliquial e pedogênico (Figuras 20a, 20b), localizados na matriz do solo e numa cavidade, respectivamente, que poderia remeter a formação mais antiga sob falta de drenagem e o outro em condições atuais sob condições de maior permeabilidade. O que ocorreu na cavidade, poderia ter sido formado da solubilização de minerais e/ou do excesso de elementos em alguma parte dos horizontes, que posteriormente foram translocados e depositados nesses poros, e sob clima

seco precipitaram. O nódulo de carbonato do P3, seria pedogênico e formado sob condições atuais.

De forma geral, o carbonato de cálcio pedogênico (PC) é formado devido a perda de água e/ou redução da pressão parcial do CO<sub>2</sub>, que acarreta na precipitação do carbonato, e o aumento da temperatura controla o fluxo de água no perfil (Pal et al., 2009). A formação de PC implica no aumento do pH, da PST (percentagem de saturação por sódio) e PSMg (percentagem de saturação por magnésio) (Pal et al., 2009), condições observadas no P2. No entanto o P3 não apresenta PST e PSMg alta, devido sua mineralogia (caulinita, montmorilonita, quartzo) e predominância de cálcio no complexo sortivo. Assim, poderia ocorrer a formação de carbonatos sem acarretar em sodicidade, desde que houvesse escassez de íons de Na no solo.

Os PC são formados em climas secos (Pal et al., 2000). O PC do P3 possivelmente teve sua formação condicionada pelo clima atual semiárido e não apresentou problemas de sodicidade. Enquanto que o P2 apresentou sodicidade em subsuperfície, a qual pode estar sendo agravada pelo clima semiárido (aridez), baixa permeabilidade e constituição mineralógica com presença de minerais contendo sódio, tal como albita. O clima seco condicionaria a precipitação dos carbonatos e que aliado a manutenção da relação Ca:Mg próximo a 2, resultariam no aumento da PST e PSMg e redução da PSCa (percentagem de saturação por cálcio) (Pal et al., 2000; Pal et al., 2009).

## 5. CONCLUSÕES

Os Vertissolos apresentaram distintos potencial de expansão e contração (inferido pelo COLE), pH, relações catiônicas (Ca:Mg e Ca:Na) e assembléia mineralógica das diferentes frações granulométricas.

A mineralogia da fração argila dos Vertissolos estudados foi composta por vermiculita/nontronita (P1); caulinita/montmorilonita (P3); e ilita/esmectita (beidelita/nontronita, montmorilonita)/caulinita (P2 e P4), as quais foram fortemente influenciada pelo material de origem.

As observações micromorfológicas possibilitaram identificar diferenças microestrutrais e quanto a geometria dos poros, entre os perfis. O perfil com menor potencial de expansão e contração (P3) e mineralogia caulínica/montmorilonítica apresentou fábricas birrefringentes menos evidentes (principalmente estriadas) e microestrutura em blocos formadas por aglomeração de agregados granulares.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHMAD, N. 1985. **Acid Vertisols of Trinidad**. Taxonomy and Management of Vertisols and Aridisols. Proceedings of fifth international soil classification workshop. Soil Survey Administration, Khartoum, Sudan, 140-151p. (Part I: Papers).

AHMAD, N. 1996. **Occurrence and distribution of Vertisols**. In: AHMAD, N., MERMUT, A. (Eds.), **Vertisols and technologies for their management**. Amsterdam: Elsevier, 1-41p.

AHMAD, N. 1983. **Vertisols. Pedogenesis and soil taxonomy**. In: Wilding, L.P., Smeck, N.E., Hall, G.F. (Eds.), *The Soil Orders*, v.2. Elsevier, Amsterdam, 91-123p.

ALMEIDA, Brivaldo G. 2008. **Métodos alternativos de determinação de parâmetros físicos do solo e uso de condicionadores químicos no estudo da qualidade do solo**, 105p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de plantas). ESALQ/USP.

ALMEIDA, J.A. et al. 2010. **Formas de alumínio em solos do Acre**. IX Reunião Brasileira de Classificação e Correlação de Solos. Solos Sedimentares em Sistemas de Amazônicos - Potencialidades e Demanda de Pesquisa. Acre, 38-50p.

ANJOS, L. H. C.; PEREIRA, M. G.; PÉREZ, D. V.; RAMOS, D. P. 2007. **Caracterização e classificação de Plintossolos no município de Pinheiro – MA**. R. Bras. Ci. Solo, 31:1035-1044.

ARAÚJO, E. A. et al. 2005. **Aspectos gerais dos solos do Acre com ênfase ao manejo sustentável**. In: Paulo Guilherme Salvador Wadt. (Org.). *Manejo de solo e recomendação de adubação para o estado do Acre*. Rio Branco: Embrapa/CPAF-Acre, 10-38p.

AYDINALP, Cumhur. 2010. **Some important properties and classification of vertisols under Mediterranean climate**. African Journal of Agricultural Reserch, v.5, n.6, 449-452p.

AZEVEDO, P.V.; BERNARDO, S.; SILVA, V.P.R. 2003. **Water requirements of irrigated mango orchards in northeast Brazil**. Agricultural Water Management. 58:241-254.

BARBIERO, L. et al. 2010. **Ferrolysis induced soil transformation by natural drainage in Vertisols of sub-humid south India**. Geoderma, 156:173-188.

BENEDETTI, Marcelo M. et al. 2008. **Representatividade e potencial de utilização de um banco de dados de solos do Brasil**. Rev. Bras. Ciênc. Solo [online] (ISSN 0100-0683), v.32, n.6, 2591-2600p.

BLOKHUIS, W.A. KOOISTRA, M.J. WILDING, L.P. 1990. **Micromorphology of cracking clayed soils (Vertisols)**. Developments in Soil Science, 19:123-148.

BLOKHUIS, W.A. 1982. **Morphology and genesis of Vertisols**. In: *Vertisols and rice soils of the tropics*. Symposia papers 11, Trans. 12th Intern. Congr. Soil Sci., New Delhi, India, 23-45p.

- BORCHARDT, G. 1989. **Smectites**. In: DIXON, J.B.; WEED, S.B. Minerals in soil environments. 2 ed. SSAJ, Madison, 675-727p.
- BOUNA, L. et al. 2012. **Mineralogical and physico-chemical characterizations of ferruginous beidellite – rich clay from Agadir Basin (Morocco)**. Clays and Clay Minerals, v.60, n.3, 278–290.
- BRADY, N.C. 1990. **The nature and properties of soils**. 10th ed. Maxwell Macmillan. New York, Singapore, 621 p.
- BRASIL. 1981. Ministério das Minas e Energia. DNPH. **Projeto RADAMBRASIL: folha SB.24/25 Jaguaribe/Natal; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro, 740p. (Levantamento dos recursos naturais, 23)
- BREEMEN, Nico V.; BUURMAN, Peter. 1998. **Soil Formation**. London: Kluwer Academic Publishers, 371p.
- BREWER, R. 1964. **Fabric and mineral analysis of soils**. Wiley, New York, 470p.
- BREWER, R.; BLACKMORE, A.V. 1956. **The effects of entrapped air and optically oriented clay on aggregate breakdown and soil consistence**. Aust. J. Appl. Sci. 7:59-68.
- BRIGATTI, M.F. 1983. **Relationships between composition and structure in Fe rich smectites**. Clay Min., London, 18:177-186.
- BROWN, G.; BRINDLEY, G.W. 1980. **X-ray diffraction procedures for clay mineral identification**. In: BRINDLEY, G.W.; BROWN, G. London: Mineralogical Society, chapter 5:305-360.
- BULLOCK, P. ET AL. 1985. **Handbook for soil thin section description**. Wolverhampton, Waine Research Publications, 152p.
- BUOL, S.W.; HOLE, F.D.; McCracken. 1973. **Soil Genesis and Classification**. The Iowa State University Press, 355p.
- CAMARGO, O.A.; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A.; VALADARES, J.M.A.S. 2009. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agrônomo de Campinas**. Campinas, Instituto Agrônomo, 77 p. (Boletim técnico, 106, Edição revista e atualizada.
- CARTER, D.L.; MORTLAND, M.M.; KEMPER, W.D. 1986. **Specific surface**. In: A. Klute (Ed.), Methods of Soil Analysis. Am. Sot. Agron., Madison, WI, 413-423p.
- CASTRO, S.S. et al. 2003. **Micromorfologia do solo: Bases e aplicações**. In: CURI, N.; MARQUES, J.J.; GUILHERME, L.R.G.; LIMA, J.M.; LOPES, A.S. & ALVAREZ V., V.H., eds. **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.3. p.107-164.

CERNUDA, C.F.; SMITH, R.M.; VINCENTE-CHANDLER, J. 1954. **Influence of initial soilmoisture condition on resistance of microaggregates to slaking and to water-drop impact.** Soil Sci. 77:19-27.

CHAO, T.T.; ZHOU, L. 1983. **Extraction techniques for selective dissolution of amorphous iron oxides from soils and sediments.** Soil Sci. Soc. Am. J. 47:225-232.

CHECKOV, V.Y. 2005. **Some possible interconnections between shrinkage cracking and gilgai,** Australian Journal of Soil Research. 43:67–71.

CHURCHMAN, G. J. 1990. **Relevance of different intercalation tests for distinguishing halloysite from kaolinite in soils.** Clays and Clay Minerals, v.38, n.6, 591-599.

CORNELL, R.M; SCHWERTMANN, U. 1996. **The iron oxides.** Weinheim: VCH Verlag. 570 p.

CORRÊA, MARCELO M. ET AL. 2003. **Atributos físicos, químicos e mineralógicos de solos da região das várzeas de Sousa (PB).** R. Bras. Ci. Solo. 27:311-324.

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

CPRM. 2008. Programa Geologia do Brasil Levantamentos Geológicos Básicos. **Geologia da folha de Belo Jardim SC.24-X-B-III.** Brasília:DF, 90p.

CPRM. 2002. Serviço Geológico do Brasil. **Geologia e recursos minerais do estado da Paraíba.** Recife, 234p.

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

CUNHA, T.J.F. ET AL. 2000. **Estudo de correlação de solos para fins de classificação nas regiões do Recôncavo Baiano e microrregião de Irecê-Bahia.** Rio de Janeiro: Embrapa-Solos, 49p. (Boletim de pesquisa, 9).

DASOG, G.S. ET AL. 1988. **Shrink-Swell potential and cracking in clay soils of Saskatchewan.** Can. J. Soil Sci. 68:251-260.

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

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

DIAS, A.C.C.P.; DEMTTÊ, J.L.I. 1977. **Mineralogia de alguns solos da bacia sedimentar do Recôncavo Baiano.** Anais da E.S.A. Luiz de Queiroz. 34:1-12.

DJORDJEVIC, ALEKSANDAR. ET AL. 2012. **The origin of montmorillonite in Vertisols from the southern Serbian Peinja District.** African Journal of Agricultural Research. v.7, n. 20:3034-3044.

DOUGLAS, L.A. 1989. **Vermiculites.** In: DIXON, J.B.; WEED, S.B.; eds. Minerals in soil environments. Madison, Soil Science Society of America, 635-674p.

DUDAL, R.; ESWARAN, E. 1988. **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. 1–22p.

EMBRAPA. 1980. **Análise dos dados meteorológicos da estação experimental de mandacaru em Juazeiro, BA.** n.3, 29p.

EMBRAPA. 1997. **Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análise de solo.** Rio de Janeiro, 212p.

EMBRAPA. 1988. **Correlação de solos e interpretação de aptidão agrícola.** Rio de Janeiro: EMBRAPA/ NLCS, v. 3, 211-330p (Documentos EMBRAPA/SNLCS, 12).

EMBRAPA. 2009. **Manual de análises químicas de solos, plantas e fertilizantes.** 2 ed. rev. ampl. Brasília, DF: Embrapa Informação Tecnológica, 554p.

EMBRAPA. 2006. **Sistema brasileiro de classificação de solos.** 2 ed. Rio de Janeiro, RJ. 306p.

EMBRAPA. 2013. **Sistema brasileiro de classificação de solos.** 3 ed. Brasília, DF. 353p.

EMBRAPA-SNLCS. 1979. **Levantamento exploratório – reconhecimento de solos da margem direita do Rio São Francisco – Estado Bahia.** v.2. Recife, 580p. (Brasil – SNLCS. Boletim Técnico, 52; Brasil. SUDENE-DRN. Série Recursos de Solos, 10).

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

FAO. 2014. Food and Agriculture Organization of the United Nations. **World Reference Base for Soil Resources 2014: International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps.** Rome: FAO, 191p. (World Soil Resources Reports 106)

FANNING, D.S.; FANNING, M.C.B. 1988. **SOIL Morphology, Genesis, and Classification.** 387p.

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

FRANZMEIER, D.P.; ROSS Jr, S.J. 1968. **Soil Swelling: Laboratory measurement and relation to other soil properties.** Soil Sci. Soc. Am. J. v.32, n.4:573-577.

FREDLUND, D.G. 1996. **Geotechnical problems associated with swelling clays**. In: AHMAD, N.; MERMUT, A. (Eds.). *Vertisols and Technologies for Their Management*. Elsevier, Amsterdam, 499–524p.

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

GHOSH, S.K., KAPOOR, B.S. 1982. **Clay minerals in Indian soils**. In: **Review of soil research in India. Transactions**. 12th International Congress. *Soil Science* 2:703–710.

GILLMAN, G.P. 1974. **The influence of net charge on water dispersible clay and sorbed sulphate**. *Aust. J. Soil Res.* 12, 173-176.

GOLDBERG, S.; GLAUBIG, R. A. 1987. **Effect of saturating cation, ph, and aluminum and iron oxide on the flocculation of kaolinite and montmorillonite**. *Clays and Clay Minerals*, v.35, n.3, 220-227.

GOLDBERG, S.; KAPOOR, B.S.; RHOADES, J.D. 1990. **Effect of aluminum and iron oxides and organic matter on flocculation and dispersion of arid zone soils**. *Soil Sci.* v. 150, n.3, 588–593.

GOLDBERG, S.; SUAREZ, D.L.; GLAUBIS, R.A. 1988. **Factors affecting clay dispersion and aggregate stability of arid zones soils**. *Soil Sci.* 146:317-325.

GREENE-KELLY, R. 1953. **The identification of montmorillonitoids in clays**. *European Journal of Soil Science* 4:233-237.

GROSSMAN, R.B.; BRASHER, B.R.; FRANZMEIER, D.P.; WALKER, J.L. 1968. **Linear extensibility as calculated from natural-clod bulk density measurements**. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 32: 570-573.

GUIMARÃES, J.T. 1996. **A formação bebedouro no estado da Bahia: faciologia, estratigrafia e ambientes de sedimentação**. Salvador:BA, 235p. Dissertação (Mestrado em Geologia) UFBA.

HEIDARI, A.; MAHMOODI, S.; ROOZITALAB, M.H.; MERMUT, A.R. 2008. **Diversity of clay minerals in the vertisols of three different climatic regions in western Iran**. *Journal of Agricultural Science and Technology* 10:269–284.

HILLEL, D. 2004. **Introduction to environmental soil physics**. Massachusetts: Elsevier Academic Press, 494 p.

HOFMANN, V. U.; KLEMEN, R. 1950. **Verlust der Austauschfähigkeit von Lithiumionen an Bentonit durch Erhitzung**: *Z. Anorgan. Chemie* 262: 95-99.

INDA JUNIOR, A. V. KÄMPF, N. 2003. **Avaliação de procedimentos de extração dos óxidos de ferro pedogênicos com ditionitocitrato-bicarbonato de sódio**. *R. Bras. Ci. Solo*, 27:1139-1147.

JOVANOVA, D.; SIJAKOVA, T.I.; PETKOVSKA, B. 2012. **X-ray diffraction and mineralogical study of Vertisol in eastern Macedonia**. IIOABJ. v.3, n.1, 26–30p.

KÄMPF, N. 1988. **O ferro no solo**. In: Reunião sobre ferro em solos inundados. Goiânia, Anais: Goiânia, EMBRAPA/CNPAF, 1988. (Documentos, 22)

KAMPF, N.; CURI, N. 2003. **Argilominerais em solos brasileiros**. Tópicos em Ci. Solo, 3:1-54p.

KAMPF, N.; SCHNEIDER, P.; MELO, P.F. 1995a. **Alterações mineralógicas em seqüência Vertissolo-Litossolo na região da Campanha do Rio Grande do Sul**. R. Bras. Ci. Solo, 19:349-357.

KAPLAN, D. ET AL. 1993. **Soil-Borne mobile colloids as influenced by water flow and organic carbon**. Environ. Sci. Technol. 27:1193-1200.

KHRESAT, SA'EB A.; TAIMEH, A.Y. 1998. **Properties and characterization of vertisols developed on limestone in a semi-arid environment**. Journal of Arid Environments. 40: 235-244.

KOVDA, I.V.; MORGUN, Y.G.; ALEKSEYEVA, T.V. 1992. **Development of gilgai soil cover in central Ciscaucasia**. Eurasian Soil Sci. 24:28–45.

LYRA, M.C.C.P.; RIBEIRO, M.R. 1995. **Caracterização de Vertissolos em projetos de irrigação na região do baixo médio São Francisco: I. Mineralogia e Micromorfologia**. R. Bras. Ci. Solo, Campinas, 19:367-373.

MAGALHÃES Jr, A.M.; GOMES, A.S.; SANTOS, A.B. 2004. **Sistema de cultivo de arroz irrigado no Brasil**. Pelotas: Embrapa Clima Temperado, 270p. (Sistemas de Produção 03).

MALLA, P.B.; DOUGLAS, L.A. P. 1987. **Problems in identification of montmorillonite and beidellite**. Clay and Clay Minerals, v.35, n.3, 232-236.

MARQUES, F.A. 2004. **Caracterização de solos da ilha de Fernando de Noronha**. Recife, 101p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) UFRPE.

MBAGWU, J.S.C.; AUERSWALD, K. 1999. **Relationship of percolation stability of soil aggregates to land use, selected properties, structural indices and simulated rainfall erosion**. Soil & Tillage Research 50:197-206.

MBAGWU, J.S.C.; BAZZOFFI, P. 1998. **Soil characteristics related to resistance of breakdown of dry soil aggregates by water-drops**. Soil & Tillage Research 45:133–145.

MCCARTHY, J.F.; ZACHARA, J.M. 1989. **Subsurface transport of contaminants**. Environ. Sci. Technol., 23:496-503.

MCKEAGUE, J.A.; DAY, J.H. 1966. **Dithionite and oxalate-extractable Fe e Al as aids in differentiating various classes of soils**. Can. J. Soil. Sci., 46:13-22.



- MEHRA, O.P.; JACKSON, M.L. 1960. **Iron oxide removal from soil and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate.** *Clays Clay Miner.*, 5:317-327.
- MELO, M.E.C.C.M.; JOHAS, R.A.L. 1988. **Teores de ferro, na terra fina e na argila, por ataque sulfúrico e triácido e extração pelo CDB.** In: REUNIÃO DE CLASSIFICAÇÃO, CORRELAÇÃO DE SOLOS E INTERPRETAÇÃO DE APTIDÃO AGRÍCOLA, 3., Rio de Janeiro, Anais. Rio de Janeiro, EMBRAPA/ NLCS, 3-211p (Documentos EMBRAPA/ SNLCS, 12).
- MERMUT, A.R.; DASOG, G.S.; DOWUONA, G.N. 1996B. **Soil Morphology.** In: AHMAD, N., MERMUT, A. (Eds.), **Vertisols and technologies for their management.** Amsterdam: Elsevier, 89-114p.
- MERMUT, A.R.; PADMANABHAM, E.; ESWARAN, H.; DASOG, G.S. 1986. **Pedogenesis.** In: MERMUT, A.R.; DASOG, G.S. **Nature and micromorphology of carbonate glaeboles in some Vertisols of India.** *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50:382-391.
- MERMUT, A.R.; PADMANABHAM, E.; ESWARAN, H.; DASOG, G.S. 1996A. **Pedogenesis.** In: AHMAD, N., MERMUT, A. (Eds.), **Vertisols and technologies for their management.** Amsterdam: Elsevier, 43-62p.
- MOORE, D.M.; REYNOLDS, R.C. 1989. **X-ray diffraction and identification and analysis of clay minerals.** Oxford: Oxford University Press, 332p.
- MOUSTAKAS, N.K. 2012. **A Study of Vertisol genesis in north eastern Greece.** *Catena*, 92:208-215.
- NETTLETON, W.D.; SLEEMAN, J.R. 1985. **Micromorphology of Vertisols.** In: DOUGLAS, L.A.; THOMPSON, M.L. **Soil Micromorphology and Classification.** *Soil Sci. Am. J. Special Publication* 15:165-196.
- NOVAIS, R.F.; SMYTH, T.J. 1999. **Fósforo em solo e planta em condições tropicais.** Viçosa: DPS/UFV, 399p.
- OADES, J.M. 1984. **Interactions of polycations of aluminum and iron with clays.** *Clays Clay Miner.*, 32:49-57.
- PAI, C.H.; WANG, M.K.; WANG, W.N.; HOUNG, K.H. 1999. **Smectites in iron rich calcareous soil and black soils of Taiwan.** *Clays and Clay Minerals*, v.47, n.4, 389-398.
- PAIVA, A.Q. 2010. **Solos carbonático-fosfáticos do Platô de Irece, BA: Gênese, Mineralogia e Geoquímica.** Viçosa:MG, 200p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) UFV.
- PAL, D.K. et al. 2000. **Significance of minerals in soil environment of India.** NBSS Review Series, 1. NBSS&LUP, Nagpur. 68p.

- PAL, D.K. et al. 2009. **Vertisols (cracking clay soils) in a climosequence of peninsular India: Evidence for holocene climate changes.** Quaternary International, 209:6–21.
- PAL, D.K. 2003. **Significance of clays, clay and other minerals in the formation and management of Indian soils.** Journal of the Indian Society of Soil Science 51:338–364.
- PAL, D.K.; WANI, S.P.; SAHRAWAT, K.L. 2012. **Vertisols of tropical Indian environment: Pedology and edafology.** Geoderma. 189-190: 28-49.
- PATON, T.R. 1974. **Origin and terminology for gilgai in Australia.** Geoderma v.11, n.3, 221–242.
- QUIRK, J.P. 1955. **Significance of surface areas calculated from water vapor sorption isotherms by use of the B.E.T. equation.** Soil Science, v.80, n.6, 423-430p.
- REINERT, D.J. et al. 2007. **Principais solos da depressão central e campanha do Rio Grande do Sul.** 2. ed. Santa Maria-RS, 47p.
- RIBEIRO, L.P.; VOLKOFF, B.; MELFI, A.J. 1990. **Evolução mineralógica das argilas em solos vérticos do Recôncavo Baiano.** R. Bras. Ci. Solo, 14:263-268.
- RUSSELL, J.D. 1987. **Infrared methods.** In: WILSON, M.J. Handbook of determinative methods in clay mineralogy. New York: Blackie, 133-173p.
- RUSSELL, J.D.; FRASER, A.R. 1994. In: WILSON, M.J. **Infrared methods.** Clay mineralogy: Spectroscopic and chemical determinative methods. London, 9-65p.
- RUSSEL, J.D.; CLARK, D.R. 1978. **The effect of Fe for Si substitution on the b-dimension of nontronite.** Clay Min., London, 13:133-137.
- SANTOS, R.D. et al. 2013. **Manual de descrição e coleta de solo no campo.** 6. ed. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 100p.
- SETA, A.K.; KARATHANASIS, A.D. 1996. **Water dispersible colloids and factors influencing their dispersibility from soil aggregates.** Geoderma, 74:255-266.
- SCHAETZL, R.; ANDERSON, S. 2005. **Soils Genesis and Geomorphology.** Cambridge University Press, New York, 791p.
- SCHAFER, W.M.; SINGER, M.J. 1976. **A new method of measuring shrink-swell potential using soil pastes.** Soil Sci. Sot. Am. J. 40:805-806.
- SCHOFIELD, R.K.; SAMSON, H.R. 1954. **Flocculation of kaolinite due to the attraction of oppositely charged crystal faces.** Faraday Soc. Discuss. 18: 135-145.
- SCHWERTMANN, U.; KÄMPF, N. 1983. **Óxidos de ferro jovens em ambientes pedogenéticos brasileiros.** R. Bras. Ci. Solo, 7:251- 255.
- SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R.M. 1989. **Iron Oxides.** In: DIXON, J.B.; WEED, S.B., (eds). Minerals in soil environments. 2 ed. Madison, 380-427p.

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

SHANMMUGANATHAN, R.T.; OADES. 1983. **Influence of ânions on dispersion and physical properties of the A horizon of a red brown earth**. *Geoderma* 29: 257-277.

SOUZA, E.A.; RIBEIRO, M.R.; FERREIRA, V.X. 1993. **Caracterização e gênese de solos do baixio de Irecê (BA)**. *R. Bras. Ci. Solo*, Campinas, 17:89-97.

SLEEMAN, J.R., 1963. **Cracks, peds and their surfaces in some soils of the riverine plain, N.S.W.** *Aust. J. Soil Res.*, **1**: 91-102.

SMITH, R.M., 1959. **Some structural relationships of Texas Blackland soils, with special attention to shrinkage and swelling**. ARS 41-28, Agric. Res. Serv., U.S. Dept. Agric.

**SOIL SURVEY LABORATORY METHODS MANUAL**. 2004. Soil Survey Investigations Report No. 42, version 4.0, United States Department of Agriculture. Natural Resources Conservation Service.

SOIL SURVEY STAFF. 1999. **Soil taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys**. United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Agricultural Handbook 436, 2 ed. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.

SOIL SURVEY STAFF. 2010. **Keys to soil taxonomy**. United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, 11th ed. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 287–298p. Chapter 16.

TORRENT, J.; SCHWERTMANN, U; SCHULZE, D.J. 1980. **Iron oxide mineralogy of some two river terrace sequences in Spain**. *Geoderma*, 23:191-208.

VEPRASKAS, M.J.; LINDBO, D.L. 2012. **Redoximorphic features as related to soil hydrology and hidric soils**. In: LIN, H (Ed.) *Hidropedology: synergistic integration of soil science and hydrology*. Amsterdam: Elsevier, 134-172p.

WILDING, L.P.; TESSIER, D. 1988. **Vertisols: Their distribution, properties, classification and management**. Texas A&M University Printing Centre, College Station, Texas, 55–79p.

WONDZELL, S.M.; CORNELIUS, J.M.; CUNNINGHAM, G.L. 1990. **Vegetation patterns, microtopography, and soils on a Chihuahuan desert playa**. *Journal of Vegetation Science*. 1:403-410.

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

YAALON, D.H.; KALMAR, D. 1978. **Dynamics of cracking and swelling clay soils: displacement of skeletal grains, optimum depth of slickensides, and rate of intrapedonic turbation.** Earth Surface Process, 3:31-42.

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

## **7. APÊNDICE**

**Descrições morfológicas, análises físicas e químicas dos Vertissolos do nordeste brasileiro**

## A - DESCRIÇÃO GERAL

### PERFIL 1

#### DATA

**CLASSIFICAÇÃO:** VERTISSOLO EBÂNICO Órtico típico, textura argilosa, A moderado, fase caatinga hipoxerófila, relevo plano.

**LOCALIZAÇÃO:** Lado esquerdo da BR 423 sentido Cachoeirinha – Lajedo.

**MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS:** Cachoeirinha (PE), 08°29'53"S e 36°14'25"W.

**SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA SOBRE O PERFIL:** Trincheira situada em relevo plano com 0-2,5% de declividade, em área cultivada com palma forrageira.

**ALTITUDE:** 500 m.

**LITOLOGIA:** Anfibólio quartzo sienito.

**FORMAÇÃO GEOLÓGICA:** Suítes intrusiva leucocrática peraluminosa e shoshonítica Salgueiro/Terra Nova.

**CRONOLOGIA:** Pré-Cambriano.

**MATERIAL ORIGINÁRIO:** Produto de alteração das rochas supracitadas.

**PEDREGOSIDADE:** Não pedregoso.

**ROCHOSIDADE:** Não rochoso.

**RELEVO LOCAL:** Plano.

**RELEVO REGIONAL:** Plano.

**EROSÃO:** Não aparente.

**DRENAGEM:** Moderadamente drenado.

**VEGETAÇÃO PRIMÁRIA:** Caatinga hipoxerófila (juazeiro, caatingueira, mandacaru, velame, mufumbo, algodão de seda, algodão mocó, jurema preta, pereiro, cássia sp. e várias gramíneas nativas).

**USO ATUAL:** Pastagem com palma forrageira.

**CLIMA:** BShs' da classificação de Köppen.

**DESCRITO E COLETADO POR:** P. K. T. Jacomine, M. M. Corrêa, F. A. Marques e J. F. W. F. de Lima.

## B - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- Ap** 0-8 cm; cinzento muito escuro (10YR 3/1,5, úmida); argila; forte pequena a média granular, e moderada a forte pequena e média blocos subangulares; muito dura, muito firme, muito plástica e muito pegajosa; transição clara e plana.
- BAv** 8-20 cm; bruno acinzentado escuro (10YR 3/2, úmida); argila; moderada, média prismática; slickensides nítidos e em grau de desenvolvimento moderado; extremamente dura, muito firme, muito plástica e muito pegajosa; transição gradual e plana.
- Biv** 20-68 cm; bruno acinzentado escuro (10YR 3/2, úmida); argila; forte grande prismática; slickensides nítidos e em grau de desenvolvimento moderado; dura, firme/friável, plástica e pegajosa; transição clara e plana.
- C** 68-120cm; bruno acinzentado escuro (2,5Y 4/3, úmida); (média) franco; maciça pouco coesa; firme; cerosidade fraca e pouca; ligeiramente plástica e pegajosa; transição clara e irregular.
- Cr** 120-125cm+; bruno-escuro (10YR 4/3, úmida); (média) francoarenosa; maciça; ligeiramente dura com partes macias, muito friável, não plástica e não pegajosa.

**RAÍZES** - Comuns finas até 1 cm no Ap e poucas penetrando principalmente pelas fendas, e muito finas (2-1 mm) no interior da estrutura prismática no BAv e Biv. Raras no topo da camada C com distribuição horizontal e uma raiz principal com diâmetro de 3 cm.

**OBSERVAÇÕES** - Presença de pontuações esbranquiçadas na camada C (68-120 cm) que tem reação forte ao HCl.

- Presença de fendas de 2 a 4 cm e muitas cavidades de 15 a 20 cm de diâmetro.
- Presença de fragmentos de quartzo leitoso arestados (2 a 10 cm) nos horizontes Ap, BAv e Biv, provavelmente oriundos de veios da rocha.
- Presença de 2 calhaus de quartzo leitoso arestados dentro do saprolito (Cr) a 1,20 cm de profundidade, com dimensões de 10 x 15 cm e 12 x 24 cm, remanescentes dos veios após a alteração da rocha.
- Presença de 7 “slickensides”, sendo 5 moderados e grandes pouco inclinados e 2 com maior inclinação, porém todos pouco estriados com superfície ligeiramente irregular (desníveis de 2 a 5 mm, na junção dos pequenos “slickensides” que compõem os grandes “slickensides”, que atingem superfície de 35 x 35 cm).
- Estrutura prismática de 43 cm de comprimento por 16 cm (média) de largura.

## C – ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Composição Granulométrica da TFSA				ADA <sup>1/</sup>	GF <sup>2/</sup>	Densidade		Porosidade <sub>105</sub>
Símbolo	Prof.	Areia Grossa (2-0,21 mm)	Areia Fina (0,21-0,05mm)	Silte (0,05-0,002 mm)	Argila (<0,002 mm)			Solo <sub>105</sub>	Partícula	
	(cm)	g.kg <sup>-1</sup>				-- % --		g cm <sup>-3</sup>		----- % -----
Ap	0-8cm	124	134	242	500	300	40	1,67	2,67	37
BAv	8-20cm	129	128	247	496	297	40	1,77	2,78	36
Bv	20-68cm	113	130	310	447	311	30	-	2,82	-
C	68-120cm	240	255	282	223	161	28	1,47	2,82	48
Cr	120-125cm+	432	240	146	182	118	35	-	2,82	-

<sup>1/</sup>Argila dispersa em água; <sup>2/</sup> Grau de flocculação

pH (1:2,5)		BASES TROCAVEIS				SOMA	Al <sup>3+</sup>	H+Al	CTC	V	m	P	PST
Água	KCl	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	BASES							
----- cmolc kg <sup>-1</sup> -----										----- % -----	mg kg <sup>-1</sup>	--- % ---	
5,96	4,79	16,32	18,16	0,35	0,37	35,20	0	5,20	40,40	87,13	0	133,69	1,05
6,48	4,83	16,64	19,10	0,13	0,66	36,53	0	2,53	39,06	93,52	0	108,63	1,81
7,42	5,45	18,47	23,74	0,18	1,74	44,13	0	1,19	45,32	97,38	0	286,34	3,94
8,37	6,44	19,73	26,42	0,09	2,32	48,56	0	0,36	48,92	99,26	0	636,52	4,78
8,79	6,87	15,34	20,34	0,11	1,54	37,33	0	0,00	37,33	100,00	0	684,96	4,13

DIGESTÃO SULFURICA (H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> 1:1)						SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Carbono Orgânico	Equivalente CaCO <sub>3</sub>
SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				
----- dag kg <sup>-1</sup> -----						Ki	Kr	----- g.kg <sup>-1</sup> -----	
16,63	4,208	5,111	0,258	1,429	0,106	6,46	3,74	17,75	3,88
-	-	-	-	-	-	-	-	5,48	4,31
20,05	5,198	5,763	0,272	1,502	0,152	6,56	3,84	5,20	5,94
-	-	-	-	-	-	-	-	1,35	8,00
17,15	2,970	7,712	0,247	1,631	0,967	9,82	3,70	0,78	8,50





VERTISSOLO EBÂNICO Órtico típico (P1)

## A - DESCRIÇÃO GERAL

### PERFIL 2

**DATA** - 12.1.13

**CLASSIFICAÇÃO SiBCS:** VERTISSOLO HÁPLICO Sódico típico, textura muito argilosa, A moderado, fase caatinga hipoxerófila, relevo plano.

**LOCALIZAÇÃO:** Área situada à margem direita da BR 230, sentido Patos -> Sousa – PB, distante 2,4 km da entrada (bifurcação) da cidade de Sousa, fica em sentido oposto e um pouco depois (sentido Sousa) à áreas com pivôs centrais.

**MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS:** Sousa (PB).

**SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURAL VEGETAL SOBRE O PERFIL:** Trincheira situada em área plana, com declive menor que 2%, sob pasto nativo.

**ALTITUDE:** 222 m.

**LITOLOGIA:** Argilito.

**FORMAÇÃO GEOLÓGICA:** Rio do Peixe.

**CRONOLOGIA:** Cretáceo.

**MATERIAL ORIGINÁRIO:** Produto de alteração do argilito.

**PEDREGOSIDADE:** Ligeiramente pedregosa.

**ROCHOSIDADE:** Não rochosa.

**RELEVO LOCAL:** Plano

**RELEVO REGIONAL:** Plano.

**EROSÃO:** Não aparente.

**DRENAGEM:** Moderadamente drenado.

**VEGETAÇÃO PRIMÁRIA:** Caatinga hipo e hiperxerófila.

**USO ATUAL:** Pasto nativo.

**CLIMA:** Aw', da classificação de Köppen.

**DESCRITO E COLETADO POR:** Marcelo Metri Côrrea, Valdomiro Severino, Glêvia Kamila

## B - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

**Ap** 0-13 cm, bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3, úmida e 5YR 4/3, seca); argila; prismática média e grande forte, que fragmenta-se em blocos angulares e subangulares pequenos e médios forte; extremamente dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição clara e plana.

**Bivn1** 13-47 cm, bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3, úmida e 5YR 3/4, seca); argila; prismática muito grande moderada que fragmenta-se em blocos angulares grandes e muito grandes forte; slickensides nítidos e em grau de desenvolvimento forte; extremamente dura, muito firme, muito plástica e muito pegajosa; transição gradual e plana.

**Bivn2** 47-83 cm, bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/2, úmida e 5YR 3/3, seca); muito argilosa; blocos angulares grandes e muito grandes moderada; slickensides nítidos e em grau de desenvolvimento forte; extremamente dura, muito firme, muito plástica e muito pegajosa; transição gradual e plana.

**Bivn3** 83-100 cm+, bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/2, úmida); muito argilosa; blocos angulares grandes e muito grandes moderada; extremamente dura, muito firme, muito plástica e muito pegajosa.

**RAÍZES** - Comuns e finas no horizonte Ap, poucas e finas no horizonte Bivn1 e raras e finas nos horizontes Bivn2 e Bivn3.

**OBSERVAÇÕES** - Seixos arredondados e arredados no interior do perfil do solo, de comprimento variando de 8 a 0,5 cm, encontrados até o horizonte Bivn2, em maior quantidade e tamanho na superfície e no horizonte Bivn1.

- Cor uniforme em todo o perfil do solo.

- Perfil úmido a partir do Bivn3.

- Fendas verticais até o topo do horizonte Bivn3 (83 cm), com largura de 1 a 5 cm. Os horizontes Bivn1, Bivn2 e Bivn3 apresentam dispersos em sua massa, fragmentos de carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ), esses ( $\text{CaCO}_3$ ) estão em maiores quantidades no horizonte Bivn3, apresentando diâmetro de 0,5 cm.

- Os slickensides são abundantes e presentes em grau forte. Estes slickensides apresentam estriamentos com ângulos entre 20 a 25°, presentes nos horizontes Bivn1 e Bivn2.

## C – ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Composição Granulométrica da TFSA				ADA <sup>1/</sup>	GF <sup>2/</sup>	Densidade		Porosidade <sub>105</sub>
Símbolo	Prof.	Areia Grossa (2-0,21 mm)	Areia Fina (0,21-0,05 mm)	Silte (0,05-0,002 mm)	Argila (<0,002 mm)			Solo <sub>105</sub>	Partícula	
	(cm)	g.kg <sup>-1</sup>					%	g cm <sup>-3</sup>		%
Ap	0-13cm	123	131	294	452	327	28	1,72	2,68	36
Bivn1	13-47cm	80	92	289	539	416	23	1,79	2,82	37
Bivn2	47-83cm	50	58	267	625	503	20	1,85	2,63	30
Bivn3	83-100cm+	59	63	253	625	503	20	1,95	2,66	27

<sup>1/</sup>Argila dispersa em água; <sup>2/</sup> Grau de flocculação

pH (1:2,5)		BASES TROCAVEIS				SOMA	Al <sup>3+</sup>	H+Al	CTC	V	m	P	PST
Água	KCl	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	BASES							
cmolc kg <sup>-1</sup>									%	mg kg <sup>-1</sup>		%	
7,22	6,03	16,65	6,09	1,06	1,39	25,19	0	1,91	27,10	92,95	0	14,30	5,52
8,44	6,68	20,11	8,26	0,43	5,14	33,94	0	0,26	34,20	99,23	0	9,42	15,14
8,64	7,16	17,02	7,82	0,45	16,38	41,67	0	0,00	41,67	100,00	0	36,57	39,31
8,72	7,30	16,51	7,26	0,39	17,20	41,36	0	0,00	41,36	100,00	0	48,53	41,59

DIGESTÃO SULFURICA (H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> 1:1)						SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Carbono Orgânico	Equivalente de CaCO <sub>3</sub>
SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				
dag kg <sup>-1</sup>						Ki	Kr	g.kg <sup>-1</sup>	
15,55	6,436	4,696	0,420	1,202	0,028	4,11	2,80	14,28	4,06
-	-	-	-	-	-	-	-	4,97	4,63
24,75	9,943	6,841	0,365	1,604	0,035	4,23	2,94	4,12	6,25
-	-	-	-	-	-	-	-	3,39	9,81



VERTISSOLO HÁPLICO Sódico típico (P2)

## A - DESCRIÇÃO GERAL

### PERFIL 3

**DATA** - 12.12.12

**CLASSIFICAÇÃO SiBCS:** VERTISSOLO HÁPLICO Órtco típico, textura muito argilosa, A moderado, fase caatinga hiperxerófila, relevo plano.

**LOCALIZAÇÃO:** Estação experimental de Mandacaru (EEMI)- Embrapa semiárido. Sentido Juazeiro -> (EEMI) - Embrapa semiárido. Da primeira entrada da (EEMI) para a estrada distancia-se 1,4 km. Dessa estrada à segunda entrada da (EEMI) percorre-se 700m, existe uma ponte a poucos metros da segunda entrada da (EEMI).

**MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS:** Juazeiro (BA), 9° 23' 32,1''S 40° 24' 47,2''W

**SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL:** Trincheira situada em área plana, com declive de 0-2,5%, sob área de bordadura de plantio experimental de manga (banco de germoplasma).

**ALTITUDE:** 386 m.

**LITOLOGIA:** Calcário Caatinga.

**FORMAÇÃO GEOLÓGICA:** Formação Caatinga.

**CRONOLOGIA:** Terciário/Quaternário.

**MATERIAL ORIGINÁRIO:** Produto de alteração de calcário.

**PEDREGOSIDADE:** Não pedregosa.

**ROCHOSIDADE:** Não rochosa.

**RELEVO LOCAL:** Plano

**RELEVO REGIONAL:** Plano.

**EROSÃO:** Não aparente.

**DRENAGEM:** Moderadamente drenado.

**VEGETAÇÃO PRIMÁRIA:** Caatinga hiperxerófila arbóreo arbustiva pouco densa.

**USO ATUAL:** Manga (*Mangifera indica* L.) irrigada.

**CLIMA:** BSw<sup>h</sup>, da classificação de Köppen.

**DESCRITO E COLETADO POR:** Marcelo Metri Côrrea, Flávio Marques, Glêvia Kamila.

## B - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- Ap** 0-6 cm, bruno-oliváceo (2,5Y 4/4, úmida); argila; moderada média granular; dura, friável, muito plástica e muito pegajosa; transição clara e plana.
- BAv** 6-28 cm, bruno-oliváceo (2,5Y 4/4, úmida); muito argilosa; moderada grande e muito grande prismática e moderada grande e muito grande blocos angulares; muito dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição clara e plana.
- Biv1** 28-62 cm, bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/4, úmida); muito argilosa; moderada grande e muito grande prismática e moderada grande e muito grande blocos angulares; slickensides nítidos e em grau de desenvolvimento moderado; extremamente dura, muito firme, muito plástica e pegajosa; transição gradual e plana.
- Biv2** 62-88 cm, bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/4, úmida); muito argilosa; moderada muito grande prismática e fraca muito grande blocos angulares; slickensides nítidos e em grau de desenvolvimento moderado; extremamente dura, muito firme, muito plástica e pegajosa; transição difusa e plana.
- Biv3** 88-100 cm+, bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/4, úmida); muito argilosa; moderada muito grande prismática e fraca muito grande blocos angulares; slickensides nítidos e em grau de desenvolvimento moderado; extremamente dura, muito firme, muito plástica e pegajosa.

**RAÍZES** - Muitas finas e médias no horizonte Ap; comuns finas e médias no Biv1; poucas médias no Biv2; raras médias no Biv3 e Biv4.

**OBSERVAÇÕES** - Perfil coletado seco; presença de pontuações brancas ( $\text{CaCO}_3$ ) (1-2 mm), reagindo fortemente com HCl 10%, presentes nos horizontes BAv, Biv1, Biv2, Biv4. Fendas verticais da superfície até 1,2 m com largura variando de 0,3 a 1 cm. Rachaduras na superfície (15 cm).

- Superfícies de fricção (S.F., slickensides) em grau moderado e em poucas quantidades no horizonte Biv1; (S.F.) em grau moderado e em grandes quantidades nos horizontes Biv1 e Biv2, pequenos e mais individualizados.

- Presença de seixos quartzosos esféricos e subesféricos na massa dos horizontes Biv1, Biv2 e Biv3, em quantidades raras e tamanho variando de 0,5 a 3 cm.

## C – ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Composição Granulométrica da TFSA				ADA <sup>1</sup>	GF <sup>2</sup>	Densidade		Porosidade <sub>105</sub>
Símbolo	Prof.	Areia Grossa (2-0,21 mm)	Areia Fina (0,21-0,05 mm)	Silte (0,05-0,002 mm)	Argila (<0,002mm)			Solo <sub>105</sub>	Partícula	
	(cm)	g.kg <sup>-1</sup>				---	%	g cm <sup>-3</sup>		---
Ap	0-6cm	100	151	157	592	302	49	-	2,61	-
BAv	6-28cm	78	105	139	678	345	49	1,65	2,78	41
Biv1	28-62cm	74	103	125	698	323	54	1,57	2,70	42
Biv2	62-88cm	72	100	136	692	343	50	1,58	2,78	43
Biv3	88-100cm+	58	92	115	735	342	53	1,60	2,72	41

<sup>1/</sup>Argila dispersa em água; <sup>2/</sup> Grau de floculação

pH (1:2,5)		BASES TROCAVEIS				SOMA	Al <sup>3+</sup>	H+Al	CTC	V	m	P	PST
Água	KCl	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	BASES							
----- cmolc kg <sup>-1</sup> -----									%		mg kg <sup>-1</sup>	---	
7,60	6,73	21,33	3,15	1,38	0,37	26,23	0	1,13	27,36	95,86	0	42,90	1,41
7,80	6,80	18,99	3,26	0,38	0,60	23,23	0	0,26	23,49	98,87	0	0,93	2,58
7,83	7,00	20,24	3,02	0,11	0,46	23,83	0	0,35	24,18	98,55	0	0,85	1,93
7,98	7,08	23,06	2,97	0,15	0,76	26,94	0	0,27	27,21	99,02	0	0,83	2,82
7,89	7,05	22,20	3,04	0,12	1,30	26,66	0	0,09	26,75	99,67	0	0,96	4,88

DIGESTÃO SULFURICA (H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> 1:1)						SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Carbono Orgânico	Equivalente de CaCO <sub>3</sub>
SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				
----- dag kg <sup>-1</sup> -----						Ki	Kr	----- g.kg <sup>-1</sup> -----	
23,9	15,043	4,474	0,230	1,436	0,042	2,70	2,27	13,84	3,88
-	-	-	-	-	-	-	-	5,45	4,00
22,6	18,102	5,130	0,240	1,653	0,003	2,12	1,80	3,88	4,19
-	-	-	-	-	-	-	-	3,10	4,00
27,4	18,357	5,225	0,259	1,687	0,0007	2,54	2,15	2,85	4,63





VERTISSOLO HÁPLICO Órtico típico (P3)

## A - DESCRIÇÃO GERAL

### PERFIL 4

**DATA** - 10.12.12

**CLASSIFICAÇÃO SiBCS:** VERTISSOLO HÁPLICO Órtico solódico epirodóxico, textura muito argilosa, A moderado, fase caatinga hiperxerófila, relevo suave ondulado.

**LOCALIZAÇÃO:** Usina Aliança. Sentido: Salvador -> Feira de Santana (BR 324). Entra-se a direita, numa “bifurcação” situado a poucos metros antes da placa km 560. Percorre-se 2 km, onde é observado um vilarejo (Nazaré do Jacuípe), oposto a este vilarejo, situa-se o ponto que irá para a trincheira. Desse ponto desloca-se 300m e dobra (vira a esquerda ou direita?) deslocando-se mais 600 m, chegando dessa forma no local da trincheira.

**MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS:** Terra Nova (BA), 12° 29' 99"S 38° 38' 216"W (SAD 69); 12° 29' 114"S 38° 38' 227"W (WGS) Garmin Etrex.

**SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA SOBRE O PERFIL:** Descrito e coletado em barranco de estrada, em terço médio de encosta com 7% de declive, sob cana-de-açúcar.

**ALTITUDE:** 86 m.

**LITOLOGIA:** Folhelhos com lentes de calcário.

**FORMAÇÃO GEOLÓGICA:** Grupo Santo Amaro.

**CRONOLOGIA:** Cretáceo.

**MATERIAL ORIGINÁRIO:** Folhelho verde oliváceo intercalado com calcário.

**PEDREGOSIDADE:** Não pedregosa.

**ROCHOSIDADE:** Não rochosa.

**RELEVO LOCAL:** Suave ondulado.

**RELEVO REGIONAL:** Suave ondulado e ondulado.

**EROSÃO:** Laminar ligeira.

**DRENAGEM:** Imperfeitamente drenado.

**VEGETAÇÃO PRIMÁRIA:** Floresta ombrófila densa.

**USO ATUAL:** Cana-de-açúcar.

**CLIMA:** Af, da classificação de Köppen.

**DESCRITO E COLETADO POR:** Marcelo Metri Côrrea, Odair, Glêvia Kamila.

## B - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- Ap** 0-16 cm, bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, úmida); argilosa; moderada pequena e média, blocos subangulares e moderada pequena e média, granular; dura, friável, muito plástica e muito pegajosa; transição abrupta e plana.
- ABv** 16-26 cm, bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, úmida); muito argilosa; moderada grande e muito grande prismática; extremamente dura, muito firme, muito plástica e pegajosa; transição abrupta e plana.
- Bivn1** 26-53 cm, coloração variegada, composta de bruno-forte (7,5YR 5/8, úmida), bruno amarelado (10YR 5/6 úmida) e oliva-claro-acinzentado (5Y 6/3 úmida); muito argilosa; moderada muito grande prismática e moderada média e grande blocos angulares; slickensides nítidos e em grau de desenvolvimento forte; extremamente dura, muito firme, muito plástica e muito pegajosa; transição clara e plana.
- Bivn2** 53-71 cm, coloração variegada, composta de bruno amarelado (10YR 5/6, úmida) e cinzento-oliváceo-claro (5Y 6/2 úmida); muito argilosa; fraca muito grande prismática; slickensides nítidos e em grau de desenvolvimento forte; extremamente dura, muito firme, muito plástica e muito pegajosa; transição gradual e plana.
- Cvn** 71-100 cm+, coloração variegada, composta de cinzento-oliváceo-claro (5Y 6/2 úmido) e amarelo-oliváceo (5Y 6/8 úmido); muito argilosa; maciça; slickensides nítidos e em grau de desenvolvimento forte; extremamente dura, muito firme, muito plástica e pegajosa.

**RAÍZES** - Muitas finas no horizonte Ap; poucas finas no horizonte ABv; raras finas nos horizontes Bivn1, Bivn2 e Cvn.

**OBSERVAÇÕES** - Perfil coletado úmido; forte efervescência das pontuações brancas ( $\text{CaCO}_3$ ) presentes na massa do solo com HCl 10%, nos horizontes Bivn2 e Cvn. Fendas verticais estendendo-se até 1m (parou de cavar) com largura de 2,5 cm. Rachaduras na superfície do solo (8 cm).

- Presença de superfície de fricção (slickensides) nos horizontes Bivn1, Bivn2 e Cvn, essas superfícies são encontradas com frequência e em grau bem desenvolvido, são grandes e contínuos. Em raras partes são observados fracos estriamentos.

- Presença de pontuações negras nos horizontes Bivn2 e Cvn.

- O horizonte Cvn apresenta grande quantidade de perfurações muito pequenas (1mm ou menos) semelhantes as encontradas em Porto Calvo – Alagoas.

- Quanto mais próximo a superfície, as superfícies de fricção apresentam ângulos menores de inclinação.

## C – ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Composição Granulométrica da TFSA				ADA <sup>1/</sup>	GF <sup>2/</sup>	Densidade		Porosidade <sub>105</sub>	
Símbolo	Prof.	Areia Grossa (2-0,21mm)	Areia Fina (0,021-0,05 mm)	Silte (0,05-0,002 mm)	Argila (<0,002 mm)			Solo <sub>105</sub>	Partícula		
	(cm)	g.kg <sup>-1</sup>				---	% ---	g cm <sup>-3</sup>		----	% ----
Ap	0-16cm	159	114	199	528	323	39	1,61	2,67	39	
ABv	16-26cm	57	56	239	648	359	45	1,82	2,76	34	
Bivn1	26-53cm	5	6	224	765	350	54	1,77	2,85	38	
Bivn2	53-71cm	3	6	222	769	128	83	1,84	2,83	35	
Cvn	71-100cm+	4	7	170	819	304	63	1,83	2,87	36	

<sup>1/</sup>Argila dispersa em água; <sup>2/</sup> Grau de flocculação

pH (1:2,5)		BASES TROCAVEIS				SOMA	Al <sup>3+</sup>	H+Al	CTC	V	m	P	PST
Água	KCl	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	BASES							
-----						cmolc kg <sup>-1</sup>	-----			%	mg kg <sup>-1</sup>	----	% ----
5,43	4,50	14,95	8,86	0,58	0,42	24,81	0,05	6,60	31,41	79,00	0,20	2,55	1,69
5,59	4,55	18,39	11,03	0,29	0,70	30,41	0,10	6,98	37,39	81,33	0,33	0,57	2,30
4,53	3,65	18,57	12,58	0,31	2,07	33,53	7,73	18,67	52,20	64,23	18,73	0,43	6,17
4,60	3,71	23,18	16,35	0,42	3,45	43,40	3,35	11,19	54,59	79,50	7,17	0,32	7,95
7,20	6,25	25,18	21,96	0,23	4,54	51,91	0	1,68	53,59	96,87	0,00	28,48	8,75

DIGESTÃO SULFURICA (H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> 1:1)						SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Carbono Orgânico	Equivalente de CaCO <sub>3</sub>	
SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					
-----						Ki	Kr	-----		g.kg <sup>-1</sup>
23,8	10,097	7,183	0,351	1,144	0,043	4,01	2,76	13,24	3,75	
-	-	-	-	-	-	-	-	12,33	4,38	
34,4	15,651	9,354	0,226	1,462	0,024	3,74	2,71	8,32	4,00	
-	-	-	-	-	-	-	-	5,21	4,25	
36,0	15,651	8,802	0,341	1,399	0,043	3,91	2,88	4,67	5,31	



VERTISSOLO HÁPLICO Órtico solódico epirredóxico (P4)