

UFRRJ
INSTITUTO DE AGRONOMIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA
CIÊNCIA DO SOLO

DISSERTAÇÃO

Gênese e Classificação de Solos em Ambiente
Cárstico na Chapada do Apodi

Edilene Pereira Ferreira

2013



**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE AGRONOMIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA
CIÊNCIA DO SOLO**

**GÊNESE E CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS EM AMBIENTE
CÁRSTICO NA CHAPADA DO APODI**

EDILENE PEREIRA FERREIRA

Sob a Orientação da Professora
Lúcia Helena Cunha dos Anjos

e

Co-orientação do Professor
Gustavo de Souza Valladares

Dissertação submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestra em Ciências** no Curso de Pós-Graduação em Agronomia, Área de Concentração em Ciência do Solo.

Seropédica, RJ
Fevereiro, 2013

631.498132

F383g

T

Ferreira, Edilene Pereira, 1986-

Gênese e classificação de solos em ambiente cárstico na Chapada do Apodi / Edilene Pereira Ferreira. – 2013.

107 f.: il.

Orientador: Lúcia Helena Cunha dos Anjos.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Curso de Pós-Graduação em Agronomia – Ciência do Solo, 2013.

Bibliografia: f. 73-83.

1. Solos – Formação – Apodi, Chapada do (CE e RN) – Teses. 2. Solos – Classificação - Apodi, Chapada do (CE e RN) - Teses. 3. Minerologia do solo - Apodi, Chapada do (CE e RN) – Teses. 4. Estrutura do solo - Apodi, Chapada do (CE e RN) - Teses. I. Anjos, Lúcia Helena Cunha dos, 1957-. II. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. Curso de Pós-Graduação em Agronomia – Ciência do Solo. III. Título.

É permitida a cópia parcial ou total desta dissertação, desde que seja citada a fonte.

**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE AGRONOMIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA – CIÊNCIA DO SOLO**

EDILENE PEREIRA FERREIRA

Dissertação submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestra em Ciências**, no Curso de Pós-Graduação em Agronomia, área de concentração em Ciência do Solo.

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 25/02/2013

Lúcia Helena Cunha dos Anjos. Ph.D. UFRRJ
(Orientadora)

Marcos Gervasio Pereira. Dr. UFRRJ.

Antonio Carlos Azevedo. Ph.D. USP-ESALQ.

*Ao Rafael Cipriano, com amor.
Ofereço.*

*Aos meus pais, Ana Maria Pereira e Tibério José Ferreira,
Aos meus familiares e amigos.
Dedico*

AGRADECIMENTOS

A Deus.

Aos meus pais, Ana Maria e Tibério, simplesmente, por tudo.

A minha Família, por ter me concedido todo o apoio e incentivo a prosseguir em meus estudos. Ao meu irmão Adailton Pereira Ferreira, por ter me apresentado a UFRRJ.

Ao Rafael Cipriano da Silva, pela sua grandeza como ser humano. Por seu valioso caráter e por sua dignidade. Por tudo que representa em minha vida. Por está presente em todos os momentos, pelo companheirismo e compreensão.

À minha orientadora Lúcia Helena Cunha dos Anjos pelo apoio, pelo conhecimento transmitido, pelo exemplo de profissionalismo. Ainda pela paciência e pela contribuição a minha formação.

Ao Marcos Gervasio Pereira por todos os anos de apoio, ensinamentos, pelo exemplo de profissionalismo e, sobretudo, pela generosidade, pela paciência e por todas as oportunidades a mim concedidas.

Ao professor e co-orientador Gustavo Valladares, por seu apoio na escolha das áreas de estudo, além das sugestões e auxílio prestado na elaboração deste trabalho.

Ao professor Ricardo Espindola pela ajuda na coleta das amostras e pelo fornecimento de algumas referências.

Ao Professor Marcio Francelino, pelas discussões e empréstimo de materiais.

Ao Professor Antonio Carlos Azevedo, pelo suporte nas análises de mineralogia e micromorfologia, na ESALQ/USP.

A Marlen Barros por todo o auxílio, principalmente na avaliação das lâminas de micromorfologia.

Aos professores do curso de Engenharia Agrônômica da UFRRJ, pela amizade, formação e conhecimentos adquiridos.

A todos os alunos e estagiários do Laboratório de Gênese e Classificação do Solo, pelo apoio, amizade e experiências. Ao Arcângelo Loss pela amizade e a oportunidade de desenvolvimento de alguns trabalhos. Ao Dyuliano Soares pela ajuda na execução de análises laboratoriais e pela amizade.

À Universidade Federal “Rural” do Rio de Janeiro (UFRRJ) que durante a graduação e agora no mestrado me proporcionou tantas oportunidades.

Aos meus grandes amigos: Fabiola Vieira, Viviane Ferreira, Ciro Morais e Ludmilla Alves.

Aos Funcionários do curso de pós-graduação em Agronomia- Ciência do solo Roberto, Marquinhos e Wagner.

Aos funcionários do Departamento de Solos, Maria Helena, Leandro, Cristiane, Pedro e Carlinhos.

Ao CNPq pela concessão da bolsa de estudos e pelo auxílio financeiro deste projeto.

Ao corpo docente e aos colegas do Curso de Pós-Graduação em Agronomia- Ciência do solo pelos seus ensinamentos e experiências compartilhadas.

BIOGRAFIA

Edilene Pereira Ferreira, nascida em 13 de agosto de 1986 em Januária, Estado de Minas Gerais, filha de Ana Maria Pereira Ferreira e Tibério José Ferreira. Concluiu o ensino médio e técnico em agropecuária em 2005, no Centro Federal de Educação Tecnológica - Campus de Januária - Minas Gerais. Ingressou na Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro no primeiro semestre do ano de 2006 no curso de Agronomia, onde se graduou em fevereiro de 2011. Durante a graduação foi bolsista de iniciação científica no período de setembro de 2007 a julho de 2010, no laboratório de Gênese e Classificação do Solo. Em março de 2011, ingressou no Curso de Pós-Graduação em Agronomia - Ciência do Solo.

RESUMO

Ferreira, Edilene Pereira. **Gênese e classificação de solos em ambiente cárstico na Chapada do Apodi. 2013.** 105f. Dissertação (Mestrado em Agronomia, Ciência do Solo). Instituto de Agronomia, Departamento de Solos, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, **2013.**

O objetivo do estudo foi avaliar a gênese dos solos de ambiente cárstico e contribuir para o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS), através da identificação de horizontes diagnósticos com acumulação de carbonatos de cálcio. Os solos estão localizados na Chapada do Apodi, entre o Ceará e Rio Grande do Norte, e se originam de materiais da formação Jandaíra de litologia carbonática. Os quatro perfis estão em distintas posições do relevo, sendo o P1 em área de terraço coluvial, o P2 e P3 no topo da chapada em relevo plano, e o P4 em relevo ondulado. Foram caracterizadas as propriedades morfológicas, físicas, químicas, mineralógicas e micromorfológicas dos solos. A influência do calcário na formação dos solos é confirmada pela morfologia, elevados valores de equivalente de carbonato de cálcio, distribuição irregular de CaCO_3 , elevados valores de Ca, pH na faixa alcalina e elevada CTC, além da mineralogia e micromorfologia. Foi identificado o caráter carbonático nos perfis P2, P3 e P4, e o P1 apresentou o caráter com carbonato na maioria dos horizontes. Nos perfis P1, P2 e P4 ocorre distribuição irregular dos carbonatos e nódulos de calcita, indicando a origem pedogênica dos carbonatos; enquanto no P3 o alto valor de carbonato de cálcio é influenciado pela rocha subjacente. A mineralogia das frações silte e areia foi semelhante nos horizontes subsuperficiais, predominando calcita e quartzo. A esmectita está presente na fração argila do P1 e em alguns horizontes em P2 (CcK_m e Ck_r) e P3 (2Ck_r). Já a caulinita predominou em todos os horizontes do P2, P3 e P4 e a vermiculita ocorreu em menor expressão. A micromorfologia indicou que os nódulos calcíticos estão em maior proporção e em maior tamanho no Bick-P2, comparado ao horizonte 3Bik-P1, com nódulos típicos e geóidicos, puros e fortemente impregnados pelo material carbonático do solo. No 3Bik-P1 foram observadas as feições de revestimento de calcita junto a revestimentos ou quase-revestimentos de ferro. Essas feições ocorrendo em um mesmo perfil evidenciam influência de paleoclimas na pedogênese. Os valores de CaCO_3 equivalente, que caracterizam o horizonte cálcico, foram muito elevados e bem acima dos valores mínimos utilizados no SiBCS. Assim, sugere-se a definição de classe em nível hierárquico inferior para distinguir esses solos de outros com horizonte cálcico, mas com menor valor. O perfil P2 possui características que podem ser usadas para aperfeiçoar a taxonomia dos Cambissolos, como a inclusão do caráter litocarbonático, a ser usado no quarto nível categórico, quando o horizonte não for contínuo, e o atributo concrecionário a ser adotado no 5º nível categórico do SiBCS. Na gênese dos solos da Chapada do Apodi foi observada a influência de sedimentos de origem coluvial relacionados às rochas calcárias e vestígios de cobertura sedimentar em alguns pontos mais baixos da paisagem. A morfologia e mineralogia do solo mostram a possível influência de eventos distintos, característicos de paleoclimas, na formação dos solos da Chapada do Apodi. Os solos foram classificados no SiBCS e de acordo com sugestões desse estudo em: P1 - Cambissolo Háplico Carbonático vertissólico, P2 - Cambissolo Háplico Carbonático litocarbonático concrecionário (proposta), P3 - Luvisolo Crômico Pálico petroplíntico e P4 - Neossolo Litólico Carbonático típico.

Palavras-chave: SiBCS. Calcificação. Clima semi-árido. Nordeste brasileiro.

ABSTRACT

Ferreira, Edilene Pereira. **Genesis and classification of soils in carstic environment of the Chapada do Apodi.** 2013. 105p. Dissertation (Master Science in Agronomy, Soil Science). Instituto de Agronomia, Departamento de Solos, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2013.

The objective of this study was to evaluate the genesis of soils in karst environment, and to contribute to the Brazilian System of Soil Classification (SiBCS), through the identification of diagnostic horizons with accumulation of calcium carbonates. The soils are located in the Apodi Plateau, reaching the states of Ceará and Rio Grande do Norte, and they originate from materials from the Jandaíra Formation of carbonate lithology. The four profiles are in different positions of the relief, the P1 in a colluvial terrace, the P2 and P3 at the top of the plateau and also plain relief, and P4 in an undulated relief. The soil morphological, physical, chemical, and mineralogical and micromorphological properties were characterized. The influence of the calcareous materials in the soils formation is confirmed by their morphology, the high values of equivalent calcium carbonate, the irregular distribution of calcium carbonate, high Ca levels and pH values in the alkaline range, and high cation exchange capacity (CEC); besides the mineralogy and micromorphology. The high calcium carbonate levels in the profiles P2, P3 and P4 identified the carbonate diagnostic character; and in P1 the character with carbonate in most horizons. The P1, P2 and P4 profiles presented uneven distribution of carbonates and calcite nodules, indicating pedogenic origin of the carbonates; whereas in P3 the high value of calcium carbonate is influenced by the underlying rock. The silt and sand fractions mineralogy were similar in the subsurface horizons, and predominantly calcite and quartz minerals. The smectite was present in the clay fraction of all horizons in P1, and in some horizons in P2 and P3 (2CKr). While kaolinite was predominant in all horizons of P2, P3 and P4, and vermiculite showed least amount. Micromorphology indicated that the calcitic nodules are at greater proportion and larger in the B_{ic}K-P2 when compared to 3B_iK-P1, with typical pure and geóidicos nodules, and highly impregnated by the carbonate soil material. In the horizon 3B_iK-P1 there were observed coating of calcite along with near-coverings or coatings of iron. These features occurring in the same profile are evidence of paleoclimate influence in the soil genesis. The values of equivalent CaCO₃, which characterize the calcic horizon, were very high and well above the minimum adopted by the SiBCS. Thus, it is suggested the definition of a class in a lower hierarchical level to distinguish these from other soils with calcic horizon, but with lower values. Profile P2 showed characteristics that might be important to the taxonomy of the Cambisols, such as the inclusion of a character lithocarbonate, when the horizon is not continuous, in the 4th category level, and the attribute concretionary in the 5th level of the SiBCS. The genesis of soils in Apodi Plateau reflected the influence of colluvial sediments related to the limestone, and indication of a sedimentary coverage in the lower landscapes. The soil morphology and mineralogy showed the possible influence of distinct events, characteristic of paleoclimates, in the formation of the soils of the Apodi Plateau. The soils were classified in the SiBCS and according to proposal of this study as: P1- Cambisol Haplic Carbonatic vertisolic, P2- Cambisol Haplic Carbonatic Lithocarbonatic concretionary (proposal), P3 - Luvisol Chromic Palic petroplintic, and P4 – Neosol Litolic Carbonatic typic.

Key words: SiBCS. Calcification. Semiarid climate. Brazilian Northeast.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	1
2 REVISÃO DE LITERATURA	2
2.1 Sistema Cárstico	2
2.2 Formação e Desenvolvimento de Feições Cársticas	3
2.3 Gênese de Solos no Ambiente Cárstico	4
2.4 Atributos de Solos de Ambiente Cárstico e Ocorrência no Brasil.....	8
2.5 A Formação Jandaíra na Chapada do Apodi e os Solos da Região.....	11
2.6 Mineralogia dos Solos.....	13
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	17
3.1 Características Gerais da Área	17
3.2 Coleta e Descrição de Perfis de Solos.....	19
3.3 Caracterização Analítica dos Solos	22
3.3.1 Análises químicas	22
3.3.2 Carbono orgânico e caracterização da matéria orgânica do solo.....	24
3.3.3 Análises físicas	25
3.3.4 Análises mineralógicas	26
3.3.5 Análises micromorfológicas	26
3.3.6 Classificação dos solos	27
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	28
4.1 Propriedades Morfológicas	28
4.2 Propriedades Físicas	33
4.2.1 Análise granulométrica	33
4.2.2 Densidade do solo, densidade das partículas e porosidade do solo	35
4.3 Propriedades Químicas.....	36
4.3.1 Caracterização química.....	36
4.3.2 Equivalente de carbonato de cálcio.....	40
4.3.3 Carbono orgânico total e substâncias húmicas	42
4.3.4 Complexo de meteorização.....	44
4.4 Propriedades Mineralógicas	47
4.4.1 Fração areia.....	47
4.4.2 Fração silte	48
4.4.3 Fração argila	50
4.5 Propriedades Micromorfológicas	58
4.6 Gênese dos Solos na Chapada do Apodi.....	67
4.7 Classificação dos Solos	69
5 CONCLUSÕES	71
6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	73
7. ANEXOS	84

1 INTRODUÇÃO

Os ambientes cársticos cobrem significativas parcelas de áreas agrícolas no planeta, especialmente nas regiões áridas e semi-áridas, e possuem grande potencial econômico, como reserva de água no subsolo e fonte de materiais para mineração. Vários estudos mostram a ocupação humana dessas áreas desde a idade pré-paleolítica, em função da riqueza dos ambientes cársticos em mananciais hídricos e paisagens. O ambiente cárstico é caracterizado por um conjunto de paisagens que estão associadas a condições climáticas e geomorfológicas. A gênese dos solos é fortemente influenciada pelas formas exocársticas e endocársticas nesse ambiente, como exemplo, a presença de dolinas que representam pontos de acúmulo de sedimentos. Em subsuperfície, a presença de formas endocársticas, como fraturas e cavernas, que influenciam a dinâmica da água no sistema solo e na paisagem.

A Chapada do Apodi está localizada na divisa dos estados do Rio Grande do Norte e Ceará em uma área influenciada pela litologia carbonática da Formação Jandaíra. Os solos nessa área possuem atributos diferenciados em relação aos demais solos da região. Levantamentos generalizados de solos indicam os Cambissolos como a classe predominante, porém estudos detalhados apontam para um mosaico de solos na área, com ocorrência de classes bastante distintas em termos de grau de pedogênese em curtas distâncias. Essa área têm se destacado como importante pólo de exploração agrícola na região Nordeste do Brasil (Mota et al., 2007).

O relevo no topo da Chapada do Apodi varia de suave ondulado a plano e a região tem boa viabilidade de irrigação pela proximidade de rios perenes. Assim, a fruticultura irrigada na região, com o cultivo de banana, acerola, manga, uva, graviola e melão mudou o cenário econômico local, antes composto por pecuária extensiva, agricultura de sequeiro e extrativismo de cera da carnaúba (Alencar, 2002). As informações pedológicas da Chapada do Apodi, assim como em outros solos desenvolvidos de calcário no Brasil são ainda reduzidas. O que ressalta a importância de pesquisas sobre a gênese e classificação desses solos, para dar suporte para áreas afins, como: avaliação da potencialidade agrícola, planejamento do uso e definição de técnicas adequadas de manejo das terras.

Dentre as características dos solos desenvolvidos em regiões cársticas destacam-se os teores elevados de carbonato de cálcio, que podem levar a formação de horizontes cálcicos ou petrocálcicos. Nesse contexto, a hipótese do estudo é de que no ambiente cárstico da Chapada do Apodi, os fatores de formação de solos favorecem a ocorrência desses horizontes diagnósticos ou caráter carbonático, propriedades que ainda requerem validação no Sistema Brasileiro de Classificação de solos (SiBCS).

O objetivo geral desse estudo foi o de estudar a gênese dos solos de ambiente cárstico na Chapada do Apodi e contribuir para o SiBCS, através da identificação de horizontes diagnósticos com acumulação de carbonatos de cálcio.

Os objetivos específicos são:

- a) caracterização de solos formados de materiais calcários;
- b) fracionamento químico da matéria orgânica do solo;
- c) identificar os principais constituintes mineralógicos da fração areia, silte e argila nos horizontes diagnósticos subsuperficiais;
- d) caracterização micromorfológica de horizontes diagnósticos dos solos; e
- e) estudar a gênese e classificar solos formados a partir de rochas e sedimentos de natureza calcária, na Chapada do Apodi.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Sistema Cárstico

A origem do termo Karst (alemão) ou Carso (italiano) foi da primeira região onde este tipo de relevo foi estudado, localizada na Eslovênia, denominada de Kras. Acredita-se que a palavra tem origem na língua pré-Indo-Européia, significando solo nu, pedregoso, rocha e ainda “campo de pedras de calcário” (Sweeting, 1973; Silva, 1973).

No Brasil é mais usado o termo carste, que faz referência a tipo de paisagem natural com características específicas em relação aos aspectos hidrológicos e de relevo, associadas à existência combinada de rochas com alta solubilidade e porosidade secundária bem desenvolvida (Ford & Williams, 1989). Os processos que estão associados a esta paisagem cárstica são chamados “fenômenos cársticos”. O carste é encontrado em rochas solúveis, como o calcário, mármore e o dolomito, mas pode inclusive se desenvolver sobre o evaporito (Williams & Fong, 2008).

O carste possui um conjunto de formas topográficas que são compostas por dois domínios característicos: um superficial (exocarste) e outro subterrâneo (endocarste). Nas formas superficiais são mais comuns as formas de: cones, torres, dolinas, pontes naturais, vales cegos e semicegos, uvalas, poljes, sumidouros, nascentes, ressurgências, lapiás e tufas. E o endocarste está representado pelas cavernas e outros conjunto de dutos de dissolução, galerias e grutas (Hardt, 2004; Shinzato, 1998).

Na Formação Jandaíra, encontrada na Chapada do Apodi, as formas exocársticas reportadas foram os poljes, as uvalas e as dolinas. E no que se refere às formas endocársticas, as cavernas (ANA, 2010).

O carste é tido como um sistema no qual suas características são variáveis em função do aspecto climático, da pureza da rocha e da topografia da região à qual esta inserida. Alguns fatores possuem destaque principal quando se fala na gênese e evolução do sistema cárstico. A paisagem é resultado principalmente da ação da água, e uma característica essencial é a presença de drenagens verticais e subterrâneas, sendo que a forma de drenagem indica o grau de maturidade do sistema cárstico. Em fase inicial predomina no sistema, a drenagem vertical, mas na medida em que este vai se tornando maduro, a drenagem vertical desaparece e predomina a drenagem subterrânea. No sistema cárstico ocorrem dois mecanismos por onde ocorre à circulação da água, o primeiro é identificado como porosidade primária, onde a circulação é mínima, e o segundo porosidade secundária, com maior circulação. O sedimento carbonático se deposita e adquire uma porosidade primária, que é praticamente eliminada durante a cimentação diagenética. A porosidade secundária é originada pela dissolução e abrasão mecânica e é destruída, por cimentação ou pela deposição (White, 1988 apud Hardt, 2004; Xavier Neto, 2006).

De acordo com a variação do fluxo de água no sistema, as feições cársticas são alteradas, sendo assim, a evolução do processo de carstificação é contínua e pode ser interrompida e retomada várias vezes ao longo do tempo, conferindo o caráter policíclico ao sistema. A diminuição de gás carbônico resulta em solução aquosa supersaturada de carbonato de cálcio, levando a cimentação calcítica, o que também destrói a porosidade secundária. O aumento da concentração do gás carbônico dissolvido na água favorece a dissolução e o aumento da temperatura diminui a solubilidade do carbonato de cálcio (Loucks, 2001).

O termo carste era empregado somente para áreas de rochas calcárias. Porém, hoje ele vem sendo também usado em litologias não calcárias. Do mesmo modo, as feições cársticas têm sido descritas em formações de rochas siliciclásticas, como é o caso de arenitos, quartzitos ou gnaisses, onde a evolução desses sistemas é explicada pela exposição das rochas

por longo tempo a atuação do intemperismo (Uagoda et al., 2006). Embora seja discutido que o conceito de carste está relacionado à alta solubilidade dos materiais que compõem a rocha, o que não é observado nos materiais não carbonáticos.

Apesar das discussões, a principal litologia onde ocorre o carste são sobre rochas carbonáticas, em função da própria natureza desses materiais. As estimativas mostram que as rochas carbonáticas representam cerca de 10% a 15% da superfície terrestre (Figura 1) totalizando rochas aflorantes e em subsuperfície. Outros levantamentos mostram valor de 11% da superfície continental não congelada do planeta, em que os carbonatos subsuperficiais, envolvidos na circulação de água subterrânea, abrangem 14% da área mundial. Os aquíferos carbonáticos abastecem 25% da população mundial, sendo a agricultura uma das principais atividades consumidoras, e no território brasileiro, essa distribuição geográfica abrange cerca de 7% (Ford & Williams, 1989).

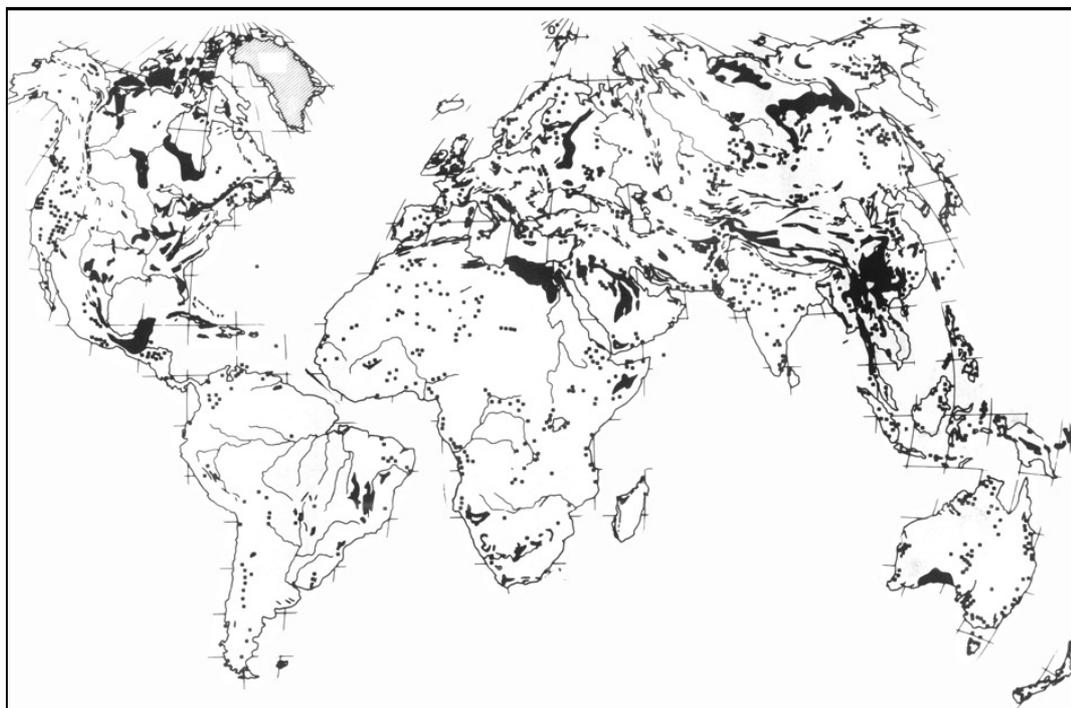


Figura 1: Distribuição de rochas carbonáticas superficiais no mundo (adaptado de Ford & Williams, 1989).

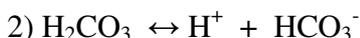
2.2 Formação e Desenvolvimento de Feições Cársticas

Para o desenvolvimento do sistema cárstico é preciso algumas condições, tais como a rocha solúvel com permeabilidade de fraturas; relevo com gradientes hidráulicos moderados e altos; clima com disponibilidade de água, em virtude de a dissolução ser a principal causa da formação destes sistemas (Karmann, 2000).

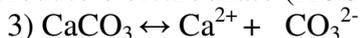
O processo de carstificação nos trópicos é mais intenso do que nas regiões temperadas, pelas condições de elevadas temperatura e precipitação. Além disso, as águas dos trópicos apresentam maior acidez, devido à presença de ácidos de origem orgânica e do gás carbônico originado da intensa atividade bioquímica nos solos. Por outro lado, vários estudos mostram maior solubilidade da calcita em águas mais frias (Karmann, 2000; Bigarella et al., 1994).

Dentro do conjunto de reações que promovem o desenvolvimento do sistema cárstico, temos a reação de dissolução da rocha carbonática, em função da reação de hidrólise da calcita (CaCO_3). A água da chuva reage com o CO_2 da atmosfera ou liberado da decomposição da matéria orgânica do solo, formando ácido carbônico, tornando-se uma

solução aquosa ácida (ácido fraco). O ácido carbônico dissocia-se em bicarbonato e íons de hidrogênio.



Na rocha carbonática, ocorrerá dissolução da calcita, em cálcio e carbonato e consecutivamente, ocorre a dissociação do hidrogênio (íon H^+) e do carbonato (CO_3), obtendo como produto o bicarbonato (HCO_3^-) (White, 1988; Xavier Neto, 2006).



Sendo assim, em um aquífero carbonático, o principal ânion em solução é o HCO_3^- e a alta solubilidade do bicarbonato de cálcio propicia que ele seja carreado para fora do sistema. O cálcio e o gás carbônico são responsáveis pelo equilíbrio químico da reação. De forma que, ocorre deslocamento da reação para a direita e mais calcita será dissolvida se aumentar a concentração de gás carbônico. Ocorrerá o efeito contrário, se diminuir ou atingir níveis zero a concentração de CO_2 , a solução saturada de bicarbonato irá gerar um precipitado fino de CaCO_3 . Esses níveis de gás carbônico interferem na criação da porosidade secundária, que por sua vez, favorecem a maior circulação de água e assim a evolução do carste (Jennings, 1985; Xavier Neto, 2006).

Outros fatores como, variações de pressão e temperatura, fenômenos de misturas de água com diferentes condições de equilíbrio de pressão de CO_2 e processos biológicos também podem favorecer a dissolução ou a precipitação de CaCO_3 (Xavier Neto, 2006).

A dissolução dos minerais de rochas carbonáticas pode ocorrer por duas formas. Na dissolução congruente, todos os componentes de um mineral se dissolvem, esse é o caso de ocorrência comum do sistema cárstico e incongruente quando partes dos minerais se dissolvem (Ford & Williams, 1989). Quando a dissolução é congruente, o carste evolui com mais rapidez, e as formas são mais notórias. Ao passo que, se a dissolução é incongruente, os resíduos decorrentes da dissolução da rocha formarão solos e depósitos diversos, que poderão ocultar ou mudar a aparência do relevo, de forma que a existência do carste sobre determinada área será menos evidente (Hardt, 2004).

2.3 Gênese de Solos no Ambiente Cárstico

A formação, evolução e distribuição espacial dos solos na paisagem, possui muitos aspectos a serem estudados, como a compreensão da paisagem no qual está inserido, os materiais geológicos que originam os solos, as superfícies geomórficas e as suas morfocronologias, nas diversas condições paleoambientais que lhes deram origem (Vidal-Torrado et al., 2005).

De modo geral, nos solos desenvolvidos a partir do substrato carbonático é ainda maior a carência de estudos. Principalmente, pela complexidade das rochas carbonáticas, associadas aos filitos, argilitos, margas, arenitos ou siltitos, entre outros. Entre os estudos sobre a gênese de solos nessa litologia no Brasil destacam-se: Shinzato (1998), Oliveira et al., (1998), Alencar (2002), Mota (2004) e Girão (2011).

Um dos principais aspectos que influencia os atributos dos solos formados é a pureza do calcário. Esta rocha sedimentar, de origem orgânica e relativamente homogênea na sua composição química, é constituída de precipitados de carbonatos originados da ação direta ou indireta de organismos ou da acumulação de restos de organismos (ex. corais). O calcário é considerado puro quando apresenta 92% de carbonatos, podendo ser de dois tipos, que correspondem basicamente a dois minerais, carbonato de cálcio e carbonato de magnésio. Os 8% restantes são de impurezas, que são materiais menos solúveis, tais como: matéria orgânica, óxidos de ferro, argilas, sílica entre outros (Shinzato, 1998).

A gênese de solos a partir do substrato calcário leva a grande variedade de classes, em função das impurezas neles contidas e da heterogeneidade dos materiais (Lutz, 1947 apud Silva, 1973). No Brasil foram identificadas diversas classes de solos em ambiente cárstico, desenvolvidas sobre embasamento calcário ou sobre outros materiais e sedimentos sobre essas rochas, influenciadas ou não pela rocha calcária. Entre outros fatores que determinam as características do ambiente cárstico estão: a estrutura da rocha (granulometria), a porosidade, a presença de maior ou menor conjunto de fissuras e fraturas, a presença de impurezas na formação da rocha, o mergulho das camadas e a ocorrência de dobras (Pereira & Schiavo, 2008).

Em estudos de Dolabella (1958) foi observado que na dissolução do calcário, a fração de impurezas não se dissolve, restando um resíduo ferruginoso de quartzo e argila. Porém, esses autores, ao averiguarem a composição desses materiais, encontraram teores de materiais que não coincidem com os resíduos esperados da dissolução da rocha calcária. O que levou a supor que sedimentos de partes mais altas da paisagem originados da erosão foram depositados sobre os materiais carbonáticos, e estes materiais, em alguns casos não tinham natureza carbonática. Nos calcários do Vale Shenandoah, nos EUA, também foi observado que após intenso intemperismo do calcário, ocorreu a remoção do cálcio e do carbonato de magnésio, restando um resíduo insolúvel (Carroll & Hathaway, 1963).

A partir da dissolução dos minerais da rocha calcária em meio aquoso, esses podem ser arrastados para fora do sistema, em função da solubilidade e permeabilidade da rocha, com grande perda de material para formação de solo, impedindo dessa forma o desenvolvimento de solos mais espessos. Sendo assim, a gênese de solos em ambiente cárstico está diretamente relacionada com as impurezas dos minerais formadores da rocha. Portanto, quanto maior a pureza do calcário, menos espesso será o solo originado desse, e vice-versa (Hardt, 2004).

Os calcários dolomitizados ou margosos, com 30 a 40 % de impureza, originam solos mais desenvolvidos e mais espessos, comparados aos solos desenvolvidos de calcário puro, com menos de 10% de impurezas, que são de lenta intensidade de formação e perfil raso (Piló, 1998). Isso demonstra a influência do material de origem de litologia calcária na pedogênese dos solos.

A gênese de solo sobre substrato calcário é mais difícil quando a rocha não se fratura facilmente e sob clima chuvoso, porque o cálcio é removido da superfície muito rapidamente, não tendo tempo suficiente para ser repostado pelo intemperismo da rocha (Courtney & Trudgill, 1984 apud Hardt, 2004). Para a formação de um metro de solo de material calcário, estima-se tempo de 250 a 750 mil anos (Daoxian, 1988 apud Hardt, 2004).

As características das rochas calcárias explicam a maior expressão da pedogênese em depressões fechadas, onde seriam acumulados sedimentos carreados de áreas adjacentes em relevo mais inclinado (Hardt, 2004). Shankar & Achyuthan (2007) estudando horizontes cálcicos e petrocálcicos na Índia, observaram a ocorrência de horizontes petrocálcicos laminares nas planícies e horizontes cálcicos nas encostas. A presença desses horizontes indica baixa taxa de sedimentação e uma superfície geomórfica estável (Goudie, 1973). O que ressalta a contribuição do fator relevo na formação de solos com horizonte cálcico e petrocálcico (Jacks & Sharma, 1995).

A maior influência do fator clima nas paisagens cársticas se dá pela disponibilidade e/ou fornecimento de água e a temperatura, influenciando diretamente a ação do ácido carbônico nas reações de dissolução das rochas. Condições de alta disponibilidade de água e temperatura favorecem o desenvolvimento de cobertura vegetal densa, e por sua vez influenciam no ciclo da matéria orgânica do solo (MOS), contribuindo com maior atividade biológica e no aumento da decomposição da MOS, elevando a produção biogênica de CO₂. O papel de destaque da atividade biológica na gênese de horizontes com caráter carbonático ou

com carbonato é citado na literatura pelo aumento da concentração de íons cálcio e CO₂ em microssítios no solo, principalmente nos estádios iniciais de desenvolvimento desses horizontes (Shankar & Achyuthan, 2007).

Em regiões com baixa taxa de precipitação (menor que 400 mm) e elevada evapotranspiração associadas a materiais carbonáticos, é possível a formação de precipitados de carbonato de cálcio secundário, uma vez que o carbonato dissolvido da rocha subjacente não é totalmente removido. Em clima semi-árido esse processo é comum e pode levar a formação de horizontes cálcicos e petrocálcicos. Contudo, nos climas sazonais em que a precipitação na época chuvosa é mais alta - acima de 700 mm, a descalcificação no perfil de solo é intensa e não ocorre a acumulação de carbonatos (Lynch, 2009; Yaalon, 1997).

Há autores que abordam que a calcificação influenciada pelas raízes é um dos principais processos na formação de horizontes petrocálcicos laminares dentro de perfis de solo. Outros inferem que a gênese de cristais de calcita acicular pode estar associada à biomineralização de bactérias, algas ou hifas de fungos e parece não estar associada a condições ambientais específicas (Khadkikar et al., 2000; Bajnóczi & Kovács-Kis, 2006).

Também é relevante na formação de solos em ambientes cársticos a ocorrência de paleoclimas mais úmidos. Nesse contexto, alguns estudos associam o clima e a profundidade de acumulação de carbonato no perfil, em função da quantidade de água pluvial precipitada (Bigarella et al., 1994). Na gênese de solos com acumulação de carbonato de cálcio, alguns atributos são indicativos importantes de paleoclimas. Entre essas evidências, destaca-se as feições de iluviação de argila associadas com acumulações de carbonato de cálcio secundário no perfil de solo, que estão associados a momentos de mudanças climáticas (Gile et al., 1966; Reheis, 1987 apud Dal' Bó & Basilici, 2010). Essas feições são comuns nos Paleossolos da formação Marília, mas de modo geral são raramente descritas na literatura (Bronger et al., 1998; Dal' bó & Basilici, 2010).

O revestimento de filmes de argila por carbonatos de cálcio é indício de mudanças climáticas de períodos úmidos para períodos secos. Já no inverso, os carbonatos de cálcio são revestidos por filmes de argila, onde os primeiros foram depositados nos horizontes subsuperficiais no perfil em ambiente de clima seco, que posteriormente tornou-se mais úmido, o que favoreceu a translocação e deposição de argila sobre o carbonato (Khormali et al., 2003).

A intensidade da atuação dos fatores de formação do solo sobre os materiais calcários associados aos mecanismos de formação determina o grau de expressão dos processos pedogenéticos, explicando a grande variação de classes de solos em regiões calcárias. A acumulação de carbonato de cálcio no perfil de solo, e o posterior desenvolvimento de horizontes cálcicos e/ou petrocálcicos, são desencadeados pelo movimento da solução do solo, que está intrinsecamente associado ao clima (precipitação pluvial e temperatura), a topografia do terreno e a estabilidade da superfície (Bachman & Machete, 1977). Nesses horizontes, no movimento da solução do solo se destacam a lixiviação, a ascensão capilar e as transferências laterais (Gile et al., 1966)

A acumulação de carbonato de cálcio pedogênico desencadeia alterações na morfologia do solo como passar do tempo, onde Bachman & Machete (1977) apontam seis etapas necessárias ao desenvolvimento desse processo. A primeira se inicia com a acumulação do carbonato de cálcio na forma de filamentos e fracos revestimentos descontínuos de carbonatos de cálcio, em sedimentos de granulometria fina. Na segunda etapa, isso evolui para a forma de nódulos e revestimentos em sedimentos grosseiros. Na terceira etapa ocorre a junção e preenchimento dos poros até a formação de horizonte endurecido. Já na quarta etapa, o processo está bastante evoluído, sendo caracterizado pela formação de lâminas de carbonato que comprometem a drenagem do solo. A etapa subsequente é originada em milhões de anos de atuação dos mecanismos de desenvolvimento, com formação de pisólitos e lâminas de

carbonatos mais espessas que um (1,0) centímetro. A sexta e última etapa é caracterizada pela presença de lâminas sobrepostas fortemente cimentadas.

Evidências micromorfológicas de gênese nos solos de materiais calcários são: a presença de cutãs de calcita (calcãs) sobre cutãs de ferro e argila (ferriargilãs), a distribuição irregular das acumulações de carbonatos de cálcio, a ocorrência de cimentação em pontes e meniscos ligando os grãos do arcabouço, a presença de nódulos típicos de calcita microcristalina e a ausência de nódulos ou bandas de calcita espática seguindo os planos de estratificação, além da ausência de feições reductomórficas no perfil. Essas evidências são importantes na diferenciação da origem pedogênica e geogênica do carbonato de cálcio no perfil de solo (Dal' Bó & Basilici, 2010).

No desenvolvimento de perfis de solo com acumulação de carbonato de cálcio pedogênico uma fonte de carbonato importante é a poeira eólica (Goudie, 1973). Os íons de cálcio, trazidos pela poeira eólica acumulam-se na superfície dos perfis e são dissolvidas pelas águas de chuva. Consequentemente, os íons cálcio reagem com o H_2CO_3 , esse por sua vez é em parte resultado da produção biogênica de CO_2 , gerando assim o $CaCO_3$ que precipita no perfil de solo a uma profundidade relativa à quantidade de água disponível na frente de molhamento (Jenny, 1941).

O menor grau de desenvolvimento pedogenético em solos desenvolvidos de litologia carbonática é atribuído a algumas características desses solos, tais como: o poder tampão que mantém o pH elevado, o íon cálcio comumente em quantidade elevada, o que bloqueia os sítios da decomposição das argilas e ainda favorece a floculação dos colóides, reduzindo os teores de argila dispersa e assim desfavorecendo o processo de eluviação/iluvição de argilas, que levaria a formação de solos mais evoluídos pedogeneticamente (Ravikovick, 1966 apud Silva, 1973). Assim, é preciso que primeiro o carbonato de cálcio seja removido do perfil para que depois se inicie a iluvição de argila, devido à tendência da argila em flocular na presença de carbonatos (Gile et al., 1966). Por outro lado, Holliday (1985) afirma que a argiluviação pode ocorrer em regiões onde a disponibilidade de água é superior às perdas por evapotranspiração, bastando para isso que os solos tenham macroporos e canais livres.

O processo de calcificação dos solos causa alterações na morfologia dos perfis de solo, em função da cimentação. Além disso, a acumulação de carbonato de cálcio no solo influencia as propriedades químicas, devido à elevada reatividade dos carbonatos de cálcio pedogênicos, entre as quais o poder tampão, a capacidade de troca de cátions e a disponibilidade de nutrientes às plantas (Khresat, 2001; Moreira et al., 2000).

No Sul da África, na Austrália, Croácia, Itália, e em Israel o termo “terra rossa” é usado em referência aos solos vermelhos desenvolvidos de rocha calcária (Darwish & Zurayk, 1997). Esses solos são comuns no Mediterrâneo, desenvolvidos de litologia carbonática (calcário e dolomito), e apresentam textura argilosa a siltosa e cores avermelhadas. A maioria dos solos de ambientes cársticos apresenta atributos semelhantes às “terras rossas”, tais como o pH na faixa neutra a alcalina e o predomínio de íons cálcio e/ou magnésio (Durn et al., 2007). Nas “terras rossas” são intensos os processos de descalcificação, avermelhamento e bisialitização e/ou monosialitização. Existem controvérsias quanto ao material de origem para a formação desses solos, e alguns autores apresentam evidências de poeira originadas do Saara em “terras rossas” na Itália, Espanha, Portugal, Grécia, Marrocos, Turquia e Israel. Em terrenos cársticos em paisagens isoladas, a gênese das “terras rossas” pode ser principalmente originada dos resíduos insolúveis nos calcários e dolomitas, mas frequentemente compreendem uma variedade de materiais adicionados, incluindo a poeira eólica, detritos vulcânicos ou sedimentos clásticos (Durn, 2003). Já as “terras rossas” na Istria, solo predominante na região, são influenciadas por processos cársticos, atividades tectônicas e contribuições de sedimentos externos depositados desde o Terciário (Durn et al., 2007).

De modo geral, a formação das “terras rossas” é explicada em algumas teorias, pela gênese “in situ” por dissolução do calcário e acúmulo dos resíduos insolúveis da rocha; por variações no próprio material de origem, ou seja, diferenças faciológicas; e, como descrito acima, pela influência de sedimentos de regiões desérticas transportados pelo vento (poeira eólica).

2.4 Atributos de Solos de Ambiente Cárstico e Ocorrência no Brasil

As classes de solos desenvolvidas sob a influência do calcário apresentam em comum as seguintes características: a) em geral, possuem pouca profundidade de solum e, raras vezes, apresentam-se muito profundos; b) são eutróficos, isto é, com saturação de bases superior a 50%; c) possuem argila de atividade alta, isto é, CTC superior a $27 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila; e d) possuem valores elevados de k_i , geralmente superiores a 2,5 (Shinzato, 1998). Adicionalmente, esses solos podem ter minerais primários facilmente intemperizáveis, em quantidade que lhes confere boa reserva de macronutrientes, especialmente de potássio, além dos elevados teores de cálcio. Em regiões mais secas, os teores relativamente elevados de carbonato de cálcio e o pH alcalino pode levar a baixa disponibilidade de micronutrientes, especialmente de ferro, zinco, manganês e cobalto (Oliveira, 2008).

No que se refere às propriedades físicas, a consistência do solo no horizonte superficial, quando de textura argilosa, determina elevadas plasticidade e pegajosidade, com estreita faixa de sazão, dificultando a trafegabilidade e o preparo do terreno para o plantio. Isso é particularmente importante quando é usada a tração animal. Em função da presença das argilas de atividade alta e o relevo relativamente plano, nas épocas de maior precipitação pode ocorrer uma rápida redução da condutividade hidráulica saturada acarretando a deficiência temporária de oxigênio para as plantas (Ernesto Sobrinho, 1979; Oliveira, 1998 e 2008).

Quanto a classificação, no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS - EMBRAPA, 2006) são definidos atributos e horizontes diagnósticos que podem ocorrer nos solos desenvolvidos de material calcário ou sob influência destes. O caráter *carbonático* é definido pela ocorrência de teores iguais ou superiores a 150 g kg^{-1} de carbonato de cálcio equivalente. E o caráter *com carbonato* exige valores entre 50 e menos de 150 g kg^{-1} . Quanto aos horizontes diagnósticos, o horizonte cálcico apresenta espessura mínima de 15 cm ou mais, é enriquecido com carbonato de cálcio secundário e contém 150 g kg^{-1} ou mais de carbonato de cálcio equivalente e tem no mínimo 50 g kg^{-1} a mais de carbonato de cálcio que o horizonte ou camada subjacente. Já o petrocálcico é um horizonte contínuo (pelo menos em toda a largura de uma das faces do perfil) resultante da consolidação de um horizonte cálcico por carbonato de cálcio e/ou de magnésio. Devido à consolidação ser tão intensa a consistência da amostra de solo quando seca é muito dura ou extremamente dura e muito firme e extremamente firme quando úmida e o horizonte não permite a penetração da pá ou do trado, além do que fragmentos secos imersos em água não fraturam nem desprendem pedaços. Esse horizonte não permite a penetração de raízes, a não ser ao longo de fraturas verticais. A espessura é geralmente superior a 10 cm. O horizonte petrocálcico indica maior desenvolvimento pedogenético do que os horizontes cálcicos, pois evidencia avanço na precipitação dos carbonatos, sendo ainda caracterizado por forte cimentação (EMBRAPA, 2006; Oliveira, 2008).

Os estudos até o momento não detectaram ou descreveram de forma completa o horizonte petrocálcico em território brasileiro. As informações disponíveis se restringem a perfil de Chernossolo Rêndzico Saprolítico (anteriormente denominado Rendzina), identificado no Estado do Rio de Janeiro, perfil PRJ-10 (EMBRAPA, 1978), cuja descrição morfológica acusa a presença de horizonte petrocálcico descontínuo a cerca de 100-130 cm de profundidade. A rigor, tal horizonte, por ser descontínuo, não preenche todos os requisitos para horizonte petrocálcico. Em estudo na Chapada do Apodi, no Rio Grande do Norte,

Valladares et al. (2007) descrevem perfil de solo com morfologia indicando a presença de horizonte petrocálcico entre 41-61 cm de profundidade, sendo o mesmo classificado pelos autores como Cambissolo Háplico Carbonático petrocálcico petroplíntico saprolítico.

No estado do Rio Grande do Norte, formados a partir da dissolução dos carbonatos marinhos da Formação Jandaíra, foram observados Cambissolos Eutróficos e Chernossolos Rêndzicos no trecho Mossoró-Apodi-Brejo das Freiras, todos rasos, com textura média a argilosa e argila de atividade alta (EMBRAPA, 1988; DNOCS, 1978, 1985; CODEVASF, 1996). E no lado cearense da Chapada do Apodi, foram classificados solos das classes dos Cambissolos Háplicos Eutróficos com argila de atividade alta e textura argilosa, Vertissolos de textura argilosa, Neossolos Litólicos Eutróficos (EMBRAPA, 1973; EMBRAPA, 2006) e Latossolos Vermelho-Amarelos Eutróficos, todos argilosos (Silva, 1973). No entanto, estudos recentes demonstram que na região citada, a classe de solo de maior expressão é a dos Cambissolos, com características físicas, químicas e mineralógicas bem distintas, o que implica em demanda de manejo diferenciado (Alencar, 2002; Mota, 2004).

Lemos et al. (1997), estudando perfis de solos distantes algumas dezenas de metros na Chapada do Apodi, encontraram solos com propriedades extremamente contrastantes (Cambissolos eutróficos e Cambissolos vérticos) associados na paisagem, mesmo em locais com menor ação do relevo. Segundo Oliveira et al. (2009) partindo do princípio que a área foi submetida aos mesmos fatores de formação do solo (rocha matriz, clima, tempo, organismos), a hipótese é de que essas variações podem estar associadas ao microrelevo e aos fluxos diferenciados de água (horizontais, verticais, superficiais e subsuperficiais).

Girão (2011) estudando em transecto de aproximadamente 300 m na Chapada do Apodi, em Limoeiro do Norte, no lado cearense, descreveu cinco perfis de solos, sendo dois classificados como Cambissolos e três Argissolos. Ressalta-se que a área apresenta relevo plano (cerca de 1% de declividade) e com domínio de caatinga hiperxerófila. A distância entre os perfis não permite suportar grandes variações no fator clima. Essa variabilidade nos solos da região também foi relatada por outros autores (Silva, 1973; Alencar, 2002; Mota et al., 2007).

Ainda na Chapada do Apodi, ao longo dos vales ocorrem Vertissolos que se limitam no lado norte com solos formados de depósitos fluvio-marinhos (Ernesto Sobrinho, 1979). Segundo o mesmo autor, pequenos capeamentos de sedimentos aluviais cobrem continuamente o material vértico e, subjacente ao material de características vérticas ocorre material de textura arenosa grosseira, indicando fluxo de água mais energético, anteriormente a deposição do sedimento vértico em algumas seções do rio Upanema. E, mais próximo a Mossoró, no Rio Grande do Norte, material arenoso, com cascalho quartzoso arredondado, recobre parcialmente o material calcário. Sendo assim, no material com granulometria mais arenosa e em topografia mais movimentada, formam-se solos como Argissolos e Neossolos, talvez pela proximidade ao dreno principal. Em área de topografia mais suave, mais distante do rio, predominam solos mais argilosos e eutróficos, incluindo Cambissolos, Chernossolos Rêndzicos (antigas Rendzinas) e Vertissolos, e ainda alguns solos intermediários para Latossolos, onde há melhor drenagem (Ernesto Sobrinho, 1979). Também segundo o autor, ocorrem concreções ferruginosas e mesmo material plíntico e feições de mosqueado, que demonstram que a área de domínio desses solos está periodicamente sob influência de condições redutoras, com falta de oxigênio.

Na Bahia, em Irecê, em rochas calcárias do grupo Bambuí, foi observada relação entre a disposição das camadas nessas rochas e a diferenciação de cores de Cambissolos. Os solos com matizes avermelhados desenvolveram-se a partir de rochas calcárias subjacentes, enquanto os Cambissolos com matizes mais amarelados desenvolveram-se, provavelmente, de materiais pré-intemperizados depositados sobre o substrato calcário (Ribeiro et al., 1990). Também na Bahia foram descritos Cambissolos Háplicos Eutróficos com argila de atividade alta, textura argilosa e rasos e Neossolos Litólicos Eutróficos derivados de rochas calcárias

(Souza et al., 1993). Porém, os solos que possuem influência direta do calcário e de maior expressão geográfica no estado são: Cambissolos com caráter vértico, Vertissolos, Chernossolos Rêndzicos (antigas Rendzinas) e Neossolos Litólicos (EMBRAPA, 1971).

Em Sergipe, os solos mapeados sobre embasamento calcário foram Chernossolos Rêndzicos, Cambissolos Háplicos Carbonáticos rasos e pouco profundos e Vertissolos (EMBRAPA, 1975). Outras classes de solos identificadas em Sergipe, como os Argissolos Vermelho-Amarelos, Latossolos Eutróficos e Cambissolos Háplicos Tb Distróficos (antes Cambissolos álicos Tb) com A moderado e textura argilosa, apesar de ocorrerem em região calcária possuem características bastante distintas das anteriormente citadas, como por exemplo, maior profundidade do solum e o caráter distrófico. Corroborando que alguns solos situados sobre calcários foram influenciados por outros materiais de origem.

Na região Centro-Oeste, também sobre embasamento calcário, foram identificadas as seguintes classes de solos: Cambissolo eutrófico, Vertissolo A chernozêmico, Podzólico Vermelho-Escuro eutrófico textura média/argilosa, em Goiás (BRASIL, 1982), Rendzina, Brunizém Avermelhado e Solo Litólico eutrófico, todos com argila de atividade alta, caráter eutrófico e textura argilosa em Mato Grosso do Sul (Cunha et al., 1999). Ainda no Mato Grosso do Sul, Pereira & Schiavo (2009), estudando a gênese de solos na Serra da Bodoquena, reportaram Chernossolos Argilúvicos, Háplicos e Rêndzicos; além de Gleissolos, alguns com caráter vértico, e alguns Neossolos Litólicos, todos com argila de atividade alta, caráter eutrófico e textura argilosa (BRASIL, 1982; EMBRAPA, 2006).

Na região Sudeste, no Estado do Rio de Janeiro foi encontrado: Rendzinas e Vertissolos com A chernozêmico, atividade alta e textura argilosa em estudo da EMBRAPA (1997). Em Minas Gerais foram identificados: Solos Litólicos, Podzólicos e Latossolos Vermelho-Escuros, além de Cambissolos, Vertissolos e Rendzinas (Oliveira et al., 1998; Oliveira et al., 2000; Shinzato, 1998; IBDF/PROVALE, 1979; CETEC, 1983 e RADAMBRASIL, 1982). Ainda em Minas Gerais, Shinzato (1998), estudando a influência do carste de Lagoa Santa (MG) sobre a formação dos solos, verificou que estes são mais influenciados por sedimentos holocênicos retrabalhados, de natureza coluvial, do que pelo calcário. O autor assim justifica a ausência de estruturas colunares ou prismáticas, comuns em solos derivados de calcário, a baixa atividade da argila e a dominância de caulinita e gibbsita na mineralogia da fração argila.

De acordo com Shinzato (1998) ocorrem classes de solo sobre o embasamento calcário, com características muito distintas das citadas anteriormente, como: Podzólico Vermelho-Amarelo distrófico Tb textura argilosa (EMBRAPA, 1975), Latossolo eutrófico A moderado textura argilosa (CODEVASF, 1991), Cambissolo álico tb A moderado textura argilosa (RADAMBRASIL, 1983), Cambissolo latossólico distrófico A moderado textura argilosa (CETEC, 1994), entre outras. Esses solos apresentam em comum os seguintes principais aspectos: medianamente a muito profundos; distróficos; argila de atividade baixa; valores baixos de k_i , geralmente inferiores a 2,0; estrutura do horizonte B com predomínio de agregados do tipo blocos subangulares e ultra-fina granular; e consistência macia, quando seco, e friável no solo úmido, nos horizontes sub-superficiais.

Por mais que exista grande número de classe de solos sobre rochas carbonáticas no Brasil, as características encontradas na bibliografia e citadas acima enfatizam dois grupos distintos de solos, que variam quanto à influência direta dos materiais calcários ou dos sedimentos que os recobrem. Em geral, a partir dos levantamentos de solos em ambiente cárstico no país, as classes mais comuns e com influência direta do calcário foram: Chernossolos, Vertissolo, Cambissolo com caráter vértico e/ou carbonático e Neossolo Litólico.

2.5 A Formação Jandaíra na Chapada do Apodi e os Solos da Região

A deposição da Formação Jandaíra ocorreu há cerca de 90 milhões de anos (Turoniano ao Eocampaniano), em ambiente de deriva continental e sob influência de mar aberto e raso, durante a evolução da Bacia Potiguar (Xavier Neto, 2006). Nessa formação (Figuras 2 e 3) encontram-se camadas de calcário calcítico de cor cinza-clara e branca ou amarela, com granulação fina a média, e de calcário dolomítico cinzento ou amarelo de granulação geralmente mais grosseira. Além desses, são encontrados outros tipos: calcário com pequenas conchas de moluscos, nodulosos, lagueados, gredosos, arenosos e arenitos calcíferos (DNOCS, 1978; Mota et al., 2007).

A Formação Jandaíra constitui um aquífero livre, predominantemente cárstico, em que o armazenamento e a circulação de água ocorrem em fendas abertas pela dissolução, e é limitada na base por níveis argilosos da Formação Açú (Fernandes et al, 2005). O relevo da área é constituído de terrenos planos (0 a 3%), suave ondulado (3 a 8%), ondulado (8 a 15%), forte ondulado (15 a 45%) e montanhoso (maior que 45%) (Mota, 2004). Mas de modo geral, a área apresenta grande uniformidade topográfica, sendo o relevo plano e suave ondulado o de maior expressão (Francelino, 2001; DNOCS, 1978).

A evolução do relevo que culminou na formação da Chapada do Apodi e a evolução do rio Jaguaribe no sentido leste constituem o principal fator do processo de degradação lateral, submetendo a borda ocidental da bacia Potiguar a desgaste erosivo paralelo onde à superfície de cimeira é conservada enquanto as vertentes são erodidas. A Chapada do Apodi funciona como divisor de águas entre as bacias hidrográficas dos rios Jaguaribe e Apodi e é um dos relevos mais antigos do Nordeste (Alencar, 2002).

O modelo de evolução dos solos da Chapada do Apodi é explicado pelas teorias de Huntington-Bigarella, que abordam a pediplanação sobre o clima seco e dissecação (recortamento da paisagem) em clima úmido (Ernesto Sobrinho, 1979). Segundo o autor citado, a fase de pediplanação é representada pela Serra de Mossoró, que após longa atuação dos processos de intemperismo associados à erosão, em uma fase úmida, resultou na formação do pediplano representado pela Chapada do Apodi, quando o clima passou a condições mais áridas.

O mosaico de solos encontrado na Chapada do Apodi é composto de Cambissolos, Neossolos Flúvicos (solos Aluviais) e Vertissolos na planície fluvial e sob influência de sedimentos originados das rochas de idade cretácica do grupo Apodi; além de Neossolos Litólicos no limite entre o baixo e o médio Jaguaribe e nos rebordos e patamares da bacia Potiguar (Maia, 2005). Em paisagem plana e suavemente ondulada, ocorrem Argissolos Vermelho-Amarelos latossólicos, Latossolos e Neossolos Quartzarênicos, e nos terços inferiores Argissolos, Plintossolos e Neossolos Quartzarênicos hidromórficos (Ernesto Sobrinho, 1979). Na porção norte da Chapada do Apodi localizam-se sedimentos areno-argilosos do Terciário, que recobrem o calcário e originam solos arenosos em superfície, de modo geral, com alto teor de alumínio (Francelino, 2001).

Os solos da chapada constituem uma das mais importantes áreas sedimentares e de terras cultiváveis do estado do Ceará, onde foi instalado o Projeto de Irrigação da Chapada do Apodi, constituído por empresas que produzem frutas tropicais (Alencar, 2002). Os solos desta unidade geomórfica são os mais antigos da pedologia regional, pois a bacia sedimentar na qual estão assentados teve sua origem no Cretáceo, o que os diferencia dos terrenos Tércio-Quaternários que ocorrem em sua base (RADAMBRASIL, 1981).

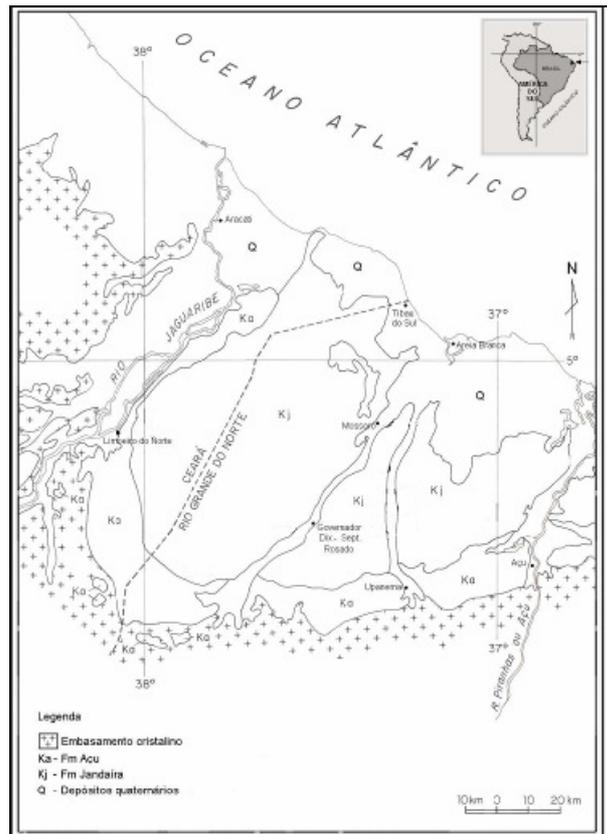


Figura 2. Localização da Formação Jandaíra na Chapada do Apodi (Fonte: Cassab, 2003).



Figura 3. Afloramento de calcário na Chapada do Apodi, em Limoeiro do Norte – CE (Foto – Ricardo Espíndola)

Os solos da Chapada do Apodi evidenciam as oscilações paleoclimáticas a qual a região nordeste foi submetida. Sendo que ambientes mais úmidos propiciaram a formação de Vertissolos e Chernossolos Rêndzicos e, na medida em que ocorreu a organização das linhas de drenagem, melhorando a drenagem da área, formaram-se solos com horizontes subsuperficiais mais desenvolvidos, tais como o B textural e B latossólico (Ernesto Sobrinho, 1979). Ainda segundo o autor, a evolução dos solos associada à atual condição climática estaria relacionada à forte variação estacional, alternando deficiência de água com deficiência de oxigênio. As características morfológicas e a drenagem proporcionam o desenvolvimento

dos solos quanto à mineralogia da fração argila e outros atributos. Por outro lado, a topografia plana não é favorável a drenagem natural da área e a oscilação do ciclo hidrológico favorece a formação de argilas bem ativas, mas não a remoção do carbonato do perfil de solo.

Estudando os solos da Chapada do Apodi, Mota (2004) observou que a compactidade do calcário, associadas às condições climáticas de baixa precipitação é insuficiente para a lixiviação mais completa de bases como o cálcio, mas é suficiente para formar argila 2:1 expansiva no contato calcário/solo, formando um sistema com menor drenabilidade. É que o clima semi-árido não propiciou o maior desenvolvimento dos solos, mas resultou em menor diferenciação entre horizontes e à medida que se aprofunda no perfil e se aproxima da rocha calcária o material de solo adquire tons mais claros. Esses solos são de origem autóctone e possuem baixo risco de erosão devido a sua topografia plana.

2.6 Mineralogia dos Solos

A identificação dos diferentes minerais do solo e a caracterização de suas propriedades são ferramentas fundamentais para os estudos da gênese dos solos. Nesse contexto, busca o entendimento da atuação das condições de intemperismo e dos processos pedogenéticos, que influenciam diretamente nos atributos do solo, sobre o aspecto: físico (textura, estrutura, etc.), químico (disponibilidade de nutrientes, CTC, entre outras) e a reserva mineral de nutrientes para as plantas. A composição mineralógica é utilizada como atributo diagnóstico na diferenciação de classes do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, de forma direta ou indireta, como nos atributos: presença de minerais primários intemperizáveis, atividade da fração argila, teores de óxidos de ferro e índices ki e kr, superfícies de fricção e minerais expansíveis, entre outras propriedades (EMBRAPA, 2006; Kämpf & Curi, 2003).

Uma das classificações dos minerais é em terrígenos e autigênicos (secundários). Sendo que os minerais terrígenos são provenientes do intemperismo de rochas matrizes e compõem de 60% a 80% dos sedimentos. Dentre os minerais terrígenos, o quartzo é o mineral de maior frequência relativa (35-50%), seguido nos minerais de argila (25-35%), representados principalmente pela montmorilonita, illita, caulinita e clorita. Enquanto os minerais autigênicos são precipitados no ambiente deposicional e constituem de 20% a 40% dos sedimentos. A calcita é o mineral secundário, mais comum nos registros sedimentares, seguido da opalina e dos sulfetos (Bezerra, 2009).

A caulinita é o mineral da fração argila mais abundante e comum nos solos brasileiros, ocorrendo em praticamente todas as classes, sendo dominante nos Latossolos, Nitossolos, Argissolos, e na maioria dos Plintossolos e Cambissolos, formados em condições que favoreçam a remoção parcial de cátions básicos e de sílica. O processo de dessilicização parcial, dominante em regiões de clima quente e úmido, favorece a formação e estabilidade da caulinita nos solos (Kämpf e Curi, 2003). Em solos mais intemperizados a fração argila é constituída predominantemente por caulinita, gibbsita, goethita, hematita, illita e, podem ocorrer montmorilonita e vermiculita (Ernesto Sobrinho, 1979).

Em condições de clima semi-árido e em solos derivados de calcário alguns trabalhos identificaram na fração argila dos solos os minerais: caulinita, vermiculita, esmectita, illita e clorita (Ernesto Sobrinho, 1979; Emadi et al., 2008; Mota et al., 2007; Alencar, 2002). Outros trabalhos reportaram também a palygorskita (Emadi et al., 2008; Van Breemen & Buurman, 2003).

A palygorskita também é um argilomineral indicativo de variações sazonais de aridez e semi-aridez, mas ocorre em pequenas quantidades na fração argila dos solos (Colson et al., 1998). A presença de palygorskita tem sido descrita apenas na fração argila fina (Abthai et al., 1980), podendo ser herdada do material de origem, formada in situ ou adicionada ao solo por transporte eólico (Shadfán & Mashhady, 1985).

A sepiolita é um argilomineral cuja ocorrência é verificada em lagos salinos e alcalinos, ainda como produto do intemperismo de rochas ultramáficas e em ambientes marinhos. Os fatores de destaque para o ambiente de gênese da sepiolita são ausência de alumínio (em fase aquosa ou fase sólida), atividade de Mg^{2+} , OH^- e SiO_2 consistentes com a sua constante de equilíbrio. Na presença de alumínio, o magnésio será incorporado na estrutura de alumínio silicato como a clorita, ao invés de precipitar-se como sepiolita. Em presença de atividade biológica (diatomáceas, por exemplo) no sistema ou argilominerais que mantenham a concentração da sílica baixa, a sepiolita não precipitará. E se o pH estiver na faixa ligeiramente ácido a ácido, a sepiolita não precipitará e a sílica aumenta como sílica amorfa (Wollast et al., 1967; Batista, 1988).

A ocorrência de palygorskita e sepiolita em solos é rara, ocorrendo em condições alcalinas e na presença de sais e de silício livre. Esses minerais são precipitados quimicamente e cristalizados em sedimentos alcalinos em que ocorram significantes quantidades de silício e de magnésio. A palygorskita é altamente instável fora de seu ambiente sedimentar e é rapidamente transformada em montmorilonita (Zelazny & Calhoun, 1977; Batista, 1988).

A palygorskita foi identificada na formação Marília, em horizonte iluvial Bt, na forma de pequenos nódulos ou filamentos iluviais de carbonato de cálcio em torno dos grãos. Esse mineral também ocorre aprisionado na estrutura cristalina das calcitas que formam os pequenos nódulos e filamentos (Khademi & Mermut, 1999). A palygorskita foi também observada em horizontes Bk, nesse caso está vinculado aos processos de neoformação do mineral em horizontes cálcicos ricos em magnésio e silício sob condições de valores de pH maiores do que 8 (Singer, 1989).

A presença de caulinita em solos de litologia calcária indica que a lixiviação de bases no sistema é menos importante, sendo fundamental a diminuição da sílica disponível, com ou sem perda de bases (Resende et al., 2005). Alencar (2002) encontrou a caulinita como principal mineral da fração argila de solos da Chapada do Apodi e o autor sugere a transformação quase que direta de mica em caulinita devido à maior solubilização da sílica em meio alcalino, associada ao equilíbrio da relação entre as atividades dos íons K^+ e Ca^{2+} e Mg^{2+} . Outra hipótese é a de que essa caulinita teria sido formada em condições paleoclimáticas quentes e úmidas. Mota et al. (2007) também encontraram a caulinita como mineral de argila predominante nos perfis de solos estudados na Chapada do Apodi e atribui a gênese dessa caulinita a condições climáticas diferentes das atuais ou ainda, que os solos tivessem se desenvolvido a partir de materiais pré-intemperizados.

Silva (1955) apud Ernesto Sobrinho (1979) encontrou na Chapada do Apodi alguns minerais do grupo da esmectitas (montmorilonita, beidelita, nontronita) e também a caulinita, haloisita, illita, hectorita, além de goethita e hematita. Ernesto Sobrinho (1979) encontrou muscovita com material inter-estratificado como uma das principais impurezas do calcário, além de caulinita, vermiculita com material inter-estratificado, goethita em camada C/R.

Shinzato (1998) e Oliveira et al. (1998), estudando a mineralogia dos solos desenvolvidos de rochas calcárias do Grupo Bambuí (MG), identificaram como constituintes da argila os minerais: caulinita e illita, mas também, esmectita e alguns interestratificados. Oliveira et al. (1998) atribui a ocorrência de significativas quantidades de argilas 2:1 naqueles solos a influência do relevo, a sazonalidade climática da região e também a influência do fator material de origem, em virtude da compacidade das rochas calcárias do Grupo Bambuí. A soma desses fatores de formação do solo conduz a restrição da drenagem nas partes baixas da paisagem, reduzindo a saída de ácido silícico e bases (íons Ca^{2+} e Mg^{2+}) do sistema, favorecendo a gênese e preservação de argilas 2:1, entre as quais a esmectita. Já, a presença de quartzo na fração argila indica altos teores de sílica em solução, o que propicia a formação de argila 2:1 (Resende et al., 2005). A formação de minerais interestratificados é favorecida pela acidez do meio. Com a redução do valor de pH da solução o íon Al é liberado da

estrutura das esmectitas, e este elemento pode precipitar e formar Al-hidróxi nas entrecamadas das argilas (Kämpf et al., 2009).

Os teores de óxidos de ferro em solos em geral variam entre valores menores do que um (1,0) e maiores do que 500 g kg⁻¹ e se originam, principalmente, de processo de neoformação, como produtos da alteração de sedimentos e materiais de solo. A formação dos óxidos é influenciada por vários fatores ambientais (temperatura, umidade, teor de matéria orgânica e pH, entre outros), portanto, refletem as condições de pedogênese (Schwertmann & Taylor, 1989; Cornell & Schwertmann, 1996; Kämpf & Curi, 2001).

Os óxidos de Fe, sobretudo hematita e goethita, atuam na estruturação e agregação dos solos, como consequência promovem maior permeabilidade à água e maior resistência à erosão. Eles influenciam em várias características dos solos, tais como: a cor, capacidade de troca catiônica e aniônica (CTC e CTA), fixação de P e de metais pesados (Corrêa et al., 2008). A relação Feo/Fed (Fe extraído com a solução de oxalato ácido de amônio – Feo, e com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio - Fed) é usada como índice qualitativo do grau de cristalinidade dos óxidos de Fe (Kämpf, 1988). O teor de ferro extraído pelo oxalato expressa os óxidos de ferro pouco cristalinos, ou seja, àqueles em que o tempo ou as condições do pedoambiente não favoreceram a sua cristalização formando óxidos como hematita ou goethita (Coelho & Vidal-Torrado, 2003). Desse modo, valores da relação Feo/Fed maiores que 0,05 indicam a maior quantidade de óxidos de ferro pouco cristalinos no solo, e vice-versa, maiores valores indicam predomínio de goethita e hematita (Coelho & Vidal-Torrado, 2003; Tremocoldi, 2003; Schwertmann & Kämpf, 1983).

Os teores mais elevados de matéria orgânica em superfície inibem a cristalização dos óxidos e levam a formação de óxidos de baixa cristalinidade. Os teores de óxidos no solo são também influenciados pelo material de origem, onde rochas máficas originam solos com maiores teores de óxidos de ferro que as rochas de natureza mais ácida. Andrade et al. (1997) assim justificam os valores decrescentes da relação Feo/Fed em profundidade no solo, indicando maior proporção de óxidos livres nas formas mais cristalinas em subsuperfície.

Vários trabalhos com solos na Formação Jandaíra mostram predomínio do quartzo na fração grosseira e na fração silte, além do quartzo, a muscovita. Já na fração argila ocorrem os minerais de caulinita, esmectita, vermiculita, óxidos e ilita. Entre os óxidos de ferro observa-se a goethita, hematita e a magnetita (Alencar, 2002; Mota, 2007; Ernesto Sobrinho, 1979).

Carroll & Hathaway (1963) identificaram em calcário Lenoir em Augusta, na Virgínia no vale Shenandoah (EUA), os minerais: mica hidratada, montmorillonita e traços de caulinita. Mas no perfil de solo foi encontrada a caulinita e a clorita, sendo a primeira predominante, e mica hidratada em subsuperfície, esta provavelmente herdada do material de origem. A pequena quantidade de montmorillonita no calcário Lenoir pode ser resultado do rápido intemperismo da rocha e consequente liberação de íons cálcio e magnésio, que por sua vez entram na rede cristalina de mica hidratada produzindo montmorillonita. Ou ainda a montmorillonita, pode ser do próprio material de origem, o calcário, e está em processo de reversão para formar mica hidratada, mineral mais estável. Os autores relatam que diante de condições climáticas que favoreceram a lixiviação, houve a transformação dos minerais de argila herdados do calcário, mica hidratada e montmorillonita, para caulinita e clorita.

Segundo Durn et al. (2007), na Istria e no Marrocos, o principal mineral pedogênico no solo “terra rossa” foi a caulinita. Na Istria foram encontrados também: quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, ilita e mica, clorita, vermiculita, minerais interestratificados, hematita e goethita. A calcita e dolomita ocorreram de forma ocasional. Boero et al. (1992) identificaram na “terra rossa” ilita e caulinita, em condições mais áridas, e vermiculita com ilhas de Al-Hidróxi entrecamadas, em clima mais úmido.

Em calcário e dolomita na Croácia, Durn et al. (1999) identificaram os seguintes minerais: quartzo, minerais de argila (material micáceo de ilita e mica), minerais de argila

interestratificados e goethita. Ocasionalmente com feldspato potássico, plagioclásio, clorita e caulinita bem cristalizada. Na marga foi encontrado composto de calcita, quartzo, plagioclásio, minerais de argilas micáceos (ilita), esmectita, clorita e vermiculita.

Em Vertissolos desenvolvidos sobre calcário na Jordânia foram identificados os seguintes minerais: esmectita/vermiculita, ilita, palygorskita, plagioclásio e quartzo. Sendo que os teores de ilita e caulinita diminuíram com a profundidade (Khresat & Taimeh, 1998). Nas regiões áridas e semi-áridas do Irã, Khormalia et al. (2003) encontraram os minerais palygorskita, esmectita, clorita, ilita, caulinita e vermiculita predominando na fração argila.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Características Gerais da Área

a) Localização

O estudo foi conduzido na Chapada do Apodi na região Nordeste, cujo ponto central está nas coordenadas de 5°03'31,1"S e 37°38'58,4"W Gr, na divisa entre os estados do Ceará e do Rio Grande do Norte. No Rio Grande do Norte a Chapada do Apodi abrange quatro municípios: Apodi, Baraúna, Felipe Guerra e Governador Dix-Sept Rosado. No Ceará a área está distribuída por cinco municípios: Alto Santo, Jaguaruana, Limoeiro do Norte, Quixeré e Tabuleiro do Norte.

b) Aspectos climáticos

De acordo com a classificação de Köppen, o clima predominante é do tipo BSw'h', caracterizado por ser muito quente e semi-árido, com a estação chuvosa se atrasando para o outono (Mota et al., 2007) levando a dois períodos distintos: um de chuvas, denominado de inverno, com duração aproximada de quatro meses, e outro de estiagem nos oito meses restantes (ANA, 2010).

O período de chuva se estende de fevereiro a maio, sendo os meses de março e abril os de maior precipitação e os demais são secos (Alencar, 2002). Os índices pluviométricos situam-se, em média, em torno dos 500 a 700 mm por ano (Amaro Filho, 1991). Como a evaporação é sempre maior que a precipitação, as águas pluviais não são suficientes para formar mananciais perenes. A temperatura média anual é de 28,5 °C, com mínima de 22 °C e máxima de 35 °C (Chagas, 1997; Mota et al., 2008). A umidade relativa é de 62%, como média anual. Os ventos sopram a velocidade média de 7,5 m/s e a evapotranspiração atinge a média anual de 3.215 mm. A insolação é de 3.030 horas/ano (Fernandes et al., 2005).

c) Vegetação

A vegetação reflete o clima, e domina a caatinga hiperxerófila, de natureza mais seca e porte baixo, adaptada a escassez de água e baixa umidade do ar, o que proporciona revestimento em geral de cor acinzentada (Silva & Silans, 2004). A caatinga é um ambiente singular, de cobertura vegetal não encontrada em nenhum outro lugar além do semi-árido nordestino. É sujeita a forte pressão populacional, sendo explorada além da potencialidade natural, contribuindo para a sua degradação (Andrade-Lima, 1981; Leal et al., 2003).

d) Hidrografia

A Chapada do Apodi, na área de estudo é praticamente destituída de rede hidrográfica pelo desenvolvimento acentuado de estruturas cársticas, para as quais fluem diretamente as águas de chuvas que acumulam na superfície do terreno nas enxurradas. O predomínio de calcários não favorece a formação de drenos superficiais; portanto, a escassez de recursos hídricos superficiais leva à exploração dos recursos subterrâneos para a irrigação de áreas agrícolas e o consumo das pequenas comunidades. No entanto, essa exploração é restrita a poucos locais, pois a profundidade do nível estático dos poços é em média de 24 m, tornando sua utilização pouco viável economicamente (ANA, 2010).

O aquífero Jandaíra apresenta água geralmente salobra, mas com composição química favorável a pequena irrigação. Os aquíferos subterrâneos, nas áreas de domínio dos sedimentos, possuem águas de excelente qualidade físico-química, com baixos teores de sódio, podendo ser usadas praticamente para todos os fins (Fernandes et al., 2005)

Quanto à contribuição de águas superficiais e subterrâneas na área de estudo destacam-se os rios que constituem os limites leste e oeste da área. Ou seja, o rio

Apodi/Mossoró, a leste, que banha a zona urbana de Mossoró e o braço do rio Jaguaribe conhecido como rio Quixeré, a oeste, que forma com o leito principal a ilha fluvial de Limoeiro do Norte, na planície aluvial do Baixo Jaguaribe (ANA, 2010). O rio Apodi, possui nascente ao sul da Chapada, cuja drenagem é intermitente, à exceção do baixo curso do rio, que persiste durante a estiagem em virtude de um pequeno escoamento alimentado pelas águas subterrâneas.

e) Geologia Regional

A Formação Jandaíra, Grupo Apodi, localiza-se em uma sequência carbonática que mergulha em direção à costa atlântica. A formação é composta por calcarenitos com bioclastos de moluscos (foraminíferos plantônicos), algas verdes, briozoários e equinóides; calcarenitos com miliolídeos, calcilutitos bioclásticos e calcilutitos com padrão de “*bird's eyes*” (Cruz, 2003). Regionalmente, a Formação Jandaíra é litologicamente composta de calcários bioclásticos, calcarenitos e calcários dolomíticos sendo os primeiros de cor cinza-clara e branca ou amarela e com granulação de fina a média, já o segundo apresenta cor cinza ou amarela e granulação geralmente mais grosseira (BRASIL, 1981).

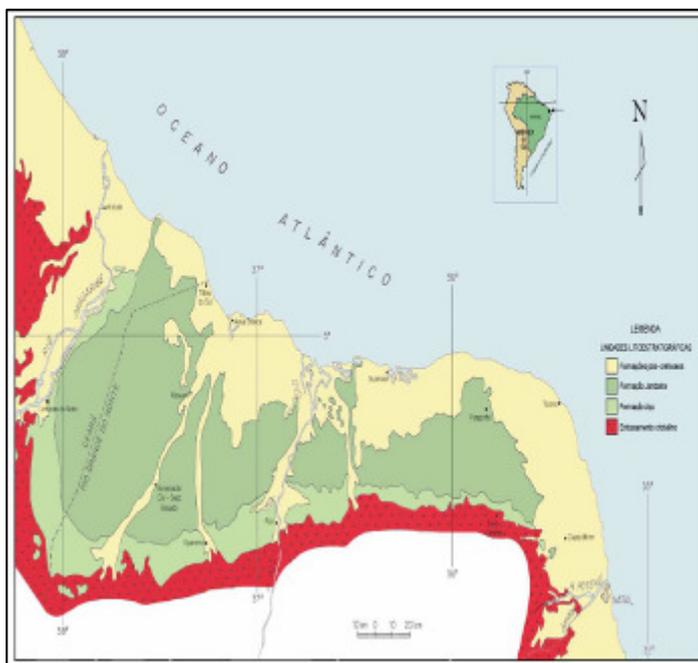


Figura 4. Mapa geológico da Bacia Potiguar, parte emersa (Modificado de Santos et al., 1994).

A formação Jandaíra na sua porção oeste é composta de calcários creme-claros a esbranquiçados e calcários microcristalinos, localmente nodulosos, coquinoidais, com bancos fossilíferos. Ocorrem intercalações de horizontes arenosos com estratificação cruzada. Localmente o calcário torna-se margoso com intercalações de folhelho preto e carbonoso (BRASIL, 1981).

Na Chapada do Apodi, têm se uma sequência de calcários margosos e calcários homogêneos (puro, litográfico e detrítico) e com intercalações de arenito calcífero no topo. (Beurlen, 1967 apud Alencar, 2002). Segundo Abrahão (1983) é frequente no calcarenito, grânulos de quartzo detrítico, restos vulcânicos, glauconita e outros silicatos em menores quantidades, de forma que o aumento de grânulos de silicatos indica a transição para o arenito calcário, sendo inter-estratificado com esse (Alencar, 2002).

f) Geomorfologia

A Chapada do Apodi é sustentada pelos calcários da Formação Jandaíra, o que permite a formação de sequência de sedimentação carbonática de idade eoturoniana-eocampaniana, caracterizada pela predominância de carbonatos de origem oceânica (EMBRAPA, 1988). A Chapada possui terras planas, ligeiramente elevadas, formadas por terrenos sedimentares, cortados pelos Rios Apodi-Mossoró e Piranhas-Açu. Ela compreende um vasto planalto com desnível que chega a 100 m em relação ao vale do Jaguaribe e funciona como divisor de águas entre as bacias hidrográficas dos rios Apodi e Jaguaribe. A Chapada do Apodi faz parte da Bacia Potiguar, onde as unidades estratigráficas estão representadas, predominantemente, pela formação calcária Jandaíra, com espessura média de 250 a 300 metros, no topo e pelo arenito Açu, na base (Feitosa, 1996).

O relevo da Chapada do Apodi, de modo geral possui uniformidade na pedoforma, com maior expressão do relevo plano e, em seguida, o suave ondulado (DNOCS, 1978). O capeamento de calcários da formação Jandaíra forma pequena cornija responsável pelo desnível com o arenito da Formação Açu. O aspecto de relevo cuestasiforme é resultado do topo plano e levemente rampeado para o norte (Souza, 1988).



Figura 5. Chapada do Apodi mostrando a suavidade do relevo, em Limoeiro do Norte – CE.
(Foto – Ricardo Espíndola)

A fase final do processo de sedimentação da formação Jandaíra se deu a cerca de 80 Ma, coincidindo com a reativação tectônica e o soerguimento da bacia, gerando a inversão topográfica representada pela cuesta nas porções oeste/sudoeste da mesma (Sales & Peulvast, 2007). Entretanto, estima-se para a Formação Jandaíra a idade de 90 a 85 Ma, através da identificação de fósseis de *Siphogenerinoides cf. S. dentata* e *Brachycithere sapucariencis* (BRASIL, 1981).

3.2 Coleta e Descrição de Perfis de Solos

A localização dos perfis e a paisagem são ilustradas nas Figuras 6 e 7. A descrição dos perfis e coleta das amostras foi feita em maio de 2010, em transecto onde foram avaliados quatro perfis de solo. As propriedades morfológicas dos perfis foram descritas em trincheiras e os horizontes foram amostrados conforme Santos et al. (2005).

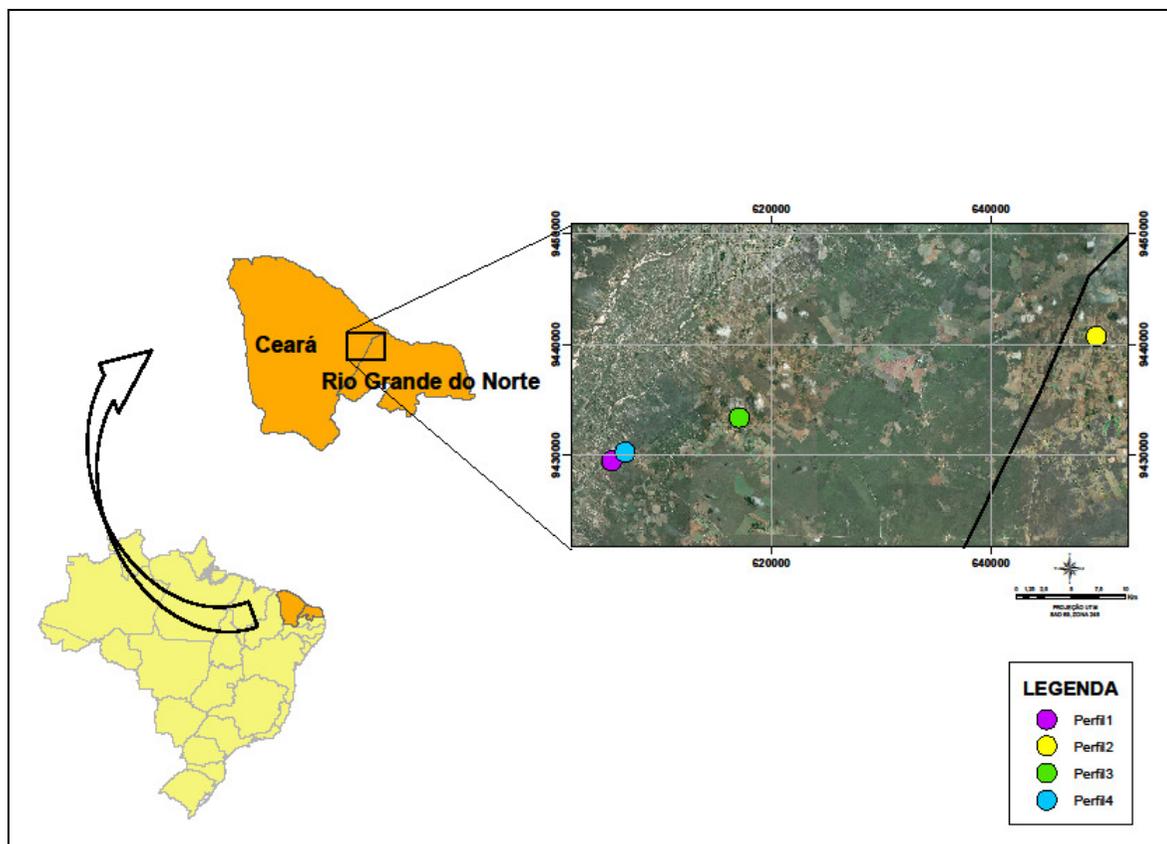


Figura 6. Localização dos perfis de solo coletados na Chapada do Apodi.

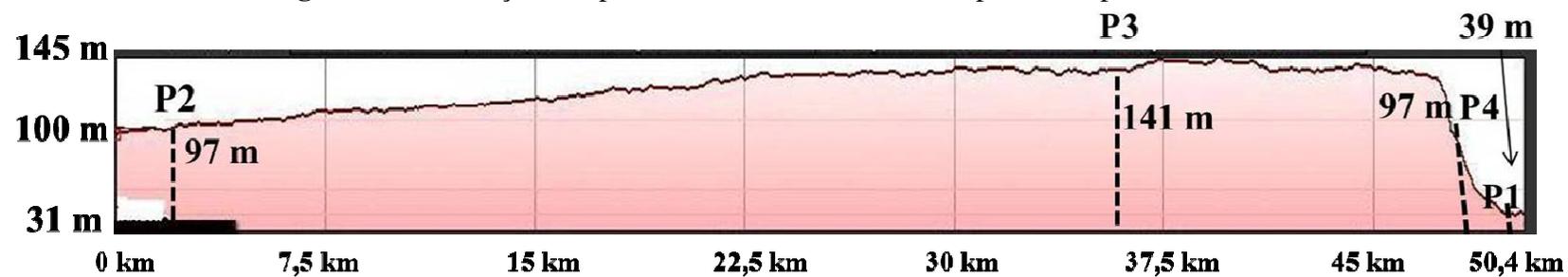


Figura 7: Altitude e ponto de coleta dos perfis. Fonte: Google Earth- acessado em 06/06/2013.

Perfil P1



Perfil P2



Perfil P3



Perfil P4



Figura 7. Paisagens e perfis de solos amostrados na Chapada do Apodi (Fotos- Ricardo Espíndola, 2010)

Representado na Figura 6, o perfil 1 está localizado em paisagem de terraço formada por sedimentos colúviais. O relevo local e o regional são, respectivamente, suave ondulado e ondulado e o uso atual da área é de pastagem. No ponto da paisagem onde foi amostrado o perfil a erosão é laminar moderada e a drenagem imperfeita.

O perfil 2 está no topo da Chapada, com declive entre 0 e 1%, em relevo local e regional plano. O material de origem é oriundo da alteração da rocha calcária. O uso atual é de fruticultura, como a cultura de mamoeiro recém implantada. A área possui erosão laminar ligeira, ocorrendo ainda erosão eólica, e o solo é moderadamente drenado. A superfície do terreno apresentava-se sem cobertura vegetal e com a estrutura muito afetada pelas práticas de aração e gradagem. Também no topo da Chapada e com relevo local e regional plano, o perfil 3 possui está localizado em área com 2% de declive, a erosão é laminar moderada e o solo é moderadamente drenado.

O perfil 4 está no terço médio de encosta, com altitude de 88 m, relevo local ondulado e regional forte ondulado, apresenta erosão laminar forte e é bem drenado.

Além das propriedades morfológicas comumente descritas na análise de perfis, no campo o conteúdo de carbonato de cálcio foi avaliado na amostra de solo e em manchas esbranquiçadas na forma de nódulos, os quais reagem com HCl diluído (10%). A partir da reação da amostra com o HCl, a efervescência foi classificada como: ligeira (efervescência fraca, bolhas visíveis); forte (efervescência visível, bolha formam espuma na superfície) e violenta (efervescência forte, a espuma é rapidamente formada e grãos de carbonato de cálcio são visíveis na amostra) (Santos et al., 2005).

Também foi avaliada nos perfis a presença de manganês através da efervescência da amostra de solo (pequenos agregados) pela adição de algumas gotas de peróxido de hidrogênio (20 volumes), podendo a efervescência ser classificada como: a) ligeira – efervescência fraca, somente ouvida: b) forte- efervescência visível, sem ruptura dos agregados e c) violenta – efervescência forte, causando muitas vezes ruptura dos agregados (Santos et al., 2005).

Foram coletadas amostras indeformadas para avaliação da densidade do solo (Ds) e para as análises micromorfológicas. As amostras deformadas foram secadas ao ar, destorroadas e passadas por peneira com malha de 2 mm para obter a terra fina seca ao ar (TFSA), a qual foi usada para as análises no Laboratório de Gênese e Classificação (LGCS) do Departamento de Solos da UFRRJ. As análises micromorfológicas e a mineralógicas foram realizadas nos laboratórios de Mineralogia do Solo e de Micromorfologia na ESALQ-USP.

3.3 Caracterização Analítica dos Solos

Foram realizadas, segundo EMBRAPA (1997) as análises descritas a seguir:

3.3.1 Análises químicas

a) pH em água, em KCl 1 mol L⁻¹ e em CaCl₂ 0,01 mol L⁻¹

Determinado potenciométricamente na suspensão solo-líquido de 1:2,5, com tempo de contato não inferior a uma hora e agitação da suspensão antes da leitura.

b) Cálcio e magnésio trocáveis

Estes elementos químicos foram extraídos com solução de KCl 1 mol L⁻¹ (1:10) e determinados por complexometria, em presença do coquetel tampão. O Ca⁺² foi determinado em presença de KOH a 10% e titulado com EDTA 0,0125 mol L⁻¹; o Mg⁺² foi obtido por diferença entre a soma de Ca⁺² + Mg⁺² e o teor de Ca⁺².

c) Potássio e sódio trocáveis

Extraídos com solução de HCl 0,05 mol L⁻¹ e H₂SO₄ 0,0125 mol L⁻¹ na proporção solo-solução 1:10 e determinados por fotometria de chama.

d) Acidez extraível (H⁺ + Al⁺³) e hidrogênio extraível (H⁺)

Extraída com solução de acetato de cálcio 1 mol L⁻¹, ajustada a pH 7,0 na proporção de 1:15 e determinada por titulação com NaOH 0,025 mol L⁻¹. O H⁺ foi obtido por diferença entre o valor de acidez extraível e o teor de Al⁺³.

e) Alumínio trocável (Al⁺³)

Extraído com solução KCl 0,5 mol L⁻¹ na proporção de 1:10 e determinado pela titulação da acidez com NaOH 0,025 mol L⁻¹.

f) Valor S, T, e V%

Calculados pelas seguintes relações:

- Soma de bases trocáveis (Valor S) = soma dos teores de cálcio, magnésio, potássio e sódio trocáveis.

- Valor T (CTC potencial) = Valor S + Valor H; sendo o Valor = (H⁺ + Al⁺³)

- Porcentagem de saturação por bases (Valor V%) = (Valor S/ Valor T) x 100

g) Porcentagem de saturação por alumínio (Valor m)

Calculada pela expressão: $100 \times [Al^{+3} / (Valor S + Al^{+3})]$.

h) Fósforo extraído com solução de HCl 0,05 mol L⁻¹ e H₂SO₄ 0,0125 mol L⁻¹

Extraído com solução de HCl 0,05 mol L⁻¹ e H₂SO₄ 0,0125 mol L⁻¹ e determinado por colorimetria após a redução do complexo fosfomolibídico com ácido ascórbico, em presença de sal de bismuto.

i) Fósforo extraído com solução de Olsen

Extraído com solução de NaHCO₃ a pH 8,5. A extração foi realizada com 2,5 cm³ de terra e 50 ml de solução de NaHCO₃ a pH 8,5 por trinta minutos e determinado por colorimetria após a redução do complexo fosfomolibídico com ácido ascórbico, em presença de sal de bismuto.

j) Equivalente de carbonato de cálcio

Ataque da amostra com excesso de solução de HCl e titulação do excesso de ácido com solução de NaOH padrão. A diferença entre os cmolc L⁻¹ adicionados e o titulado representa o percentual de CaCO₃ na amostra.

l) Porcentagem de sílica (SiO₂)

A sílica foi solubilizada no resíduo do ataque sulfúrico com solução de NaOH a 30%, sob fervura branda e refluxo, é determinada colorimetricamente após tratamento com solução ácida de molibdato de amônio, ácido ascórbico e ácido fosfórico.

m) Porcentagem de ferro digerido com ácido sulfúrico (Fe₂O₃)

Foi determinado em uma alíquota do extrato sulfúrico (ajustada a pH 1,5) por meio de titulação com EDTA 0,01 mol L⁻¹, usando-se como indicador o ácido sulfossalicílico (EMBRAPA, 1997).

n) Porcentagem de alumínio digerido com ácido sulfúrico (Al_2O_3)

Foi determinado na mesma alíquota em que foi dosado o Fe_2O_3 , após correção do pH com acetato de amônio. A dosagem do Al_2O_3 é feita titulando-se o excesso de CDTA $0,031 \text{ mol L}^{-1}$ com ZnSO_4 $0,016 \text{ mol L}^{-1}$ e descontando-se o valor do TiO_2 na amostra (EMBRAPA, 1997).

o) Porcentagem de titânio (TiO_2)

Foi obtido em alíquota do filtrado do ataque sulfúrico pelo método colorimétrico, após adição de ácido oxálico, ácido fosfórico e perhidrol.

p) Relação molecular $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (ki)

Foi calculada segundo a equação: $k_i = 1,70 \times \text{SiO}_2 (\%) / \text{Al}_2\text{O}_3 (\%)$.

q) Relação molecular $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ (kr)

Foi calculada segundo a equação: $k_r = (1,70 \times \text{SiO}_2 \%) / \text{Al}_2\text{O}_3 \% + (0,64 \times \text{Fe}_2\text{O}_3 \%)$

r) Ferro oxalato (Feo)

A dissolução foi feita pela adição de 20 ml de oxalato ácido de amônio $0,2 \text{ mol L}^{-1}$, ajustando para pH 3,0 em 0,5 g (Schwertmann, 1964, modificado por Schulze, 1984). A mistura foi agitada por 1 hora em agitador horizontal e a extração foi realizada no escuro. Após a homogeneização, a suspensão foi centrifugada durante 15 minutos, sendo filtrada em seguida, e o ferro do extrato foi determinado pelo espectrofotômetro de absorção atômica (Mehra & Jackson, 1960).

s) Ferro ditionito (Fed)

Determinado em amostra de TFSA (2,5 g) após dissolução com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (DCB), onde o ferro foi complexado pela saturação de citrato e reduzido pelo ditionito, e o bicarbonato foi utilizado como tampão. Foram realizadas quatro extrações por amostra e, dos extratos obtidos, foi retirada uma alíquota de 50 ml, na qual se realizou a leitura do teor de Fe, usando espectrofotômetro de absorção atômica (Mehra & Jackson, 1960).

3.3.2 Carbono orgânico e caracterização da matéria orgânica do solo

a) Carbono orgânico

Determinado por oxidação da matéria orgânica pelo dicromato de potássio $0,2 \text{ mol L}^{-1}$ em um meio sulfúrico e titulação pelo sulfato ferroso amoniacal $0,1 \text{ mol L}^{-1}$.

b) Extração e fracionamento químico da matéria orgânica

Para as análises foi utilizado o método proposto pela Sociedade Internacional de Substâncias húmicas (IHSS), com adaptações propostas por BENITES et al. (2003). Este método de fracionamento da matéria orgânica baseia-se na extração da mesma com hidróxido de sódio e na dosagem das frações extraídas com dicromato de potássio. Um resumo simplificado deste procedimento é apresentado abaixo:

Os ácidos fúlvicos foram extraídos com 20 mL de NaOH $0,1 \text{ mol L}^{-1}$, adicionados à fração coloidal (previamente pesada contendo aproximadamente 30 mg de carbono orgânico total), com agitação manual, permanência em repouso por 24 horas e centrifugação a 5.000 g por 30 minutos. O sobrenadante foi separado em copo plástico descartável de 50 mL. Ao precipitado foi adicionado mais 20 mL de NaOH $0,1 \text{ mol L}^{-1}$ sendo agitado manualmente até o desprendimento e ressuspensão do precipitado, permanecendo em repouso por 1 hora, com nova centrifugação nas condições descritas anteriormente. O sobrenadante foi recolhido junto

ao previamente reservado (extrato alcalino – pH 13,0) e o precipitado foi reservado permanecendo no tubo da centrífuga para posterior determinação da fração humina.

O pH do extrato alcalino foi ajustado para 1,0 pela adição de gotas de solução de H_2SO_4 20% dentro do copo plástico de 50 mL, decantou-se por 18 horas e o precipitado foi filtrado em membrana de 0,45 mm sob vácuo. O filtrado foi recolhido e seu volume foi aferido para 50 mL usando-se água destilada obtendo-se a fração ácido fúlvico. Para obtenção da fração ácidos húmicos foi adicionado NaOH $0,1 \text{ mol L}^{-1}$ sobre o precipitado até a lavagem completa do filtro sendo seu volume aferido para 50 mL usando água destilada.

Para determinação da humina, os precipitados reservados anteriormente nos tubos da centrífuga de 50 mL, foram transferidos sem perda de material para tubos de digestão, utilizando o mínimo de líquido possível. Foram transferidos para estufa aquecida a 65°C até a secagem completa. Posteriormente foram adicionados 5 mL de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ $0,1667 \text{ mol L}^{-1}$ e 10 mL de H_2SO_4 a cada amostra e em quatro tubos vazios (brancos). Os tubos com as amostras e dois dos quatro brancos foram levados ao bloco digestor pré-aquecido a 150°C permanecendo por 30 minutos sob exaustão. O conteúdo dos tubos de digestão foi transferido quantitativamente para frascos erlemeyer de 125 mL (amostras + dois brancos aquecidos + dois brancos sem aquecimento) onde foram adicionadas 3 gotas de indicador Ferroin e feita a titulação do teor de carbono com sulfato ferroso amoniacal $0,25 \text{ mol L}^{-1}$ sob agitação.

Para a quantificação das frações ácidos húmicos e ácidos fúlvicos, uma alíquota de cinco mL de solução de ácido húmico ou fúlvico foi transferido para tubos de digestão, utilizando uma pipeta automática. Foi adicionado um mL de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ mol L^{-1} e 5mL de H_2SO_4 concentrado a cada amostra e em quatro tubos contendo 5 mL de H_2O destilada (brancos). Os tubos com as amostras e dois dos quatro brancos foram levados ao bloco digestor pré-aquecido a 150°C permanecendo por 30 minutos. O conteúdo dos tubos de digestão foi transferido quantitativamente para frascos erlemeyer de 125 mL (amostras + dois brancos aquecidos + dois brancos sem aquecimento), onde foram adicionadas três gotas de indicador Ferroin e titulação do carbono com sulfato ferroso amoniacal $0,0125 \text{ mol L}^{-1}$ sob agitação.

c) Análises espectroscópicas na região do ultravioleta-visível

O extrato alcalino (EA) foi obtido a partir de amostra de terra, de modo a obter teor de carbono no EA de 2 mg em 100 ml de solução de NaOH $0,1 \text{ mol L}^{-1}$ (20 mg C org EA L^{-1}), com tempo de contato de 24 horas e com separação por filtração.

Os espectros na faixa do UV-visível foram obtidos em espectrofotômetro digital modelo 22pc, da marca Spectrumlab, e analisados na faixa do visível para determinação das absorbâncias em 465 e 665 nm. Para a relação E4/E6, foi dividido o valor da absorbância obtida em 465nm pelo de 665 nm. O coeficiente logk foi obtido pela diferença entre o log da absorbância em 465 nm e 665 nm, ou seja, $\log k = \log E4 - \log E6$ (Kumada, 1987).

3.3.3 Análises físicas

a) Composição granulométrica da terra fina

As amostras de terra foram dispersas com NaOH 1 mol L^{-1} e agitadas, em baixa rotação, por 16 horas, conforme modificação proposta por Rezende (1989). O teor de argila total foi determinado na suspensão, pelo método da pipeta (Day, 1965). As frações areia grossa e areia fina foram separadas por tamisação, em peneiras de malhas 0,2 e 0,053 mm, respectivamente. O silte foi obtido por diferença. Para a argila dispersa em água (argila natural), o método é semelhante ao da argila total, porém apenas com água destilada como dispersante.

b) Densidade do solo (Ds) e das partículas (Dp)

A amostragem para determinação da Ds foi realizada com o auxílio de anel de Kopecky com volume conhecido, sendo calculada pela seguinte equação:

$D_s = \text{densidade do solo (Mg/m}^3) = M_s / V_s$, onde M_s (massa do solo) está em Mg, e V_s (volume do solo) está em m^3 .

A densidade das partículas (D_p), expressa em Mg/m^3 , foi determinada pelo método do balão volumétrico. A massa foi determinada após secagem do material em estufa à temperatura de 105-110°C, durante 24 horas. Foi calculada pela seguinte equação:

$D_p = \text{densidade das partículas (Mg/m}^3) = M_p / V_p$, onde M_p (massa de partículas) está em Mg, e V_p (volume de partículas) está em m^3 .

c) Volume total de poros (VTP)

O volume total de poros (VTP) foi calculado usando-se os volumes da densidade do solo (D_s) e densidade das partículas (D_p), através da equação: $VTP (\%) = (1 - D_s/D_p) \times 100$.

3.3.4 Análises mineralógicas

a) Fração areia e silte

As amostras foram previamente moídas em moinho de bolas até a obtenção de pó cristalino. Foi procedida a difração de raio-X (DRX) da amostra em pó e não orientada, com a utilização de difratômetro RIGAKU, modelo Miniflex II, utilizando-se tubo de cobre como fonte de radiação $K\alpha$ e monocromador de grafite, com tensão de 30 kV e corrente de 15 mA. As leituras foram feitas por passo, com variação de $0,050^\circ \cdot \text{s}^{-1}$. O intervalo de varredura para todas as amostras foi de 2° a 45° (2θ).

b) Fração argila

As amostras foram analisadas em condição “ao natural” e sob os seguintes tratamentos: desferrificação por DCB (ditionito de sódio-citrato-bicarbonato), de acordo com Mehra e Jackson (1960); saturação com potássio e aquecimento por duas horas, após montagem da lâmina, nas temperaturas: 350° e 550°C ; saturação com magnésio e solvatação com etileno glicol. As lâminas foram preparadas de forma orientada, pelo método do esfregaço, após a amostra ser pulverizada, submetida a um ciclo de três minutos no ultrassom de ponta e passar por centrifugação, para obtenção de uma pasta homogênea, conforme Calderano et al. (2009).

A análise foi realizada em um difratômetro RIGAKU, modelo Miniflex II, utilizando-se tubo de cobre como fonte de radiação $K\alpha$ e monocromador de grafite, com tensão de 30 kV e corrente de 15 mA. As leituras foram feitas por passo, com variação de $0,050^\circ \cdot \text{s}^{-1}$. O intervalo de varredura para todas as amostras foi de 2° a 45° (2α).

3.3.5 Análises micromorfológicas

As amostras indeformadas e orientadas coletadas com as caixas de papelão foram inicialmente secas ao ar por cerca de 20 dias e depois por mais 7 dias em estufa a 35°C . Posteriormente, foram colocadas em formas descartáveis de plástico (mantendo-se a orientação) e impregnadas com mistura de resina poliéster Polilyte, monômero de estireno e pigmento fluorescente (Ciba-Geigy Uvitex OB), utilizando-se Peroxol (peróxido metil-etil-cetona) como catalisador para a polimerização da resina (Castro, 1985). Para cada 1000 mL de resina foram adicionadas 1000 mL de monômero de estireno (proporção 1:1), 4 gotas de catalisador Peroxol e 2 g de pigmento fluorescente. Para maior eficiência da impregnação e facilitar a penetração da resina nas amostras, estas foram levadas para dessecador conectado a uma bomba pneumática, formando sistema fechado e a vácuo, mantido por período mínimo de 24 horas, em capela.

Após a impregnação, os blocos (amostras impregnadas) permaneceram por trinta dias em repouso em uma capela até o endurecimento total da resina. Depois de endurecidos, os blocos foram cortados em serra de diamante para eliminar o excesso de resina do volume da amostra até alcançar a espessura de cerca de 5 mm, sendo feito pequeno corte no lado norte do bloco para indicar a orientação. Os blocos produzidos foram polidos em uma das faces (com pó de carborundum e em disco rotatório) até a obtenção de uma superfície plana que foi então colada em lâmina de vidro usando Araldite 24 horas. Após a montagem das lâminas, as amostras foram desgastadas em máquina de desbaste até alcançar a espessura de 30µm. O desbaste final das lâminas foi feito manualmente por abrasão com lixas.

As lâminas foram analisadas em microscópio ótico polarizante Zeiss e com lupa binocular Wild, ambos sob luz normal e polarizada. As descrições seguiram os critérios e a terminologia proposta por Brewer (1976) e Bullock et al. (1985). A análise descritiva compreendeu as seguintes etapas: a) identificação dos constituintes do fundo matricial - plasma, esqueleto e poros; b) identificação das estruturas plásmicas e de base e as suas frequências; c) identificação das feições pedológicas. Essa sequência foi repetida para cada lâmina. As fotomicrografias foram feitas em câmara fotomicroscópica Zeiss do DIGEO-IPT.

3.3.6 Classificação dos solos

Os perfis de solo foram classificados segundo o Sistema Brasileiro de Classificação do Solo (EMBRAPA, 2006) e atualizações em documentos posteriores da Embrapa Solos.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Propriedades Morfológicas

Os principais atributos morfológicos dos perfis são apresentados na Tabela 1 e na Tabela 2. Observa-se a variação nas condições de relevo entre os pontos de coleta dos perfis. O relevo varia de plano (P1, P2 e P3) a ondulado (P4). Em função das variações no relevo pode se observar algumas modificações nos atributos morfológicos dos solos, em relação à cor e a drenagem interna do perfil. É importante ressaltar, o papel desse fator na pedogênese pela sua influência na intensidade do fluxo de água ao longo do perfil de solo, ditando a intensidade das reações químicas, conseqüentemente atuando no intemperismo, promovendo o transporte de sólidos ou de materiais em solução e produzindo efeitos que se traduzem em diferentes tipos de solo, nas diversas posições geomorfológicas (Carvalho, 1981). Corroborando essa afirmativa, Fanning & Fanning (1989) afirmam que o relevo exerce grande influência sobre os atributos do solo, em virtude da influência direta na dinâmica da água no solo e na drenagem interna do perfil. Ainda, em função do conjunto de eventos geológicos que ocorreram na área e da heterogenidade da rocha calcária, a litologia dos perfis se reflete nos atributos dos solos.

Os perfis P1, P2 e P3 apresentam sequência de horizontes ABC e o perfil P4 possui sequência ACR. Os solos carbonáticos são classificados quanto à espessura do solum, em rasos a medianamente profundos quando atingem espessura de 40 cm a 90 cm e, raras vezes, apresentam-se como profundos, quando atingem espessuras maiores que 100 cm (Shinzato, 1998). Sendo assim, P1, P2 e P4 enquadraram-se na categoria de solum raso a medianamente profundo e o P3 possui maior desenvolvimento pedogenético, identificado por apresentar um solum profundo.

Nas áreas planas, a influência do material de origem (e do clima) na espessura dos perfis é maior do que as condições de relevo, em função dos minerais presentes nas rochas calcárias, tais como a calcita, aragonita, dolomita, e dos teores de carbonato (Shinzato, 1998). Quando estes teores são elevados, superiores a 90% da composição total da rocha esperam-se que os perfis desenvolvidos de litologia carbonática tenham pequena espessura de solum, em função da alta solubilidade do carbonato e da sua remoção do perfil de solo. Sendo exceção a isso, a marga, que tem proporções equivalentes de carbonato e argila.

O perfil P1 apresenta coloração bruno-avermelhada em superfície e em subsuperfície, com matiz variando de 2,5YR a 5YR, valores de 3 a 6 e croma de 3 a 4. Ocorre a mudança de cor no último horizonte (5Bvk) para cinzento (5Y 5/1) com mosqueado amarelo-avermelhado (5YR 6/8) em função da drenagem imperfeita do perfil. E no horizonte 3Bik, quando se observam os grãos simples ocorrem minerais de calcita de cor rosada (5YR 7/4). Esse perfil apresenta distribuição vertical das frações granulométricas sem grandes variações, conferindo classe textural franco-siltosa em todos os horizontes, à exceção do último horizonte (5Bvk) que possui textura franco-argilosa e também se diferencia pela presença de superfícies de fricção. A drenagem mais retritiva do perfil favorece o surgimento de cores mosqueadas, caracterizando a segregação de ferro e manganês em condições redutoras, influenciadas pela oscilação do lençol freático. As transições entre horizontes no perfil P1 são plana e clara em superfície, passando a plana e abrupta em profundidade.

O perfil P2 apresenta coloração variando em alguns tons de bruno ao longo de todo perfil e em profundidade alterna a coloração para variegada e tons de bruno entre os horizontes, a qual é condicionada pela precipitação de carbonato em todo o perfil. As proporções das frações granulométricas variaram muito ao longo do perfil conferindo as classes texturais: franco-argilosa, argila, argilo-siltosa, franco-argilosa, franco-argilosa

cascalhenta, argila, franca-cascalhenta, franco-siltosa e silte. Foram encontradas concreções (petroplintita) e fragmentos de conchas nas frações areia, cascalho e calhaus, desde o horizonte Ap1 até o B_K. Além disso, observou-se carbonato secundário em alguns horizontes subsuperficiais envolvendo a petroplintita e formando um bloco, isso foi observado nos horizontes B_{icK}, B_{cmK} e B_K. Esse perfil apresenta grande diferenciação entre os horizontes, com transições plana e clara, ondulada e gradual, plana e gradual e descontínua e abrupta.

A presença de concreções de ferro e manganês foi reportada em solos calcários em outras áreas no semi-árido, na região do Baixo de Irecê, na Bahia, e no Norte de Minas. Esses estudos também apontam aumento das concreções em profundidade (Alencar, 2002).

Como no P2, os perfis P3 e P4 apresentaram fragmentos de conchas e o P3 também possui petroplintita e apresenta indícios de permeabilidade lenta da água no perfil, favorecida pela presença de argilas de atividade alta. O clima da região permite a alternância de condições: úmidas (período chuvoso) e secas (período seco), portanto gera variações no potencial redox, o que explica a ocorrência de quantidades expressivas de concreções ferromanganosas nesses solos (Schwertmann & Fanning, 1976; Khan & Fenton, 1996). Ainda, a pedofoma plana da maior parte dos solos da Chapada do Apodi é limitante para sua drenagem (Ernesto Sobrinho, 1979). As concreções de ferro-manganês em solos de ambiente cárstico são comuns e podem estar relacionadas a diferenciação faciológica (Jiménez-Millán & Nieto, 2008).

O termo fácies é utilizado para representar e definir variações, de diferentes naturezas, intrínsecas aos litotipos. A designação fácies pode ser empregada em caráter descritivo, distinguindo o material com base nas variações físicas, químicas e em sua cor (Suguio, 2003).

O perfil P3 apresenta coloração bruno-avermelhado (5YR) no primeiro horizonte. E em subsuperfície predominam cores vermelho-amarelados e amarelo-avermelhados (5YR), e em profundidade a cor tornasse bruno-forte (7,5YR), bruno-amarelado (10YR) e variegada (2,5Y a 10YR), com valores variando de 3 a 8 e croma de 2 a 8. O horizonte 2BC apresenta pequenos mosqueados de cor preta. O contraste é marcante entre a rocha carbonática subjacente e o perfil de solo de coloração vermelha.

As cores avermelhadas observadas nos perfis P1 e P3 são comuns nas “terras vermelhas”, solos também de litologia carbonática, indicando o predomínio de hematita sobre a goethita. A presença de cores avermelhadas pode indicar o processo de rubefação, sendo o mesmo comum nos solos de substrato carbonático. A rubefação ou rubificação é o processo de formação da hematita favorecida pelas altas temperatura, baixo conteúdo de carbono no solo e alta concentração de íons cálcio e magnésio, além do pH elevado e condições de drenagem interna livre no perfil (Lynch, 2009).

Apesar da cor avermelhada, o perfil P3 possui petroplintita, distribuída por todo o perfil; este aspecto mostra que a gênese desse solo foi afetada por condição mais redutora ou de oscilação de ambiente oxidante-redutor, necessária para a redução e posterior translocação e segregação de ferro. A textura do P3 alternou-se de franca cascalhenta, franco-argilosa, argila no horizonte Bt1 até o 2BC e franco-siltosa no último horizonte. O perfil P3 também apresenta variação de transição entre horizontes de plana e clara, plana e abrupta e plana e gradual.

A textura argilosa nos horizontes superficiais de P2 e P3 leva ao grau de consistência com maior plasticidade e pegajosidade, o que pode limitar o preparo do solo por ocasião do plantio. Ainda, a contribuição das argilas de atividade alta na menor permeabilidade a água do solo, conduz a deficiência de oxigênio para as plantas no período chuvoso.

O perfil P4 apresenta cor bruno-amarelo-escuro (10YR 3/4) no horizonte A e bruno-forte (7,5YR 4/6) no horizonte C. A textura é franca cascalhenta em todo o perfil. O solo é pouco evoluído, sendo constituído por material mineral pouco alterado e não apresenta horizonte diagnóstico subsuperficial. A pedofoma ondulada do terreno em que o perfil está

localizado favorece a redução da taxa de infiltração da água no solo, aumentando o seu fluxo lateral e culminando em solos menos evoluídos.

Tabela 1. Atributos morfológicos dos solos na Chapada do Apodi

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Cor Úmida	Estrutura ⁽⁴⁾	Classe Textural
	Cm	Matriz ⁽³⁾		
PERFIL P1				
Ak	0-3	5YR 4/3	fo, me, bsa e fo, mpq, gr	Franco-siltosa
ABk	3-11	5YR 4/3	mo, pq/me, bsa	Franco-siltosa
2Bik	11-20	5YR 4/4	fr, me/pq, bsa	Franco-siltosa
3Bik	20-31	2,5YR 3/4	fr, me, pr/bsa	Franco-siltosa
4Bck	31-56	2,5 YR 4/4	fr, pq, gs/gr	Franco-siltosa
5Bvk	56-95+	5Y 5/1 (3)5YR 6/8	fo, mg, pr composta por fo, g, pr	Franco-argilosa
PERFIL P2				
Ap1	0-3	10YR 4/3	fo, me, l	Franco-argilosa
Ap2	3-19	10YR 4/4	Ma	Argila
Bik	19-32	2,5Y 4/4	mo, pq/me, bsa/pri	Argilo-siltosa
Bick	32-51	10YR 4/6	mo/fr, pq, bsa	Franco-argilosa cascalhenta
Bcmk	51-70	Variegada	Ma	Franco-argilosa cascalhenta
Bk	70-79	10YR 5/4, (3) 5Y 8/1	fo, pq/me, ba	Argila
Cckm	79-86	Variegada	Gs	Franca cascalhenta
Ck	86-102	2,5Y 5/6	Ma	Franco-siltosa
Crk	102-133+	Variegada	Ma	silte
PERFIL P3				
Ac	0-5	5YR 3/3	mo, gs/pq, bsa	Franca cascalhenta
BA	5-10	5YR 4/4	fo, pq, bsa	Franco-argilosa
Bt1	10-39	5YR 5/8, úmida	mo, pq, PR	Argila
Bt2	39-63	5YR 6/8, úmida	mo, pq/mpq, pr/bsa	Argila
Bt3	63-88	7,5YR 5/8, úmida	mo, pq/mpq, gs/pr	Argila
2BC	88-108 (106-118)	10YR 5/8	mo, me/g, ba	Argila
2Crk	108-130+	Variegada	Ma	Franco-siltosa
PERFIL P4				
A	0-10	10YR 3/4, úmida	fr, pq, gr e mo, pq, bsa	Franca cascalhenta
C	10-27(24-27)	7,5 YR 4/6	Gs	Franca cascalhenta
R	-	-	-	-

⁽¹⁾Hor= horizonte; ⁽²⁾Prof= profundidade; ⁽³⁾Mosq= mosqueado; ⁽⁴⁾fr= fraca; ⁽⁴⁾mo= moderada; ⁽⁴⁾fo= forte; ⁽⁴⁾mpq= muito pequena; ⁽⁴⁾pq= pequena; ⁽⁴⁾me= média ⁽⁴⁾g= grande; ⁽⁴⁾mg= muito grande ⁽⁴⁾ba= blocos angulares; ⁽⁴⁾bsa= blocos subangulares; ⁽⁴⁾= maciça; ⁽⁴⁾gr= granular; ⁽⁴⁾gs= grãos simples; ⁽⁴⁾l= laminar; ⁽⁴⁾pr= prismática; ⁽⁴⁾pri= prisma.

Os solos apresentaram grande variação na coloração, o que é comum em solos com influência de calcário. Em todos os horizontes A e nos horizontes subsuperficiais, o matiz variou de 2,5YR a 5YR, com valor entre 3 e 8, e croma de 1 a 8.

Shinzato (1998) estudando solos da APA de Sete Lagoas encontrou dados distintos, com solos de pequena variação de cores, sendo menos influenciados pelo calcário. O autor citado encontrou em todos os horizontes A e em parte do subhorizonte B cores do matiz variando de 7,5YR a 2,5YR, com valor entre 3 e 4, e croma de 2 a 4.

A cor avermelhada observada em alguns solos do substrato calcário da Chapada do Apodi está relacionada às condições de clima, pelo curto e intenso período chuvoso e pela elevada evapotranspiração durante o ano todo. Assim, nos períodos de seca é favorecida a precipitação das formas de Fe liberadas pelo intemperismo dos minerais silicatados primários e/ou secundários e também a desidratação dos precipitados menos cristalinos (como a ferridrita) com subsequente rearranjo de sua estrutura, formando a hematita pedogênica. Acrescido a isso, os valores mais elevados de pH, decorrentes do material calcário, e a drenagem livre do solo favorecem a formação da hematita (Schwertmann & Taylor, 1977; Yaalon, 1997; Lynch, 2009), sendo a presença desse mineral nos solos estudados confirmada pela difratometria de raio - X.

Nos perfis P2 e P4 predominam cores amareladas e bruno-amarelada, indicando maior expressão de goethita, o que é confirmado pela difratometria de raio - X. No caso do perfil P2, a formação de goethita é favorecida pela localização em relevo plano do perfil de solo e a drenagem moderada. Ou ainda, a menor espessura do solum e a proximidade do horizonte C da superfície e a massividade do calcário que controlam o fluxo de água no perfil de solo, ocasionando ambiente mais úmido no período chuvoso, o que propicia a gênese da goethita (Schwertmann & Taylor, 1977).

A característica morfológica mais distintiva observada no P2 foi a intensa precipitação de carbonato secundário, com o acúmulo evidenciado pelo aumento de equivalente de CaCO_3 nos horizontes subsuperficiais. Ao longo de todo o perfil foi observada a presença de carbonatos. O subhorizonte BcK_m (de 51 a 70 cm) tem espessura maior que 10 cm e sua consistência apresenta-se como extremamente dura e extremamente firme. Ele é seguido de subhorizonte BK (de 70 a 79 cm) com consistência muito dura e friável, com mosqueado devido à acumulação de carbonato de cálcio. No subhorizonte seguinte CcK_m (de 79 a 86 cm), as concreções do tamanho de calhaus são extremamente duras, mas o restante do material é solto e é extremamente firme. Os subhorizontes BcK_m e CcK_m apresentam partes com forte cimentação, mas esta não ocorre de forma contínua. Assim, a morfologia desses subhorizontes atende a maioria dos critérios para definir o horizonte petrocálcico, exceto pela continuidade lateral no perfil.

No Brasil ainda não foram publicados trabalhos de gênese de solos com horizonte diagnóstico petrocálcico. No P2, provavelmente, a existência de petroplintita influenciou a percolação da água e o desenvolvimento das raízes ao longo do perfil de solo, o que favoreceu o acúmulo de carbonatos e sua cimentação em subsuperfície, aspectos também relacionados à menor permeabilidade do solo e a massividade da rocha. No entanto, a cimentação observada no perfil P2 encontra-se em estado de dissolução, isso devido às condições de clima no semiárido brasileiro, mais quentes e com maior precipitação pluviométrica do que em outras regiões semiáridas do planeta (Oliveira, 2005; Valladares et al., 2007).

Ao longo dos perfis, as variações de transição entre os subhorizontes decorrem de diferenças de cor e no grau de desenvolvimento da estrutura do solo, a qual varia dentro de um mesmo perfil. No perfil P1, em superfície, devido à influência da matéria orgânica, e no último horizonte, em função do aumento dos teores de argila, a estrutura apresentou grau de desenvolvimento forte, sendo do tipo granular e blocos subangulares e prismática, respectivamente. O perfil P2 possui estrutura heterogênea em profundidade, variando de:

laminar, maciça, blocos subangulares e angulares e prismas, com grau de desenvolvimento de fraco a forte e tamanho desde pequeno a médio. Os subhorizontes do P3 apresentam variações no tipo de estrutura: grãos simples, prismática no horizonte Bt, blocos angulares e subangulares e maciça no 2CrK. No P4 a estrutura é do tipo granular e blocos subangulares no horizonte A e em grãos simples no C.

Em solos com forte influência do calcário é comum a estrutura prismática (Souza et al., 1993). Nos solos desenvolvidos e influenciados pela litologia calcária, o carbonato de cálcio pedogênico é o principal agente cimentante (Dal' Bó & Basilici, 2010). Nos solos estudados, no mesmo perfil ocorrem distintos tipos de estrutura e graus de desenvolvimento, indicando que alguns subhorizontes têm maior influência do íon cálcio e outros menos ou ainda que o material de origem seja muito pouco alterado, como no P4, de sequência ACR.

Tabela 2. Consistência e transição dos solos na Chapada do Apodi

Horizonte	Profundidade Cm	Consistência			Transição
		Seca ⁽¹⁾	Úmida ⁽²⁾	Molhada ⁽³⁾	
PERFIL P1					
Ak	0-3	MD	MFr	LPL e LPe	Plana e clara
ABk	3-11	D	F	LPL e Pe	Plana e clara
2Bik	11-20	M	MF	LPL e LPe	Plana e abrupta
3Bik	20-31	M	MF	LPL e LPe	Plana e abrupta
4Bck	31-56	M	MF	LPL e LPe	Plana e abrupta
5Bvk	56-95+	ED	EFr	MPL e Pe	-
PERFIL P2					
Ap1	0-3	MD	F	MPL e MPe	Plana e clara
Ap2	3-19	D	Fr	MPL e MPe	Plana e clara
BiK	19-32	LD	F	PL e Pe	Plana e clara
BicK	32-51	M	MF	PL e Pe/LPe	Ondulada e abrupta
BcmK	51-70	ED	EFr	NPL e NPe	Plana e clara
Bk	70-79	MD	F	PL e Pe	Plana e clara
CcKm	79-86	*	EFr	NPL e NPe	Plana e gradual
Ck	86-102	LD	F	PL e Pe	Descontínua e abrupta
CrK	102-133+	M	F	PL e LPe/Pe	-
PERFIL P3					
Ac	0-5	M	MF	NPL e LPe	Plana e abrupta
BA	5-10	M	MF	PL e Pe	Plana e clara
Bt1	10-39	LD	MF	MPL e Pe	Plana e gradual
Bt2	39-63	LD	MF	MPL e Pe	Plana e gradual
Bt3	63-88	LD	MF	PL e Pe	Plana e abrupta
2BC	88-108 (106-118)	ED	Fr	MPL e MPe	-
2CrK	108-130+	MD	F	PL e Pe	-
PERFIL P4					
A	0-10	S	S	NPL e LPe	-
C	10-27(24-27)	S	S	NPL e LPe	-
R	-	-	-	-	-

⁽¹⁾ Consistência no estado seco (M: macia, S: solta, LD: ligeiramente dura, D: dura, MD: muito dura, ED: extremamente dura). ⁽²⁾ Consistência no estado úmido (S: solta, MF: muito friável, F: friável, Fr: firme, MFr: muito firme, EFr: extremamente firme). ⁽³⁾ Consistência no estado molhado (PL: plástico, LPL: ligeiramente plástica, LPe: ligeiramente pegajosa, Pe: pegajosa, NPL: não plástica, NPE: não pegajosa). *as concreções do tamanho de calhaus são extremamente duras o restante do material é solto.

A presença de estrutura fracamente desenvolvida ou a estrutura maciça, como ocorre em profundidade nos perfis P2 e P3, pode ser devida a influência de condições de drenagem reduzida ou menor permeabilidade do solo, principalmente no período chuvoso, dificultando a formação dos agregados ao reduzir a expansão e contração do solo.

Quanto a consistência do solo, segundo Souza et al. (1993), é comum em solos influenciados por calcário, que esta seja de grau “duro” e “muito duro”, quando seco, e “firme” e “muito firme”, quando úmido. Porém, nos perfis estudados poucos horizontes apresentaram essa característica e em alguns perfis houve variações de consistência dentro do mesmo subhorizonte, pela presença de zonas com cimentação.

4.2 Propriedades Físicas

4.2.1 Análise granulométrica

A análise granulométrica dos perfis encontra-se na Tabela 3. Todos os solos apresentam cascalhos e ou calhaus em quantidades que identificam as texturas cascalhentas em algum horizonte, sendo a menor quantidade de cascalhos registrada no perfil P1, em área plana e de terraço coluvial, e a quantidade de calhaus é maior nos demais perfis. Predomina a fração areia grossa em relação à areia fina em todos os perfis e os teores de silte são expressivos, indicando o baixo grau de intemperismo desses solos. Em P2 e P3 parte das frações grosseiras é composta por petroplintita, distribuída irregularmente nos perfis.

A análise granulométrica mostra variação da distribuição vertical das frações ao longo do perfil P1 condizente com a sua origem de sedimentos coluviais, entretanto todos os horizontes são enquadrados na classe textural franco-siltosa (Tabela 2), a exceção do último horizonte (5Bvk) de textura franco-argilosa. Em P1, predomina a fração silte, seguida pela areia grossa, o que reflete nas relações areia grossa/areia fina e silte /argila, exceto no horizonte 5Bvk, com maior teor de argila. A relação silte /argila é utilizada como indicativo de intemperismo em solos de clima tropical por muitos autores (EMBRAPA, 2006), porém em solos jovens e originados de sedimentos ela reflete a mais natureza e variações intrínsecas ao material depositado. A relação silte/argila em P1 apresenta valores superiores a um (1,0) e é heterogênea, confirmando a descontinuidade litológica, com vários eventos de deposição de sedimentos como foi observado no campo.

Nos perfis P2 e P3 a variação de granulometria é indicativa da intensidade dos processos pedogenéticos, com acumulação relativa de argilas em P3 e menores teores desta fração nos horizontes CrK e 2CrK em maior profundidade em P2 e P3, respectivamente. Os valores da relação areia grossa/areia fina e silte/argila mostram essa heterogeneidade (Tabela 3). A relação silte/argila decresce nos horizontes B em relação ao C, indicando a alteração dos minerais na fração silte do material de origem com formação de argilas, e o possível caráter autóctone desses solos. A heterogeneidade na distribuição das frações granulométricas no perfil P2 expressa ainda a heterogeneidade e as impurezas do material de origem calcário.

O elevado teor de carbonato ao longo dos perfis P1 e P2 inibe a translocação de argila, uma vez que o cálcio é flocculante. Não foi observada argila naturalmente dispersa em todos os perfis, sendo o grau de flocculação igual a 100 %. Por essa mesma razão para a completa dispersão das argilas foi usado o hexametáfosfato de sódio na análise granulométrica.

O perfil P3 apresenta incremento de argila do horizonte A para o B, indicando o processo de eluviação/iluviação, embora as argilas também estejam 100% flocculadas. Ainda, a translocação de argila pode ocorrer através de fluxo preferencial de água nos macroporos livres, em regiões com elevado aporte de água (Holliday, 1985). No ambiente semi-árido, esse processo ocorre na época chuvosa pela intensa precipitação por um curto período de tempo. Outra hipótese é que a descalcificação e a translocação de argila ocorreu durante passado menos árido, ocorrendo recalcificação no perfil em um período mais seco.

Tabela 3. Granulometria, grau de flocculação e relação silte/argila e areia grossa/areia fina dos solos na Chapada do Apodi

Hor ⁽¹⁾	Prof. ⁽²⁾ Cm	Granulometria								GF ⁽⁵⁾ %	Silte/ Argila	AG/ AF ⁽⁶⁾
		Calhaus	Cascalho	TFSA ⁽³⁾	Areia		Silte	Argila	ADA ⁽⁴⁾			
		g.kg ⁻¹		g.kg ⁻¹		TFSA						
PERFIL P1												
Ak	0-3	0	3	997	219	18	567	196	0	100	2,90	12,2
ABk	3-11	0	9	991	248	22	559	171	0	100	3,27	11,2
2Bik	11-20	0	10	990	348	37	501	115	0	100	4,38	9,4
3Bik	20-31	0	8	992	255	27	606	113	0	100	5,39	9,6
4Bck	31-56	0	6	994	309	33	570	89	0	100	6,44	9,4
5Bvk	56-95+	0	26	974	246	22	356	377	0	100	0,95	11,1
PERFIL P2												
Ap1	0-3	156	0	844	204	9	374	414	0	100	0,90	22,5
Ap2	3-19	58	0	942	177	10	352	461	0	100	0,77	17,7
Bik	19-32	34	0	966	132	9	436	424	0	100	1,03	15,5
Bick	32-51	539	106	355	356	8	360	276	0	100	1,30	42,1
Bcmk	51-70	548	97	355	261	7	359	373	0	100	0,96	39,0
Bk	70-79	326	30	643	116	7	393	485	0	100	0,81	17,7
Cckm	79-86	179	630	191	421	5	468	106	0	100	4,42	84,2
Ck	86-102	124	0	876	82	3	762	154	0	100	4,96	27,2
Crk	102-133+	48	0	952	33	2	863	101	0	100	8,50	14,7
PERFIL P3												
Ac	0-5	344	0	656	284	32	441	244	0	100	1,81	8,9
BA	5-10	69	0	931	177	31	396	397	0	100	1,00	5,7
Bt1	10-39	83	0	917	152	25	367	457	0	100	0,80	6,1
Bt2	39-63	200	0	800	170	23	316	491	0	100	0,64	7,3
Bt3	63-88	330	5	665	191	14	341	454	0	100	0,75	13,3
2BC	88-108 (106-118)	487	0	513	85	23	370	522	0	100	0,71	3,7
2Crk	108-130+	355	0	645	142	37	617	204	0	100	3,03	3,9
PERFIL P4												
A	0-10	315	122	563	346	17	450	187	0	100	2,42	20,2
C	10-27 (24-27)	312	166	522	400	16	381	204	0	100	1,87	24,6
R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

⁽¹⁾Hor- horizonte; ⁽²⁾Prof- profundidade; ⁽³⁾TFSA- Terra Fina Seca ao Ar; ⁽⁴⁾ADA: Argila Dispersa em Água; ⁽⁵⁾GF:Grau de Flocculação; ⁽⁶⁾AG/AF= Areia grossa/areia fina.

Nesse caso, a formação do horizonte B textural em solos ricos em carbonato seria influência de um clima menos árido no passado (Eghbal & Southard, 1993). O paleoclima mais úmido, durante o qual o carbonato migrou no perfil e permitiu a iluviação da argila, foi usado para justificar a formação de horizonte B textural em solos na região semi-árida, de litologia calcária, por Khormalia et al. (2003) no sul do Irã, por Eghbal & Southard (1993) no deserto do Mojave.

Outra possibilidade é de que o horizonte B textural tenha se originado por processo de argiluviação, em que ocorra o aumento relativo do conteúdo de argila no horizonte subsuperficial em função da remoção de argila no horizonte superficial.

O perfil P4 apresenta altos teores de calhaus e cascalhos e elevada relação areia grossa/areia fina, além do baixo teor de argila, com classe textural do tipo franco-cascalhenta nos horizontes A e C. Esta granulometria é condizente com o pequeno grau de alteração em relação ao material de origem e o teor de argila expressa impurezas na rocha calcária.

O fluxo de água e a conseqüente diferença na distribuição da argila intra e entre perfis de solos podem ser influenciadas pela ocorrência de fraturas, comumente presentes nos solos de ambientes cársticos e no material de origem pela heterogeneidade da própria rocha.

4.2.2 Densidade do solo, densidade das partículas e porosidade do solo

Os dados de densidade do solo (D_s) e das partículas (D_p) são apresentados na Tabela 4. A D_s variou de 1,15 a 1,83 $Mg\ m^{-3}$. No horizonte 5Bvk do perfil P1, ocorre aumento da D_s em função do aumento de argila e da diminuição do volume de poros desse horizonte relacionado à expansão das argilas e ao caráter vértico identificado na morfologia. Esse padrão também é observado no horizonte Ap2 do perfil P2 e no BA do perfil P3, indicando a influência de compactação pelo uso de máquinas agrícolas. A D_s não foi avaliada em alguns horizontes no perfil P2 em função da cimentação dos mesmos e no perfil P4 devido à presença de fragmentos de rocha.

Em alguns Cambissolos Eutróficos desenvolvidos de calcário, na região do Salitre em Juazeiro - BA (Ramos & Shinzato, 1993) e da Serra do Ramalho em Bom Jesus da Lapa - BA (Ramos & Manzatto, 1991) os valores de D_s variaram de 1,30 a 1,55 $Mg\ m^{-3}$.

A densidade das partículas variou de 2,15 a 2,38 $Mg\ m^{-3}$ nos perfis. Girão (2011) estudando solos da Chapada do Apodi em Limoeiro do Norte, observou valores para a D_s de 1,32 a 2,02 $Mg\ m^{-3}$ e para a D_p de 2,57 a 2,84 $Mg\ m^{-3}$, em Argissolo Vermelho Amarelo, e valores de D_s de 1,38 a 2,05 $Mg\ m^{-3}$ e D_p de 2,66 a 2,83 $Mg\ m^{-3}$ em Cambissolo Háplico. Os perfis estudados por esse autor também apresentaram petroplintita, sendo que a densidade dos nódulos variou de 1,12 a 3,08 $Mg\ m^{-3}$ para o Argissolo Vermelho Amarelo, e de 1,14 a 3,56 $Mg\ m^{-3}$ para o Cambissolo Háplico. O autor relata ainda que nos horizontes ou nos perfis mais evoluídos, ocorre redução na quantidade de nódulos de ferro de maior diâmetro, sugerindo a sua degradação. É comum nos solos desenvolvidos sobre rochas carbonáticas e clima árido, nódulos de diferentes tamanhos, quantidades, dureza e distribuição (Yaalon, 2009).

Os valores de porosidade total variaram de 16 a 50%. Os maiores valores de porosidade em superfície estão relacionados à maior atividade de raízes e organismos e ao menor tamanho das unidades estruturais desses horizontes, em relação aos horizontes subsuperficiais que apresentam maiores unidades estruturais (Baver et al., 1972). Ainda, em vários horizontes B e C a cimentação observada no campo reduziu o valor da porosidade total.

Tabela 4. Densidade do solo e das partículas e volume total de poros dos solos na Chapada do Apodi

Horizonte	Profundidade cm	Densidade		VTP ⁽¹⁾ %
		Solo Mg m ⁻³	Partículas	
PERFIL P1				
Ak	0-3	1,24	2,21	44
ABk	3-11	1,15	2,28	50
2Bik	11-20	1,20	2,35	49
3Bik	20-31	1,41	2,37	40
4Bck	31-56	1,45	2,25	36
5Bvk	56-95+	1,67	2,34	29
PERFIL P2				
Ap1	0-3	1,50	2,25	33
Ap2	3-19	1,69	2,41	30
Bik	19-32	1,36	2,35	42
Bick	32-51	-	2,43	-
Bcmk	51-70	-	2,21	-
Bk	70-79	-	2,30	-
Cckm	79-86	-	2,36	-
Ck	86-102	-	2,20	-
Ckr	102-133+	-	2,30	-
PERFIL P3				
Ac	0-5	1,44	2,37	39
BA	5-10	1,64	2,36	31
Bt1	10-39	1,47	2,16	32
Bt2	39-63	1,47	2,25	35
Bt3	63-88	1,58	2,38	34
2BC	88-108 (106-118)	1,77	2,31	23
2Crk	108-130+	1,83	2,19	16
PERFIL P4				
A	0-10	-	2,15	-
C	10-27(24-27)	-	2,18	-
R	-	-	-	-

⁽¹⁾VTP: volume total de poros

4.3 Propriedades Químicas

4.3.1 Caracterização química

Os resultados das análises químicas (Tabela 5), mostram valores elevados de pH, tanto em água como em KCl e CaCl₂, com variações do pH em H₂O de 7,4 a 8,9, pH em KCl de 5,6 a 8,2 e pH em CaCl₂ de 6,2 a 7,9.

Os valores de pH encontrados em solos de embasamento calcários por Souza et al. (1993), Codevasf (1991) e Ramos & Manzatto (1991) estão sempre na faixa superior ao pH 7,0, sendo comum o pH variar entre 8,0 e 8,5. O pH elevado indica possíveis deficiências quanto à disponibilidade de micronutrientes (Miller & Donahue, 1990).

A variação de pH reflete o pedoambiente, sendo associada ao estágio de intemperismo e também controla a estabilidade dos minerais. Nos perfis estudados, os valores de pH em água são sempre mais altos do que o pH em KCl, resultando, portanto, em ΔpH negativo em todos os horizontes, indicando o predomínio de carga líquida negativa na superfície das partículas. O ΔpH é indicativo da taxa de intemperismo do solo, na medida em que o maior grau de intemperismo conduz ao aumento de cargas positivas no solo. Portanto, quanto menor o ΔpH (mais negativo) menos o solo foi intemperizado (Ávila, 2009).

Com o decréscimo da matéria orgânica em profundidade, há pequeno decréscimo na carga líquida negativa e esse fato pode está relacionado à contribuição da carga negativa dos

minerais de argila, pela redução das quantidades de H^+ com a diminuição no teor de matéria orgânica (Shinzato, 1998).

Khormalia et al. (2003) estudando solos desenvolvidos de calcário no Irã encontraram valores de pH em água variando de 7,1 a 8,2. Em solos desenvolvidos do calcário subjacente, na Espanha, Taboada Castro & Silva Hermo (1999) observaram valores de pH em água ligeiramente acima da neutralidade e o pH em KCl com valores em média de 6,5. Nesses mesmos solos, os valores de carbonato de cálcio equivalente foram baixos (<1%) e o complexo de troca saturado principalmente pelo cálcio, devido à rocha calcária subjacente. Em Vertissolos desenvolvidos sobre calcário na Jordânia, Khresat & Taimeh (1998) observaram que os valores de pH aumentaram gradualmente com a profundidade, o que foi atribuído ao aumento do teor de carbonato.

Nos horizontes superficiais dos perfis P1, P2, P3 os teores de potássio foram muito altos e em P4 médio, diminuindo os valores em subsuperfície para todos os perfis. Esses valores elevados são atribuídos a adubação potássica, nas áreas com uso agrícola, com influência da mica, identificada na análise de difratometria de raio X. Alencar (2002) encontrou valores semelhantes de potássio nos solos da Chapada do Apodi, que atribuiu a presença da mica e os maiores valores em superfície em relação à subsuperfície à maior intensidade de alteração da mica em superfície. Além disso, Segundo Resende et al. (2005) a taxa de intemperização das micas e consequente liberação de potássio é maior em rochas ricas em cálcio e magnésio, como no material de origem dos solos desse estudo.

Em Vertissolos desenvolvidos sobre calcário na Jordânia, Khresat & Taimeh (1998) observaram aumento dos níveis de potássio nos horizontes superficiais e atribuíram à presença de minerais de mica abundantes na fração silte, refletindo as condições áridas.

Não foram observados valores de H^+ para os perfis P1, P2 e P4, em todos os horizontes, e para o perfil P3 os teores de H^+ variaram desde ausente nos horizontes 2BC e 2CrK a $1,7 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ em Bt1. Os perfis não apresentaram Al^{3+} solúvel, o que se deve ao pH elevado, precipitando o alumínio que se mantém em forma insolúvel no solo, e em consequência a saturação por alumínio é nula (Tabela 5). Os valores do complexo sortivo evidenciam a influência do material de origem calcário ou sedimentos derivados nas características químicas dos solos.

Os valores de soma de bases (SB) do perfil P1 foram de $19,39 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ no horizonte 2BiK a $29,96 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ no horizonte AK. No perfil P2 os valores de SB variaram de $5,99 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ no horizonte CrK a $16,35 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ no horizonte Ap2. Para o perfil P3 a variação foi de $10,80 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ no horizonte Ac a $20,01 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ no 2BC. Já no perfil P4 foram de $14,50$ e $16,93 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ para os horizontes C e A, respectivamente. Em todos os perfis os valores de SB são altos e destaca-se a contribuição do íon cálcio. Por outro lado, os valores de Ca maiores que os de Mg levam ao desbalanço da relação Ca/Mg, sendo a proporção 2:1 a recomendada, influenciando na nutrição mineral das plantas (Moreira et al., 2000).

Em Cambissolos e Vertissolos originados de calcário em Irecê (BA), Souza et al. (1993) encontraram valores semelhantes de SB, onde também o íon cálcio foi o maior contribuinte para a elevada soma de bases.

No perfil P1 os valores de capacidade de troca catiônica do solo (CTC) foram de $19,4 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ no horizonte 2BiK a $30,0 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ no horizonte AK. No perfil P2 os valores de CTC foram de $6,0 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ no horizonte CrK a $16,4 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ no horizonte Ap2. No perfil P3 os valores de CTC foram de $11,46 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ no horizonte Ac a $20,01 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ no horizonte 2BC. No perfil P4 esses valores foram de $14,50$ e $16,93 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ nos horizontes C e A, respectivamente. Em todos os perfis, os altos valores T indicam o predomínio de argilas de atividade alta ($CTC \geq 27 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) na mineralogia do solo.

Os níveis de sódio são muito baixos, o mesmo para a saturação por sódio (Tabela 5).

Tabela 5. Atributos químicos e teor de carbono orgânico e fósforo dos solos na Chapada do Apodi

Hor ⁽¹⁾	Profundidade cm	pH (1:2,5)			Δ pH ⁽²⁾	Complexo Sortivo										Targ ⁽⁵⁾
		H ₂ O	KCl	CaCl ₂		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Ca/Mg	K ⁺	Na ⁺	S ⁽³⁾	H ⁺	Al ³⁺	T ⁽⁴⁾		
cmol _c kg ⁻¹																
PERFIL P1																
AK	0-3	8,6	7,2	7,7	-1,4	25,6	3,3	8	0,59	0,47	30,0	0,0	0,0	30,0	-	
ABK	3-11	8,6	7,3	7,7	-1,4	24,4	2,7	9	0,26	0,15	27,5	0,0	0,0	27,5	-	
2BiK	11-20	8,9	7,5	7,7	-1,5	14,0	5,1	3	0,18	0,11	19,4	0,0	0,0	19,4	169,4	
3BiK	20-31	8,7	7,1	7,7	-1,6	22,1	4,1	5	0,15	0,10	26,5	0,0	0,0	26,5	235,1	
4BcK	31-56	8,9	7,4	7,7	-1,6	17,7	3,1	6	0,13	0,13	21,1	0,0	0,0	21,1	238,0	
5Bvk	56-95+	8,7	7,1	7,7	-1,6	20,8	7,5	3	0,21	0,68	29,2	0,0	0,0	29,2	77,5	
PERFIL P2																
Ap1	0-3	8,3	7,8	7,9	-0,5	11,2	3,2	4	0,63	0,61	15,6	0,0	0,0	15,6	-	
Ap2	3-19	8,4	7,5	7,7	-1,0	13,6	2,3	6	0,17	0,28	16,4	0,0	0,0	16,4	-	
BiK	19-32	8,5	7,6	7,7	-0,9	12,4	2,4	5	0,08	0,30	15,2	0,0	0,0	15,2	35,8	
BicK	32-51	8,6	7,8	7,8	-0,8	8,0	1,5	5	0,04	0,34	9,9	0,0	0,0	9,9	35,8	
BcmK	51-70	8,5	7,5	7,7	-1,0	10,6	1,5	7	0,04	0,24	12,4	0,0	0,0	12,4	33,2	
BK	70-79	8,4	7,5	7,7	-0,9	13,6	1,5	9	0,03	0,21	15,3	0,0	0,0	15,3	31,7	
CcKm	79-86	8,5	7,7	7,8	-0,8	11,3	1,6	7	0,03	0,13	13,1	0,0	0,0	13,1	123,2	
CK	86-102	8,5	7,7	7,8	-0,8	7,1	0,9	8	0,03	0,16	8,2	0,0	0,0	8,2	53,3	
CrK	102-133+	8,9	8,2	7,8	-0,7	4,7	1,1	4	0,03	0,16	6,0	0,0	0,0	6,0	59,1	
PERFIL P3																
Ac	0-5	7,8	6,6	6,8	-1,2	6,7	3,3	2	0,74	0,06	10,8	0,7	0,0	11,5	-	
BA	5-10	7,4	5,9	6,3	-1,4	7,3	3,2	2	0,95	0,10	11,5	0,7	0,0	11,9	29,9	
Bt1	10-39	7,5	5,6	6,2	-1,9	9,0	3,1	3	0,34	0,09	12,5	1,7	0,0	13,5	29,6	
Bt2	39-63	7,5	5,9	6,7	-1,6	9,8	3,0	3	0,20	0,14	13,1	1,0	0,0	14,0	28,5	
Bt3	63-88	7,6	6,2	7,1	-1,4	9,7	2,8	3	0,10	0,09	12,7	0,7	0,0	13,0	28,7	
2BC	88-108 (106-118)	8,1	6,4	7,1	-1,8	17,3	2,6	7	0,10	0,06	20,0	0,0	0,0	20,0	38,4	
2CrK	108-130+	8,7	7,6	7,7	-1,1	11,0	2,2	5	0,05	0,09	13,3	0,0	0,0	13,3	65,4	
PERFIL P4																
A	0-10	8,4	7,5	7,6	-0,9	15,0	1,4	11	0,23	0,30	16,9	0,0	0,0	16,9	-	
C	10-27(24-27)	8,3	7,5	7,5	-0,8	13,4	0,9	15	0,10	0,10	14,5	0,0	0,0	14,5	71,3	
R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

⁽¹⁾Hor = horizonte; ⁽²⁾Delta pH = pH KCl - pH H2O; ⁽³⁾valor S = soma de bases trocáveis (SB= Ca2++Mg2++K++Na+); ⁽⁴⁾ valor T = CTC a pH 7,0 (CTC = SB+H+ Al); ⁽⁵⁾Targ (cmolc/kg de argila) = 1000 x Tsolo (cmolc/kg)/teor de argila (g/kg); ⁽⁶⁾ valor m= saturação por alumínio (m=Al/ valor S+Al); ⁽⁷⁾saturação por sódio=(Na/ valor T)*100; ⁽⁸⁾V = saturação de bases (V=100 valor S/valor T); ⁽⁹⁾COT= carbono orgânico total.

Continuação da Tabela 5 Abaixo...

Tabela 5. Atributos químicos e teor de carbono orgânico e fósforo dos solos na Chapada do Apodi (continuação da Tabela acima...)

Hor ⁽¹⁾	Profundidade Cm	Valor m ⁽⁶⁾	Sat. por sódio ⁽⁷⁾ %	V ⁽⁸⁾	COT ⁽⁹⁾ g kg ⁻¹	P Melich mg kg ⁻¹	P Olsen mg kg ⁻¹
PERFIL P1							
Ak	0-3	0	2	100	10,9	24	3
ABk	3-11	0	1	100	6,9	23	1
2Bik	11-20	0	1	100	2,8	19	1
3Bik	20-31	0	0	100	2,2	25	1
4Bck	31-56	0	1	100	2,2	23	1
5Bvk	56-95+	0	2	100	1,9	6	2
PERFIL P2							
Ap1	0-3	0	4	100	13,1	6	4
Ap2	3-19	0	2	100	9,1	4	3
Bik	19-32	0	2	100	6,4	3	2
Bick	32-51	0	3	100	2,0	3	2
Bcmk	51-70	0	2	100	3,7	3	2
Bk	70-79	0	1	100	3,4	3	1
Cckm	79-86	0	1	100	2,4	3	1
Ck	86-102	0	2	100	1,8	3	2
Crk	102-133+	0	3	100	1,2	3	1
PERFIL P3							
Ac	0-5	0	1	94	12,2	5	3
BA	5-10	0	1	95	7,0	3	2
Bt1	10-39	0	1	92	5,2	4	3
Bt2	39-63	0	1	93	3,1	3	2
Bt3	63-88	0	1	95	2,2	3	2
2BC	88-108 (106-118)	0	0	100	1,9	3	2
2Crk	108-130+	0	1	100	1,5	3	2
PERFIL P4							
A	0-10	0	2	100	23,3	110	18
C	10-27(24-27)	0	1	100	20,6	81	19
R	-	-	-	-	-	-	-

⁽¹⁾Hor = horizonte; ⁽²⁾Delta pH = pH KCl - pH H2O; ⁽³⁾valor S = soma de bases trocáveis (SB= Ca2++Mg2++K++Na+); ⁽⁴⁾ valor T = CTC a pH 7,0 (CTC = SB+H+ Al); ⁽⁵⁾Targ (cmolc/kg de argila) = 1000 x Tsolo (cmolc/kg)/teor de argila (g/kg); ⁽⁶⁾ valor m= saturação por alumínio (m=Al/ valor S+Al); ⁽⁷⁾saturação por sódio= (Na/ valor T)*100; ⁽⁸⁾V = saturação de bases (V=100 valor S/valor T); ⁽⁹⁾COT= carbono orgânico total.

Os valores de saturação por bases (V%) foram elevados em todos os perfis (Tabela 5), com valores de 100% em todo o P1, P2 e P4, e em P3 valores de 92% no horizonte Bt1 a 100% nos horizontes 2BC e 2CrK; características comumente encontradas em solos desenvolvidos de rochas calcárias. Corroborando os resultados, Chittleborough & Barovich (2004), em estudo com a chamada “terra rossa”, encontraram elevada capacidade de troca de cátions, com destaque para o cálcio, sendo esse último responsável também pela forte agregação das partículas.

A maioria dos estudos em regiões de clima semi-árido, em que as condições de clima permitem que a evapotranspiração prevaleça sobre a precipitação, indica solos geralmente moderadamente ácidos a alcalinos, com argilas de alta atividade, eutróficos e com soma de bases média à alta (Araújo Filho, 2000; Shinzato, 1998; Guerra & Botelho, 2003).

Os valores de P (Tabela 5) determinados pelo método Melich⁻¹, no perfil P1, foram de 6 mg kg⁻¹ no horizonte 5Bvk a 25 mg kg⁻¹ no horizonte 3BiK. No perfil P2 e P3, predominam valores de 3 mg kg⁻¹ a 6 mg kg⁻¹. E os maiores valores foram observados no perfil P4, variando de 110 mg kg⁻¹ a 81 mg kg⁻¹, nos horizontes A e C, respectivamente. Ressalta-se que, para solos influenciados por calcário o extrator Mehlich-1, devido ao baixo valor de pH da solução, tende a superestimar os teores de fósforo em função da liberação do fósforo ligado ao cálcio (Braida et al., 1996). Assim, o teor de P disponível para as plantas nesses solos pode ser muito baixo, pela sua interação com o cálcio (Ryan et al., 1985). Resultados semelhantes foram encontrados por Lemos et al. (1997).

Os valores de fósforo quantificados pelo método de Olsen são menores em comparação ao extraído por Melich-1 (Tabela 5). Este fato é explicado pelo pH da solução extratora de Olsen, que é tamponada na faixa alcalina, ajustando-se melhor ao pH de solos influenciados por material calcário. Dessa forma o método de Olsen extrai apenas as formas lábeis de fósforo nesses solos. A maioria dos solos apresenta-se na classe de baixos teores de P (com valores entre 1,0 mg kg⁻¹ e 3,0 mg kg⁻¹ nos perfis P1, P2 e P3), e no perfil P4 os teores de fósforo foram médios (18 e 19 mg kg⁻¹).

Nos solos carbonáticos em função dos altos níveis de cálcio e elevado pH formam-se fosfatos bi e tricálcicos, menos solúveis que o monocálcico. A maior variação entre o efeito dos extratores usados nos perfis P1 e P4, os valores baixos usando Olsen em P1, P3 e P4 e os dois extratores nos perfis P2 e P3, permitem inferir sobre a pobreza do material de origem em P₂O₅ e variações no grau de transformação dos solos e na heterogeneidade das impurezas no calcário. Esses resultados corroboram dados de Lemos et al. (1997) em solos de calcário.

4.3.2 Equivalente de carbonato de cálcio

Entre as principais características dos solos desenvolvidos nas regiões calcárias, destacam-se os teores elevados de carbonato de cálcio, associados comumente a presença do horizonte diagnóstico cálcico (EMBRAPA, 2006) ou materiais com caráter carbonático ou com carbonatos, também atributos diagnósticos no SiBCS.

O método analítico identificado como equivalente de carbonato de cálcio expressa o conteúdo de carbonatos em um material calcário ou solo calcário, calculado como se todo carbonato estivesse na forma de CaCO₃ (Lepsh, 2011). Os resultados para esse método nos solos estudados (Tabela 6) mostram para o perfil P1 valores de equivalente de CaCO₃ variando de 9,1 g kg⁻¹ (horizonte 5Bvk) a 122,7 g kg⁻¹ (horizonte ABK). Já o perfil P2 apresentou os maiores valores de equivalente de CaCO₃ entre os solos avaliados, variando de 163,6 g kg⁻¹ (horizonte Ap2) a 849,1 g kg⁻¹ (horizonte CrK), e no P4 os valores de equivalente de CaCO₃ foram também elevados, de 325,0 g kg⁻¹ e 472,0 g kg⁻¹ nos horizontes A e C, respectivamente.

Os perfis P1, P2 e P4 apresentaram efervescência (Tabela 6) indicativa da presença de carbonatos no teste de campo e em P3 apenas no horizonte 2CrK, condizente com os dados de

laboratório para o equivalente de CaCO_3 . Nos horizontes que não apresentaram efervescência no teste de campo, mesmo após ter sido realizado o aquecimento das amostras em solução com o HCl, não foi obtido em laboratório um teor detectável de carbonato. Esse procedimento foi realizado pois a dolomita (MgCO_3) reage fracamente a frio, sendo recomendado, além de trituração, o aquecimento ou uso de ácido mais concentrado (Oliveira, 2008).

Em função dos valores de CaCO_3 equivalente maiores que 150 g kg^{-1} , todos os subhorizontes dos perfis P2 e P4 e o último horizonte do perfil P3 (2CrK) apresentaram o caráter carbonático, porém no P3 os teores elevados em 2CrK devem-se a proximidade do material de origem e não por acúmulo de CaCO_3 secundário. Já o perfil P1 apresentou o caráter com carbonato (SiBCS) para todos os horizontes exceto o 5Bvk.

Observa-se que na maioria dos horizontes em P2 e P4 os teores de CaCO_3 equivalente foram bem superiores ao limite indicado pelo SiBCS para definir o horizonte cálcico (EMBRAPA, 2006). O acúmulo de CaCO_3 no perfil de solo, com a consequente formação de horizontes cálcicos e/ou petrocálcicos, é ocasionado pela translocação de elementos solúveis na solução do solo e posterior precipitação, o que por sua vez depende diretamente tanto do clima quanto da forma e estabilidade da superfície onde os solos se desenvolvem (Bachman & Machete, 1977).

Tabela 6. Equivalente de carbonato de cálcio dos solos na Chapada do Apodi

Horizonte	Profundidade cm	Equivalente de CaCO_3 —g kg^{-1} —	Efervescência	
			Presença de Carbonatos	Presença de Manganês
PERFIL P1				
Ak	0-3	104,5	Forte	Ligeira
ABk	3-11	122,7	Forte	Ligeira
2Bik	11-20	94,5	Forte	Ligeira
3Bik	20-31	108,2	Forte	Ligeira
4Bck	31-56	76,4	Forte	Ligeira
5Bvk	56-95+	9,1	Ausente	ausente
PERFIL P2				
Ap1	0-3	200,0	Violenta	Forte
Ap2	3-19	163,6	Violenta	Forte
BiK	19-32	254,6	Violenta	Forte
BicK	32-51	290,9	Violenta	Forte
BcmK	51-70	232,7	Violenta	Forte
BK	70-79	305,5	Violenta	Forte
CcKm	79-86	652,7	Violenta	Forte
CK	86-102	794,6	Violenta	Fraca
CrK	102-133+	849,1	Violenta	Fraca
PERFIL P3				
Ac	0-5	0,0	Ausente	Forte
BA	5-10	0,0	Ausente	Forte
Bt1	10-39	0,0	Ausente	Forte
Bt2	39-63	0,0	Ausente	Forte
Bt3	63-88	0,0	Ausente	Forte
2BC	88-108 (106-118)	0,0	Ausente	Forte
2CrK	108-130+	544,0	Violenta	Forte
PERFIL P4				
A	0-10	325,0	Violenta	Forte
C	10-27(24-27)	472,0	Violenta	Forte
R		-		

Foram observados nódulos de calcita na maioria dos horizontes, o que contribuiu diretamente para os altos valores de equivalente de carbonato de cálcio nos perfis. Segundo Hendricks (1991), as concreções de carbonatos secundários ou nódulos são feições comumente identificadas em Vertissolos desenvolvidos de rochas calcárias. Esses solos, na maioria das vezes estão localizados em pontos de acúmulo na paisagem, onde os íons de Ca e Mg são adicionados na deposição dos sedimentos, em condições climáticas favoráveis, ou seja, ambientes quentes e de baixa precipitação. As concreções de carbonato secundário se originam da alteração “in situ” do carbonato primário, com posterior translocação como bicarbonato e precipitação, principalmente como calcita (Rabenhorst et al., 1991). Khormalia et al. (2003) estudando solos de calcário no sul do Irã observaram nódulos de calcita em todos os perfis, e valores de equivalente de carbonato de cálcio entre 9 e 60 %, com média maior que 40% CaCO₃, aumentando com a profundidade.

Nos perfis P1, P2 e P4 ocorre distribuição irregular dos carbonatos e nódulos de calcita, indicando a origem pedogênica dos carbonatos. Mas, no perfil P3 o carbonato de cálcio foi removido do solum e apenas no horizonte CrK observa-se o valor de 544,0 g.kg⁻¹; sendo assim, não há evidência de acumulação de carbonato de cálcio secundária nesse perfil, e infere-se que essa acumulação seja do material herdado da rocha subjacente.

No teste para detectar acumulação de manganês, os perfis originados da alteração direta do calcário (P2, P3 e P4) apresentaram efervescência forte na maioria dos horizontes, enquanto o P1, de sedimentos, apresentou reação apenas ligeira ou ausente (Tabela 6).

4.3.3 Carbono orgânico total e substâncias húmicas

Quanto aos teores de carbono orgânico total (COT) (Tabela 7), no perfil P1 os valores de COT variaram de 1,9 g kg⁻¹ (horizonte 5Bvk) a 10,9 g kg⁻¹ (horizonte AK). No P2 os valores foram de 1,2 g kg⁻¹ (horizonte CrK) a 13,1 g kg⁻¹ (horizonte Ap1). No perfil P3, os valores de COT variaram de 1,5 g kg⁻¹ (horizonte 2CrK) a 12,2 g kg⁻¹ (horizonte Ac). E no perfil P4 os valores de COT foram de 23,3 g kg⁻¹ e 20,6 g kg⁻¹ nos horizontes A e C, respectivamente. De modo geral, os valores de COT foram mais elevados no horizonte A em relação aos subsuperficiais, conforme padrão comumente observado nos solos minerais.

O C-HUM apresentou os maiores teores entre as substâncias húmicas (SH), indicando que a humina é a fração da matéria orgânica mais expressiva. Essa distribuição indica a alta estabilidade/interação da humina. Comparando o C-FAF e C-FAH com o C-HUM, verificou-se menor participação das frações ácido fúlvico e húmico no COT. O que foi atribuído a menor estabilidade dessas frações, que podem ser translocadas para maiores profundidades, polimerizadas ou mineralizadas, diminuindo a composição percentual no solo (Loss, 2008).

Segundo Pizauro Jr. & Melo (1995), o predomínio de uma fração em detrimento a outra indica o estágio de mineralização da matéria orgânica e a incorporação de nitrogênio à estrutura húmica. De maneira geral, o C-HUM parece indicar estágio mais avançado de mineralização da matéria orgânica, pois predomina em relação ao C-FAH e C-FAF. Da mesma forma, há maior incorporação de N na humina, a fração mais estável das SH.

Nos solos formados de calcário ou sedimentos relacionados, com altos teores de Ca e/ou Mg, nota-se forte relação entre a matéria orgânica e a matriz mineral do solo promovida por esses íons, com elevada estabilidade da humina e dos ácidos húmicos. Esse padrão também foi observado por Corrêa et al. (2003), estudando o efeito dos cátions alcalinos e alcalino-terrosos na estabilidade das frações húmicas e interação com a matriz do solo.

Tabela 7. Distribuição do carbono orgânico total, carbono orgânico das substâncias húmicas e suas relações dos solos na Chapada do Apodi

Horizonte	Profundidade cm	COT ⁽¹⁾	g kg ⁻¹			%				C-FAH/ C-FAF	C-EA/ C-HUM	C-EA/ COT
			C-FAF	C-FAH	C-HUM	FAF	FAH	HUM	EA			
PERFIL P1												
Ak	0-3	10,9	0,8	0,0	9,6	7	0	88	7	0,0	0,1	0,1
ABk	3-11	6,9	1,0	0,4	4,8	14	5	69	19	0,4	0,3	0,2
2Bik	11-20	2,8	0,3	0,8	0,6	12	31	23	43	2,6	1,9	0,4
3Bik	20-31	2,2	0,4	1,3	0,3	17	61	14	79	3,6	5,6	0,8
4Bck	31-56	2,2	0,4	1,1	0,7	17	50	31	67	3,0	2,2	0,7
5Bvk	56-95+	1,9	0,3	0,0	1,3	16	2	71	18	0,1	0,3	0,2
PERFIL P2												
Ap1	0-3	13,1	0,4	0,8	11,6	3	6	89	9	2,0	0,1	0,1
Ap2	3-19	9,1	0,8	0,3	8,1	9	4	89	13	0,4	0,1	0,1
Bik	19-32	6,4	0,1	0,5	5,8	1	8	91	6	5,0	0,1	0,1
Bick	32-51	2,0	0,1	0,0	1,6	6	2	81	7	0,3	0,1	0,1
Bcmk	51-70	3,7	0,3	1,0	2,5	8	28	68	36	3,5	0,5	0,4
Bk	70-79	3,4	0,2	0,0	2,3	7	0	69	7	0,0	0,1	0,1
Cckm	79-86	2,4	0,2	0,2	1,3	8	9	55	17	1,2	0,3	0,2
Ck	86-102	1,8	0,1	0,1	1,2	4	6	68	10	1,5	0,2	0,1
Crk	102-133+	1,2	0,3	0,2	0,7	24	18	59	42	0,8	0,7	0,4
PERFIL P3												
Ac	0-5	12,2	1,6	2,5	7,5	13	21	62	34	1,5	0,5	0,3
BA	5-10	7,0	1,6	0,9	4,2	23	14	60	37	0,6	0,6	0,3
Bt1	10-39	5,2	0,5	0,7	3,2	9	13	61	21	1,5	0,3	0,2
Bt2	39-63	3,1	0,0	0,6	2,0	1	21	66	20	0,0	0,3	0,2
Bt3	63-88	2,2	0,2	0,3	1,4	10	14	68	24	1,5	0,3	0,2
2BC	88-108 (106-118)	1,9	0,2	0,2	1,2	12	14	67	26	1,0	0,3	0,2
2Crk	108-130+	1,5	0,4	0,1	0,8	33	5	60	38	0,2	0,6	0,3
PERFIL P4												
A	0-10	23,3	2,5	2,5	18,2	11	11	78	22	1,0	0,3	0,2
C	10-27(24-27)	20,6	2,5	1,3	17,2	12	6	83	18	0,5	0,2	0,2
R		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

¹COT = carbono orgânico total; C-FAF = carbono orgânico da fração ácidos fúlvicos; C-FAH = carbono orgânico da fração ácidos húmicos; C-HUM = carbono orgânico da fração húmica; FAF, FAH, HUM e EA= percentual de cada fração em relação ao carbono orgânico total e extrato alcalino; relações C-FAH/C-FAF , C-EA/C-HUM e C-EA/COT (C-EA=C-FAF+C-FAH)

Embora variáveis no perfil, para a maioria dos solos os valores da relação C-FAH/C-FAF foram superiores a um (1,0), devido ao predomínio do C-FAH em relação ao C-FAF. No Perfil P1 (Tabela 7), os valores da relação C-EA/C-HUM variaram de 0,1 (horizonte A_K) a 5,6 (horizonte B_K). Em P2, os valores foram de 0,1, na maioria dos horizontes, até 0,7 no horizonte C_K. Já em P3 os valores de C-EA/C-HUM foram entre 0,3 a 0,6. Em P4 a relação C-EA/C-HUM foi de 0,2 e 0,3, horizontes A e C, respectivamente.

Segundo Fontana (2009) os baixos valores da relação C-EA/C-HUM ($\leq 0,5$) são indicativos da forte estabilidade e/ou interação da matéria orgânica com a matriz mineral, podendo assim, ser analisado como indicador da estabilidade da matéria orgânica do solo. Esse valor indica o predomínio da humina e é comum em horizontes minerais. Nos perfis analisados, os baixos valores dessa relação podem ser condicionados pela forte interação entre a matéria orgânica e os íons cálcio e/ou magnésio com a matriz mineral do solo.

A relação C-EA/COT apresentou valores sempre menores do que 0,8, indicando pequena participação das frações alcalinas solúveis no carbono orgânico total do solo.

A dinâmica da matéria orgânica do solo é controlada pelos diversos fatores de formação (tempo, relevo, material de origem, vegetação e clima), os quais, em condições de boa drenagem influenciam a pedogênese na seguinte ordem de importância: clima > vegetação > topografia = material de origem > tempo (Jenny, 1941; Fontana, 2006). Os fatores de formação possuem estreita relação com a dinâmica da matéria orgânica do solo, em destaque para os processos de decomposição, mineralização, estabilização e humificação (Zech et al., 1997, Silva e Pasqual, 1999) e os subprocessos de interação e translocação.

As diferenças locais de relevo e drenagem nos pedoambientes e a natureza do material de origem causaram as variações observadas na distribuição das SH entre os solos estudados.

4.3.4 Complexo de meteorização

Na Tabela 8 encontram-se os resultados dos teores de Si, Al, Ti e Fe, determinados após digestão da amostra por solução de ácido sulfúrico, os teores de ferro por ditionito citrato bicarbonato e oxalato ácido de amônio e os índices de intemperização ki e kr.

O extrato sulfúrico produzido com a força iônica da metodologia empregada pressupõe que somente minerais secundários (argilominerais) são dissolvidos e assim os percentuais de Fe, Si, Al e Ti são próximos aos da fração coloidal do solo, ou seja, seria digerida somente a fração argila (Verdade, 1972; EMBRAPA, 1997). Porém, os somatórios dos teores dos elementos extraídos pelo ataque sulfúrico ultrapassaram os valores de argila total na maioria dos horizontes de todos os perfis.

Os valores obtidos nesse estudo foram diferentes daqueles obtidos por Mota et al. (2007) que verificaram que os teores de SiO₂ e Al₂O₃ nos três perfis estudados (Latosolo, Argissolo e Cambissolo) na Chapada do Apodi se correlacionaram muito bem com os conteúdos da fração argila. Comportamento semelhante entre as variáveis foi verificado por Alencar (2002) e Romero (2003) estudando solos da Chapada do Apodi e de Tabuleiros Costeiros, respectivamente.

Os maiores valores de SiO₂ foram observados nos horizontes superficiais dos perfis P1, P2 e P4. Os teores de Fe₂O₃ são relativamente baixos em relação aos teores de SiO₂ e Al₂O₃ para todos os perfis, assim como encontrado por Mota et al. (2005). Porém, entre os perfis, os maiores valores de Fe₂O₃ são observados no perfil P3 que possui cores mais avermelhadas, atendendo os critérios para definir o caráter crômico (EMBRAPA, 2006).

De acordo o SiBCS, os perfis P1 e P2 são classificados quanto aos teores de óxidos de ferro em hipoférricos e o perfil P3 se enquadra em mesoférricos (EMBRAPA, 2006).

Os índices ki e kr foram elevados nos horizontes do perfil P1; já em P2 e P3 os valores foram elevados até o horizonte B_K-P2 e BC-P3, com diminuição acentuada e valores menores que 1,0 em profundidade. No P4 os valores também foram baixos. Já a relação molar

entre o teor de Si e a soma dos teores de Al e Fe (kr) apresentou valores em geral superiores a 0,75, indicando menor quantidade de óxidos de Fe e Al na mineralogia das argilas.

A relação molar sílica/alumina (índice ki) com valores maiores que 2,0 indica menores solubilização e perda de sílica do sistema, que pode ser em virtude de fatores, tais como: a baixa precipitação pluviométrica, a temperatura e a evapotranspiração elevada (Mota et al., 2007). Associada a drenagem moderada dos solos estudados, essas condições climáticas, que ocorrem na Chapada do Apodi, favorecem a formação de minerais de argila do tipo 2:1, fato confirmado na análise mineralógica de raio-X, a ser discutida posteriormente.

Na literatura há descrição de Vertissolos originados de embasamento calcário com valores de ki 4,0 (EMBRAPA,1973).

O menor valor obtido para a relação molecular Al_2O_3/Fe_2O_3 foi 1,4, com valores em geral maiores que 2, indicando predomínio das formas de alumínio em relação ao ferro para todos os perfis.

Tabela 8. Teores de elementos resultantes do ataque sulfúrico, relações moleculares ki e kr e teores de ferro, nos solos na Chapada do Apodi

Hor. ⁽¹⁾	Prof. ⁽²⁾ Cm	Argila Total g kg ⁻¹ TFSA	Ataque Sulfúrico 1:1 (%)					$Al_2O_3/$ Fe_2O_3	ki ⁽³⁾	kr ⁽⁴⁾	g kg ⁻¹		
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Fed ⁽⁵⁾				Feo ⁽⁶⁾	Feo/ Fed	
PERFIL P1													
Ak	0-3	196	204	81	24	2,4	3,4	4,28	3,60	6,36	0,18	0,03	
ABk	3-11	171	210	86	50	2,7	1,7	4,15	3,03	6,11	0,13	0,02	
2Bik	11-20	115	122	61	20	3,8	3,1	3,40	2,81	2,63	0,13	0,05	
3Bik	20-31	113	187	81	23	2,2	3,5	3,92	3,32	3,27	0,18	0,05	
4Bck	31-56	89	144	69	20	2,1	3,5	3,55	2,99	2,63	0,21	0,08	
5Bvk	56-95+	377	218	101	25	2,4	4,0	3,67	3,17	2,19	1,45	0,66	
PERFIL P2													
Ap1	0-3	414	236	167	61	6,2	2,7	2,40	1,95	31,37	0,86	0,03	
Ap2	3-19	461	238	175	59	6,2	3,0	2,31	1,90	34,29	0,61	0,02	
BiK	19-32	424	223	163	62	5,4	2,6	2,33	1,87	25,66	0,34	0,01	
BicK	32-51	276	151	140	76	4,3	1,8	1,83	1,36	25,65	0,31	0,01	
BcmK	51-70	373	207	165	83	4,9	2,0	2,13	1,61	23,21	0,27	0,01	
BK	70-79	485	175	174	55	6,1	3,2	1,71	1,42	24,81	0,35	0,01	
CcKm	79-86	106	106	147	46	5,0	3,2	1,23	1,02	13,02	0,16	0,01	
CK	86-102	154	9	69	18	2,1	3,8	0,22	0,19	7,37	0,09	0,01	
CrK	102-133+	101	9	46	11	1,2	4,2	0,33	0,29	4,81	0,05	0,01	
PERFIL P3													
Ac	0-5	244	167	124	89	5,5	1,4	2,29	1,57	38,48	1,42	0,04	
BA	5-10	397	211	156	94	6,1	1,7	2,30	1,66	38,65	0,74	0,02	
Bt1	10-39	457	254	176	83	6,3	2,1	2,45	1,88	41,28	0,91	0,02	
Bt2	39-63	491	264	182	82	6,9	2,2	2,47	1,91	38,38	0,66	0,02	
Bt3	63-88	454	287	232	109	6,2	2,1	2,10	1,62	53,05	0,52	0,01	
2BC	88-108 (106-118)	522	276	216	73	2,2	3,0	2,17	1,79	38,66	0,46	0,01	
2CrK	108-130+	204	52	81	21	2,2	3,9	1,09	0,94	11,23	0,18	0,02	
PERFIL P4													
A	0-10	187	74	97	35	4,4	2,8	1,3	1,05	15,68	1,05	0,07	
C	10-27 (24-27)	204	13	119	42	3,4	2,8	0,19	0,15	10,36	0,81	0,08	
R	-	-	9	30	1	0,3	30,0	0,51	0,50	-	-	-	

⁽¹⁾Hor- horizonte; ⁽²⁾Prof.- profundidade; ⁽³⁾Ki = $(SiO_2/Al_2O_3)*1,7$; ⁽⁴⁾Kr = $(SiO_2*1,7)/Al_2O_3 + (0,64*Fe_2O_3)$; Fed⁽⁵⁾ ferro extraído com Ditionito-Citrato-Bicarbonato; Feo⁽⁶⁾ ferro extraído com oxalato ácido de amônio.

Os minerais de titânio encontrado nos solos podem ser de natureza residual (anatásio, titanomagnetita, ilmenita, perowskita) (Milnes & Fitzpatrick, 1989). Ainda, o anatásio pode ser mineral secundário, ou seja, formado através de processo de intemperismo (pedogênese). Os valores de TiO_2 foram baixos de modo geral, com menores valores em P1 e em profundidade nos perfis P2, P3 e P4. Isso é consequência da baixa mobilidade do elemento titânio (Mota et al., 2005), além de sua principal fonte em minerais primários, que estão ausentes ou apenas como impurezas na rocha calcária.

A existência de descontinuidade litológica é inferida nos perfis P1 e P3. No P1, pela morfologia (e observações gerais de campo) e também a natureza do material de origem, de sedimentos coluviais. Em P3 pela ausência de carbonato de cálcio ao longo do perfil, exceto no 2CrK, e a pequena distância entre os perfis, que não permite concluir sobre condições pedoambientais e climáticas diferentes nesse perfil em relação aos demais. Portanto, é possível que no P3 também ocorre cobertura de sedimentos argilo-arenosos sobre a rocha calcária, ou seja, o perfil possui natureza parcialmente alóctone. As características morfológicas, físicas e químicas do P3 são diferentes dos demais perfis, os quais nitidamente expressam influência *in situ* do calcário ou seus sedimentos na formação e atributos do solo.

O perfil P2 apresentou distribuição uniforme para todos os elementos na forma de óxidos até o horizonte CcK_m, com posterior diminuição dos valores nos horizontes CK e CrK. A redução dos valores de TiO_2 com a profundidade está relacionada ao material de origem pouco alterado (Cr) ou a natureza da rocha calcária, e corrobora as observações de Jiménez-Millán & Nieto (2008), em estudos na costa da Espanha voltada para o Mediterrâneo, e de Girão (2011) em solos da Chapada do Apodi.

No perfil P3 a distribuição dos elementos é uniforme até o horizonte Bt3, com posterior diminuição dos seus valores. Entre as formas exocársticas do relevo no ambiente cárstico é comum a presença de dolinas, que são importantes pontos de acumulação de sedimentos, podendo explicar a deposição no passado de materiais distintos no P3. Outro aspecto nesse relevo é o colapso do terreno, que pode ser desencadeado por mudanças no nível freático dos poços entre outros fatores. As depressões assim formadas são também preenchidas posteriormente por sedimentos. Somado a isso, a formação da Chapada do Apodi é influenciada pelos processos desencadeados pela formação do oceano atlântico sul, de forma que os materiais de origem dos solos são fortemente influenciados por vários eventos geomorfológicos e processos geológicos. A redução do valor de TiO_2 no horizonte Ac do P3 está relacionada ao menor teor de argila em relação ao horizonte B subjacente.

A relação Feo/Fed é usada como índice qualitativo do grau de cristalinidade dos óxidos (Kämpf, 1988). Os baixos valores de ferro extraído pelo oxalato (Feo) (Tabela 8) indicam que há pouca quantidade de óxidos de ferro pouco cristalinos, ou seja, àqueles que o tempo ou as condições do pedoambiente ainda não favoreceram a sua cristalização para formas mais cristalinas como a hematita ou goethita (Coelho & Vidal-Torrado, 2003). Nos perfis P2 e P3 os valores da relação Feo/Fed foram muito baixos, de forma geral, refletindo o predomínio e a elevada estabilidade de formas cristalinas de ferro no solo. Como constatado pela difratometria de raios - X, em que os óxidos de ferro identificados nos horizontes avaliados foram hematita e goethita.

Os valores da relação Feo/Fed maiores que 0,05 indicam maior quantidade de óxidos de ferro pouco cristalinos no solo, e quanto menor a relação maior a contribuição de óxidos de ferro mais cristalinos (Coelho & Vidal-Torrado, 2003; Tremocoldi, 2003; Schwertmann e Kämpf, 1983).

No perfil P1 os valores de Feo/Fed aumentaram com a profundidade. O maior valor obtido (0,66 g kg⁻¹) foi no horizonte 5Bvk, com propriedade vértica. No perfil P4 os valores também foram maiores de 0,05, refletindo o menor grau de pedogênese deste solo e a maior influência da matéria orgânica.

O maior teor de carbono orgânico nos horizontes superficiais inibe a cristalização dos óxidos de ferro. Schwertmann (1985) observa que a existência de óxidos de ferro bem cristalizados pode ser presumida pela ocorrência de cores avermelhadas a brunadas dos solos, enquanto que as cores acinzentadas são indicadoras de concentrações traços ou até total ausência de óxidos de ferro.

4.4 Propriedades Mineralógicas

A análise mineralógica identificou qualitativamente os minerais nos horizontes subsuperficiais dos quatro perfis de solos estudados da Chapada do Apodi. Os principais componentes de cada fração foram identificados pelas reflexões características de cada mineral, expressas nos difratogramas e apresentadas a seguir.

4.4.1 Fração areia

A caracterização mineralógica das amostras por difratometria de raios - X, para as frações areia grossa e areia fina é apresentada nas Figuras 8 e 9.

A mineralogia da fração areia grossa (Figura 8) indicou como minerais predominantes o quartzo (0,426; 0,334; 0,181 nm) e calcita (0,301; 0,191; 0,187 nm/ 0,382; 0,302; 0,248; 0,227 nm). O feldspato foi identificado em pequenas quantidades em todos os horizontes com reflexos de 0,35-0,30nm / 0,415; 0,39; 0,33; 0,37nm / 0,31 nm / 0,63-0,65nm (Grim, 1968; Jackson, 1975; Moore & Reynolds Jr., 1989; Oliveira et al., 2004). Os minerais facilmente intemperizáveis, tal como o feldspato, estão presentes nessa fração em pequenas quantidades, uma vez que na medida em que os solos se desenvolvem pedogeneticamente apenas as frações mais resistentes ao intemperismo permanecem no perfil (quartzo, por exemplo).

As diferentes posições dos reflexos atribuídos ao feldspato indicam que mais de um tipo desse mineral está presente; porém predominam os feldspatos potássicos, uma vez que os reflexos na região de 0,32- 0,31 nm estão sempre presentes e o reflexo de 0,66 nm, segundo Rodoslovich (1975) apud Oliveira et al., (2004) indica a presença de feldspatos potássicos.

Em estudos de solos da Chapada do Apodi, Mota et al. (2007) encontraram o quartzo como mineral predominante, com goethita em menor quantidade, e ocorrência de hematita e magnetita. Moreira (2000) em Cambissolo Háptico da Chapada do Apodi encontrou também predomínio do quartzo em relação ao ortoclásio, o piroxênio e a ilmenita, além de pequenas quantidades de caulinita, hematita e goethita no solo.

A hematita foi identificada pelo seu reflexo característico de 0,266 nm nos horizontes 2BiK-P1, BcKm-P2 e BcK-P2, possivelmente como traços. A ocorrência desse mineral na fração areia está relacionada ao revestimento de grãos nessa fração, fato confirmado pela micromorfologia. Além disso, o perfil P2 conta também, com a riqueza em concreções ferruginosas distribuídas ao longo de todo o perfil.

Alencar (2002) identificou na mineralogia da fração areia, basicamente quartzo e concreções ferruginosas; na fração silte: quartzo e mica. Também foi encontrado o óxido de ferro goethita associada à hematita, fato que conferiu aos solos cor avermelhada.

Na mineralogia da fração areia fina (Figura 9) foi encontrado o mineral quartzo, com reflexos distintivos e expressivos que indicam seu predomínio para todos os horizontes avaliados. Também foi identificada a presença de calcita, nos horizontes com presença de carbonatos, remanescentes do material originário (subscrito k) e acumulação de carbonato de cálcio secundário (subscrito K), a exceção do P1-5Bvk, e no horizonte C do P4. Assim como na fração areia grossa, observa-se a presença de feldspatos, porém em pequenas quantidades.

A mineralogia da fração areia fina foi relativamente uniforme nos perfis, com predomínio de quartzo e em menor expressão a calcita. É interessante salientar que os minerais de quartzo e calcita de todos os horizontes estudados são bem cristalizados, haja vista os difratogramas apresentarem reflexos bem definidos.

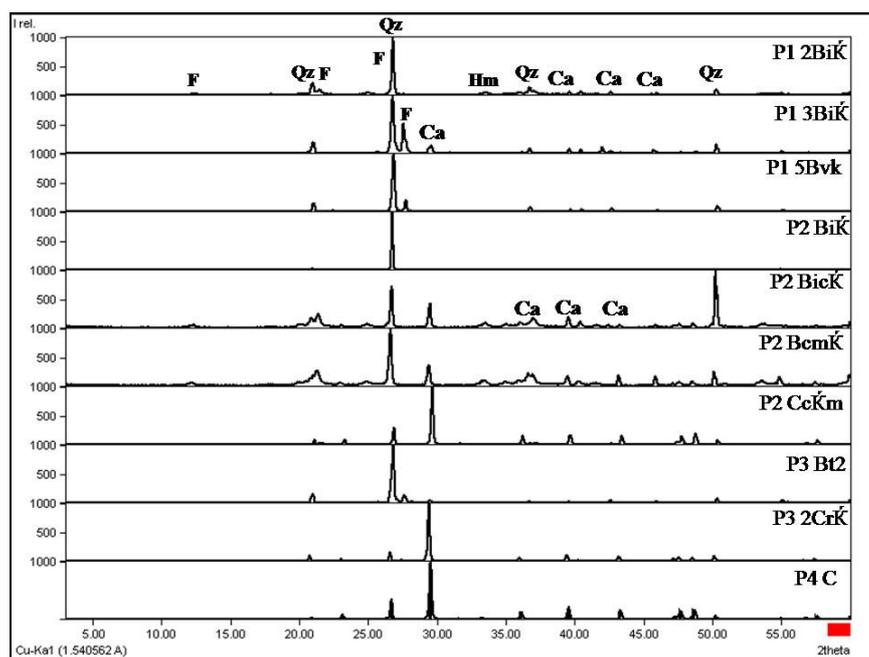


Figura 8. Difratoograma da fração areia grossa dos horizontes subsuperficiais selecionados. Qz=quartzo; Ca=calcita; F= feldspato; Hm= hematita.

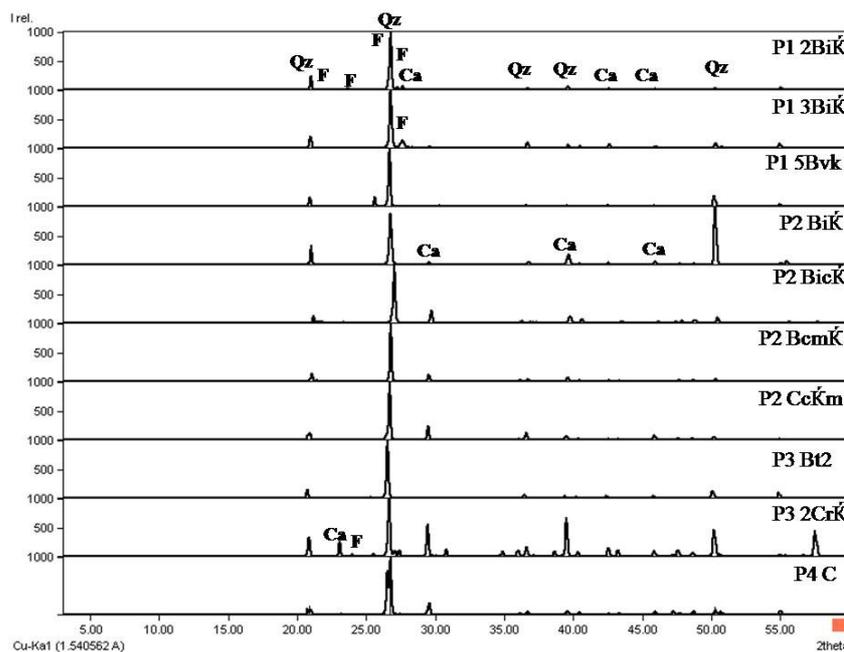


Figura 9. Difratoograma da fração areia fina dos horizontes subsuperficiais selecionados. Qz=quartzo; Ca=calcita; F= feldspato.

A mineralogia da fração areia de três perfis de solos com horizonte mólico, estudados em Galicia na Espanha por Taboada Castro & Silva Hermo (1999), revela os minerais primários quartzo e feldspatos. Também foram encontrados: mica, goethita, magnetita e hematita. Sendo que os autores concluem que os óxidos de ferro são herdados do calcário subjacente, visto que esses minerais são ‘impurezas’ de ocorrência comum em solos desenvolvidos desse material de origem.

4.4.2 Fração silte

A caracterização mineralógica das amostras por difratometria de raios - X, para a fração silte é apresentada na Figura 10. A mineralogia dessa fração é similar a encontrada na fração areia. Os minerais predominantes foram: quartzo (0,426; 0,334 e 0,181 nm) e calcita (0,302; 0,191; 0,187 nm / 0,382; 0,301; 0,248; 0,227 nm), porém com maior expressão de reflexos de calcita na maioria dos horizontes.

Foi também identificada nos horizontes 2CrK-P3 e C-P4 a presença de mica (M), provavelmente muscovita pelos reflexos de 0,33; 0,50; 0,10 nm. A assimetria basal e a menor agudez dos reflexos indicam a sua alteração parcial em outros minerais (Oliveira et al., 2004). A muscovita também foi encontrada nos solos da Chapada do Apodi por Alencar (2002) e Ernesto Sobrinho (1973). Em ambientes com material de origem rico em bases (Ca, Mg) a taxa de intemperização das micas tende a ser maior, pois a relação $K/(Ca+Mg)^{1/2}$ é menor que um (1,0), favorecendo assim a saída do potássio da estrutura cristalina.

West et al. (1988), em solos de rocha calcária na região central do Texas (EUA), observaram nas frações areia e silte o predomínio de quartzo e, em menor proporção o feldspato. Lemos et al. (1997) estudando perfis de Cambissolos da Chapada do Apodi (Cambissolos Eutróficos e Cambissolos Vérticos), no Rio Grande do Norte encontraram na fração areia fina os minerais: quartzo, feldspato e calcita, e na fração silte a mica (muscovita).

Os feldspatos e as micas nas frações grosseiras são mais facilmente alteráveis do que o quartzo e espera-se que a quantidade destes seja menor nos horizontes mais superficiais. Assim como foi observado na fração areia, os minerais predominantes na fração silte possuem elevado grau de cristalinidade, fato sugerido pelos reflexos bem definidos dos difratogramas.

Shankar & Achyuthan (2007) estudando horizontes cálcicos e petrocálcicos na Índia observaram que as mineralogias das frações finas e grosseiras variavam em profundidade. Na fração grosseira foram encontrados os minerais: clorita, quartzo, hornblenda, granada, hematita e calcita, e o quartzo e o feldspato apresentavam formas angulares e sub-angulares.

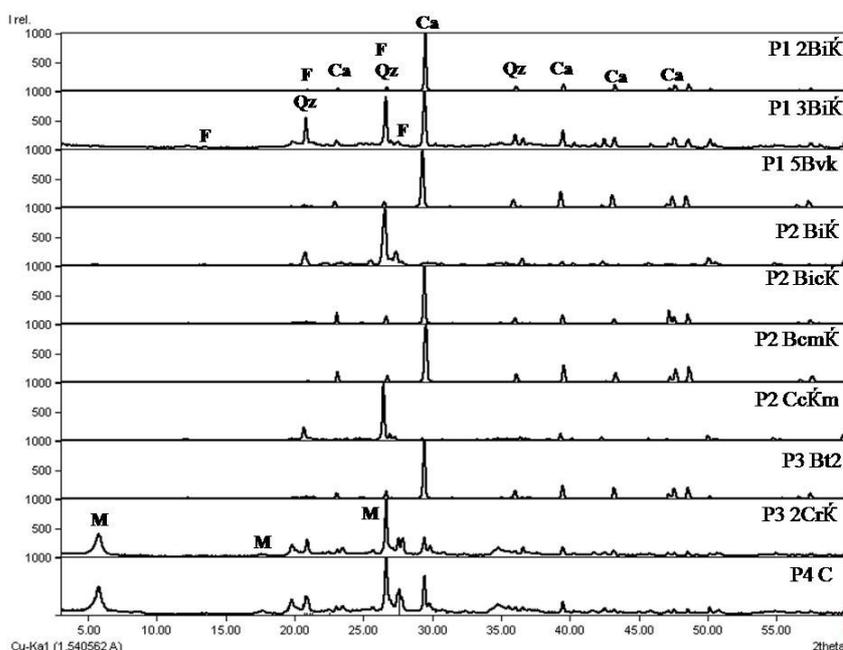


Figura 10. Difratograma da fração silte dos horizontes subsuperficiais selecionados. Qz=quartzo; Ca=calcita; F= feldspato; M= mica.

Em ambientes com condições climáticas de altas temperaturas e precipitação e boa drenagem, o feldspato pode se transformar diretamente em caulinita e os íons K^+ são facilmente lixiviados. As quantidades de K em feldspatos na fração silte são maiores nas

formas estruturais do que na forma trocável e a sua estabilidade dificulta a disponibilidade do elemento para o sistema (Mielniczuk, 1977).

A ocorrência expressiva de calcita na mineralogia das frações areia e silte indicam a influência do fator clima, que favorece o acúmulo do carbonato secundário nos solos. O quartzo é oriundo do material de origem, já que a rocha carbonática possui ampla faixa de minerais acessórios, também ditos como grau de impureza da rocha, e entre esses o quartzo. Ainda, na Chapada do Apodi a maior parte dos solos é influenciada por calcários areníticos, além de solos formados a partir de sedimentos de material retrabalhado (Brasil, 1973 apud Alencar, 2002). Litologicamente a Formação Jandaíra possui calcários bioclásticos, calcarenitos e calcários dolomíticos e na Chapada do Apodi nota-se o aumento dos grânulos de silicato e faixas de transição para o arenito calcário (Abrahão, 1983).

A constituição mineralógica da fração silte dos horizontes avaliados pela difratometria de raios – X confirma a influência da rocha ou sedimentos afetados pelo calcário nesses solos.

4.4.3 Fração argila

Nos horizontes avaliados do perfil P1 e em alguns horizontes em profundidade nos perfis P2 (CKm e CKr) e P3 (2CrK) foi identificado o argilomineral esmectita pelo (1,7 nm) no tratamento com amostra desferrificada, saturada com magnésio e solvatada com etileno glicol. A esmectita é identificada pela sequência de reflexos que aparecem como descritos a seguir: no tratamento com magnésio o reflexo é de 1,4-1,5 nm, que se desloca (expande) para 1,7-1,8 nm quando solvatado com etileno glicol e no tratamento com potássio desloca-se para cerca de 1,2 nm, sendo que no aquecimento a 550° o pico retrai para 1,0 nm.

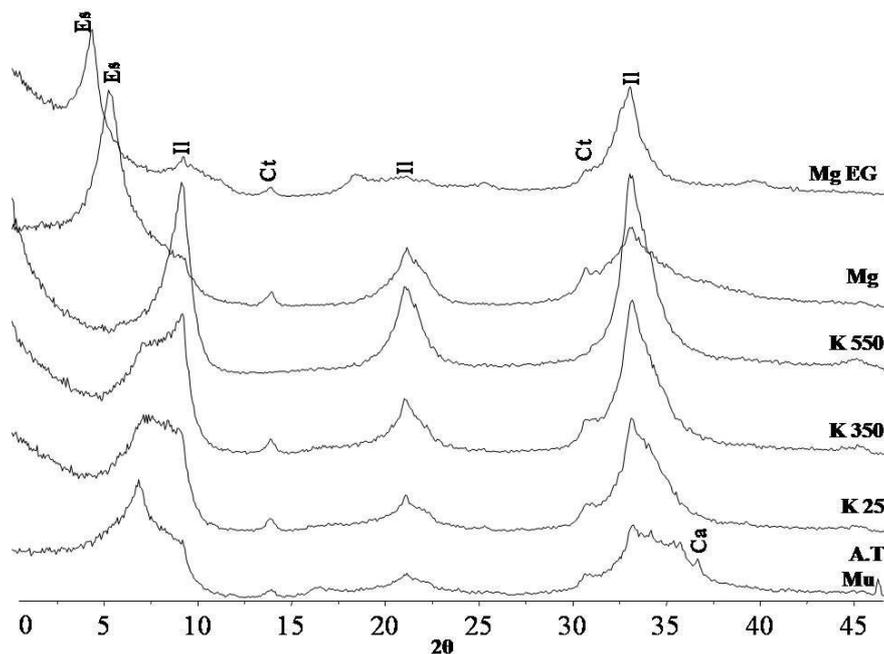


Figura 11. Difratograma da fração argila do horizonte P1 2BiK.

Ca=calcita; Es=esmectita; Il=ilita; Ct=caulinita. **A. T:** amostra total não tratada. **Mg e MgEG:** Amostra desferrificada, saturada com magnésio e, posteriormente, solvatada com Etileno Glicol, com varreduras executadas em ambas as condições. **K25, K350 e K550:** Amostra desferrificada e saturada com potássio, com varreduras executadas à temperatura ambiente (25°C) e, após aquecimento, nas temperaturas assinaladas.

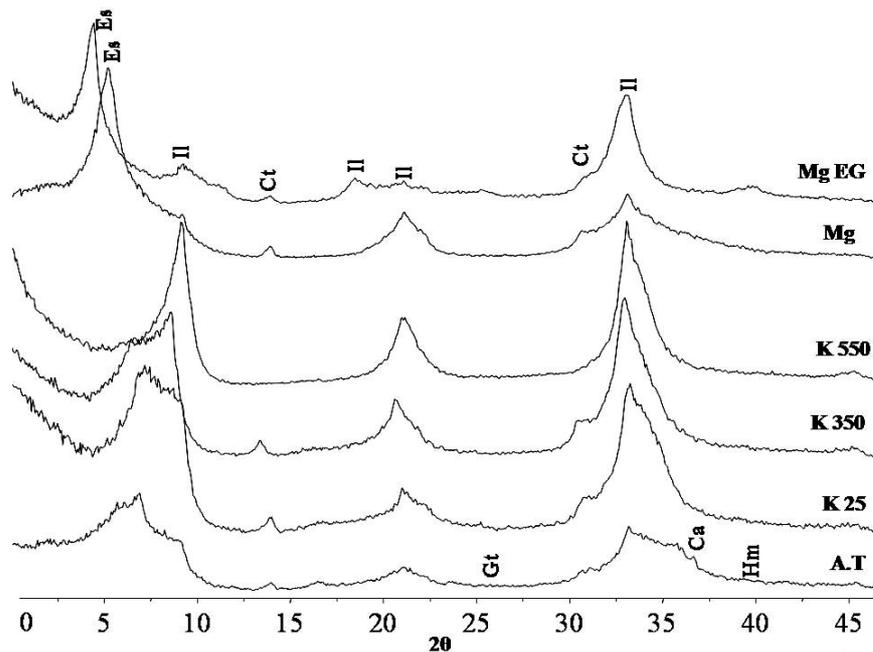


Figura 12. Difratograma da fração argila do horizonte P1 3BiK.

Ca=calcita; Es=esmectita; Il=ilita; Ct=caulinita;Gt=goethita; Hm=hematita. **A.T:** amostra total não tratada. **Mg** e **MgEG:** Amostra desferrificada, saturada com magnésio e, posteriormente, solvatada com Etileno Glicol, com varreduras executadas em ambas as condições. **K25, K350** e **K550:** Amostra desferrificada e saturada com potássio, com varreduras executadas à temperatura ambiente (25°C) e, após aquecimento, nas temperaturas assinaladas.

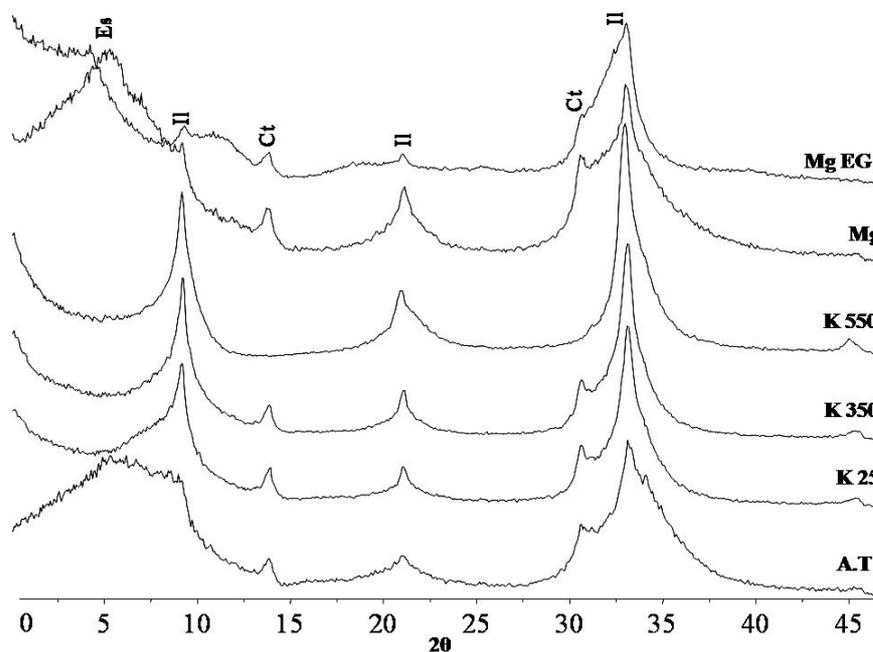


Figura 13. Difratograma da fração argila do horizonte P1 5Bvk.

Es=esmectita; Il=ilita; Ct=caulinita. **A.T:** amostra total não tratada. **Mg** e **MgEG:** amostra desferrificada, saturada com magnésio e, posteriormente, solvatada com Etileno Glicol, com varreduras executadas em ambas as condições. **K25, K350** e **K550:** amostra desferrificada e saturada com potássio, com varreduras executadas à temperatura ambiente (25°C) e, após aquecimento, nas temperaturas assinaladas.

As esmectitas mais comuns nos solos são a montmorilonita, beidelita e nontronita. Quanto à origem podem ser herdadas do material parental (folhelhos, argilitos e calcários);

podem ser produtos da transformação de micas, vermiculitas e cloritas máficas; ou serem neogênicas, isto é, precipitadas diretamente da solução (Kämpf & Curi, 2003). Para avaliar qual desses argilominerais do grupo da esmectita predomina nos horizontes utiliza-se o teste de Greene-Kelly (1953), modificado por Lim & Jackson (1986), que consiste da saturação das amostras com solução de LiCl 1 mol L⁻¹. Porém, esse procedimento não foi aqui realizado.

A elevada saturação por cátions básicos, especialmente Ca²⁺, o pH na faixa alcalina e a drenagem imperfeita são algumas das condições que favorecem a formação da esmectita e sua permanência no solo (Borchardt, 1989).

Oliveira et al. (1998) estudando solos do grupo Bambuí no norte de Minas Gerais observaram que a escassez de chuvas, a riqueza do material de origem e a topografia plana, dificultando a saída de sílica e bases do sistema, favoreceram a formação do argilomineral esmectita em Vertissolos, Rendzinas e Cambissolos com argila de atividade alta. Oliveira (2002) também encontrou o argilomineral esmectita em outros solos com elevada saturação por cátions básicos (cálcio e magnésio), pH próximo a neutralidade e drenagem deficiente. Na região nordeste do Brasil, a ocorrência e permanência de esmectita nos solos estão associadas ao clima seco, sem excedente hídrico, que desfavorece a dessilicação (Corrêa et al., 2003).

As esmectitas estão comumente saturadas por Ca e Mg. Mas com a acidificação do meio ocorre liberação do alumínio da estrutura, com formação de Al-OH que precipita nas entrecamadas, dando origem a esmectita com hidróxi-Al entrecamadas (EHE). Porém, estudos de Brahy et al. (2000) mostram que a ação complexante de compostos orgânicos pode remover o Al-OH das entrecamadas, assim revertendo o processo. Ainda, com a lixiviação e dessilicação do sistema, as esmectitas podem originar caulinita e óxido de ferro (Kämpf et al., 1995).

A maioria dos horizontes avaliados do perfil P2 (BiK, BcK, BcKm), o horizonte Bt2 em P3 e o C em P4 apresentou na fração argila a vermiculita, um filossilicatos do tipo 2:1. Esta foi identificada pela presença de reflexos de aproximadamente 1,4 nm com a saturação por magnésio e a manutenção desse espaçamento basal com os tratamentos subsequentes (saturação com magnésio mais etilenoglicol). Os pequenos reflexos nos difratogramas indicam a menor expressão de vermiculita na fração argila desses horizontes avaliados.

Observa-se a presença de vermiculita nos horizontes mais superficiais e de esmectita em profundidade, nos perfis P2 e P3. Infere-se que a esmectita seja herança do material de origem, o calcário, ou da ocorrência de descontinuidade litológica nesses perfis em função de diferentes fases de deposição de sedimentos.

Todos os horizontes do perfil P2, P3 e P4 apresentaram a caulinita como o principal componente da mineralogia da fração argila, com reflexos de 0,72 e 0,35 nm, que desaparecem no tratamento com K aquecido a 550°C. O predomínio da caulinita é indicado por reflexos característicos, que também refletem o seu maior grau de cristalização (Tremocoldi, 2003).

A princípio se espera em solos jovens, como nos perfis P2 e P4, a formação mais intensa de argilominerais 2:1. Porém, como mostraram os resultados da difratometria, esses perfis possuem formas bem cristalinas de caulinita. Não só a presença, mas também o predomínio da caulinita em perfis de desenvolvimento pedogenético incipiente é justificado por Rezende (1989), pela presença de muscovita no resíduo do material de origem, a origem de rocha calcária, e pela maior solubilidade da sílica em condições de pH elevado, associadas ao equilíbrio da reação entre as atividades dos cátions K⁺, Ca²⁺ e Mg²⁺, favorecendo a rápida formação da caulinita mesmo na ausência de lixiviação mais intensa. Esses resultados são corroborados por Mota (2007) em solos da Chapada do Apodi.

Ainda, segundo Lutz et al. (1992) o aumento dos teores de caulinita e diminuição de esmectita na direção dos horizontes superficiais dos perfis pode ser tanto resultante da intemperização das esmectitas formando caulinitas, quanto da remoção preferencial da

esmectita em relação à caulinita. Alencar (2002) em solos da Chapada do Apodi identificou na mineralogia da fração argila o predomínio de caulinita, mas em menor quantidade observou também a mica, de modo que o autor sugere a transformação direta da mica em caulinita e/ou que esse argilomineral seja originário do próprio material de origem. O autor também apresenta a hipótese de influencia paleoclimática. O predomínio de caulinita nos solos da Chapada do Apodi também foi observado por Mota et al. (2007).

Nos perfis P2, P3 e P4 observou-se a presença de reflexos de caulinita bem intensos e com largura estreita de reflexo a meia altura (LMH) desde o horizonte em maior profundidade até o superficial.

A illita foi identificada em todos os horizontes avaliados dos perfis estudados pela permanência de reflexos em todos os tratamentos correspondentes aos seus espaçamentos basais de 0,999-0,10; 0,499-0,501 e 0,333-0,334 e 0,238-0,25 nm. A illita, argilomineral 2:1 não expansivo, se origina da transformação da mica, por exemplo, da muscovita, ou ainda, pela natureza do material de origem, sendo que minerais micáceos são comuns em calcário (Kämpf & Curi, 2003).

No P1 os reflexos de illita e esmectita são mais intensos que os da caulinita, onde a intensidade dos reflexos de esmectita indica que esse mineral é o mais importante na constituição mineralógica da argila desse perfil. No horizonte 5Bvk-P1 a esmectita é também a responsável pelas superfícies de fricção (“slickensides”) observadas. A ocorrência dessa argila é favorecida em P1 pelo acúmulo de cátions e sílica no meio, impostos pela maior restrição de drenagem (Jackson & Sherman, 1953; Keller, 1968), confirmado no P1 pelo maior teor de cátions, principalmente cálcio e de magnésio, e altos valores de silício.

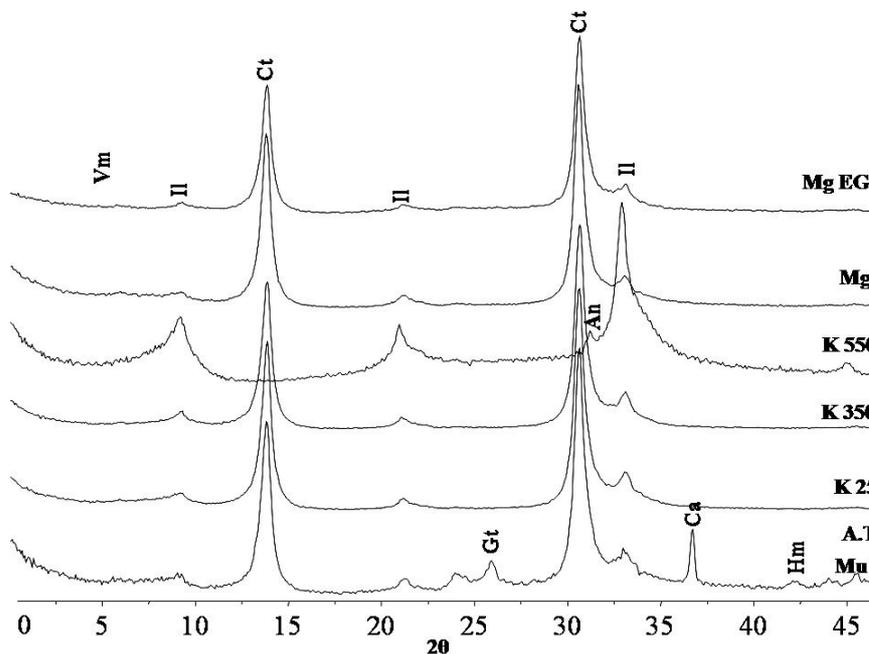


Figura 14. Difratograma da fração argila do horizonte P2 BiK.

Vm=Vermiculita; Ca=calcita; An=anatásio; Il=illita; Ct=caulinita; Gt=goethita; Hm=hematita. A.T: amostra total não tratada. Mg e MgEG: amostra desferrificada, saturada com magnésio e, posteriormente, solvatada com Etileno Glicol, com varreduras executadas em ambas as condições. K25, K350 e K550: amostra desferrificada e saturada com potássio, com varreduras executadas à temperatura ambiente (25°C) e, após aquecimento, nas temperaturas assinaladas.

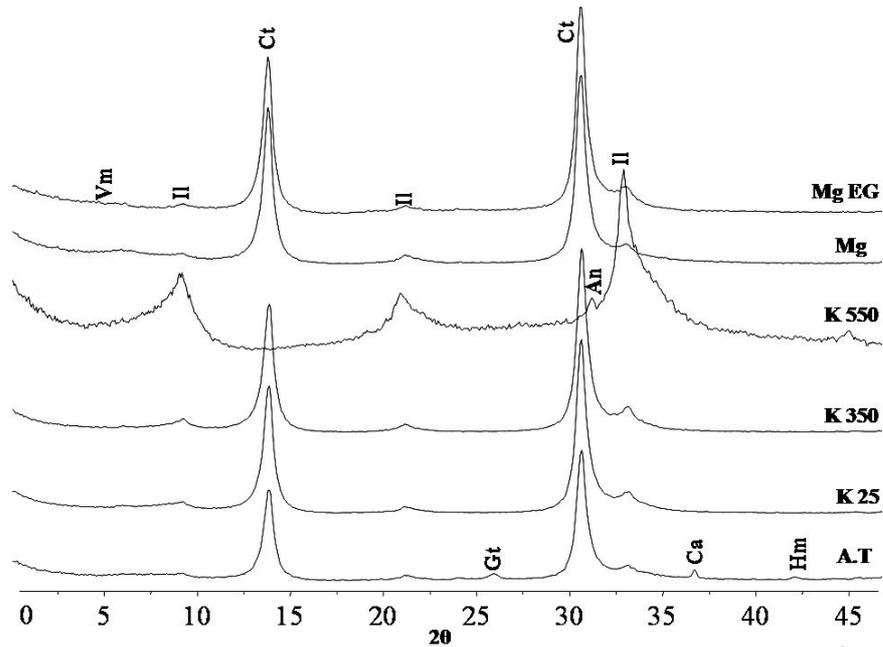


Figura 15. Difratograma da fração argila do horizonte P2 BicK.

Vm=Vermiculita; Ca=calcita; An=anatásio; Il=ilita; Ct=caulinita; Gt=goethita; Hm=hematita. A.T: amostra total não tratada. Mg e MgEG: amostra desferrificada, saturada com magnésio e, posteriormente, solvatada com Etileno Glicol, com varreduras executadas em ambas as condições. K25, K350 e K550: amostra desferrificada e saturada com potássio, com varreduras executadas à temperatura ambiente (25°C) e, após aquecimento, nas temperaturas assinaladas.

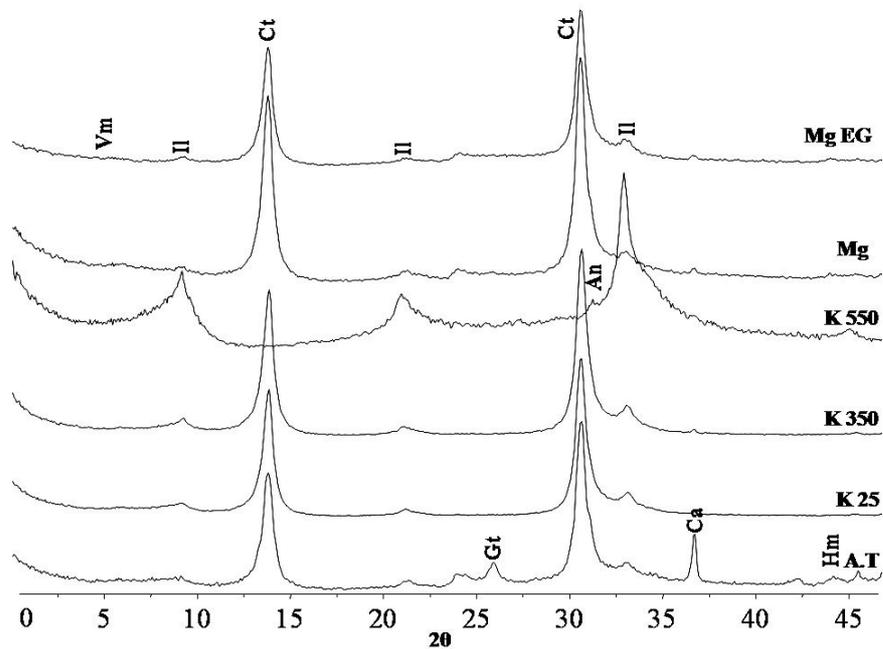


Figura 16. Difratograma da fração argila do horizonte P2 BcKm.

Vm=Vermiculita; Ca=calcita; An=anatásio; Il=ilita; Ct=caulinita; Gt=goethita; Hm=hematita. A.T: amostra total não tratada. Mg e MgEG: amostra desferrificada, saturada com magnésio e, posteriormente, solvatada com Etileno Glicol, com varreduras executadas em ambas as condições. K25, K350 e K550: amostra desferrificada e saturada com potássio, com varreduras executadas à temperatura ambiente (25°C) e, após aquecimento, nas temperaturas assinaladas.

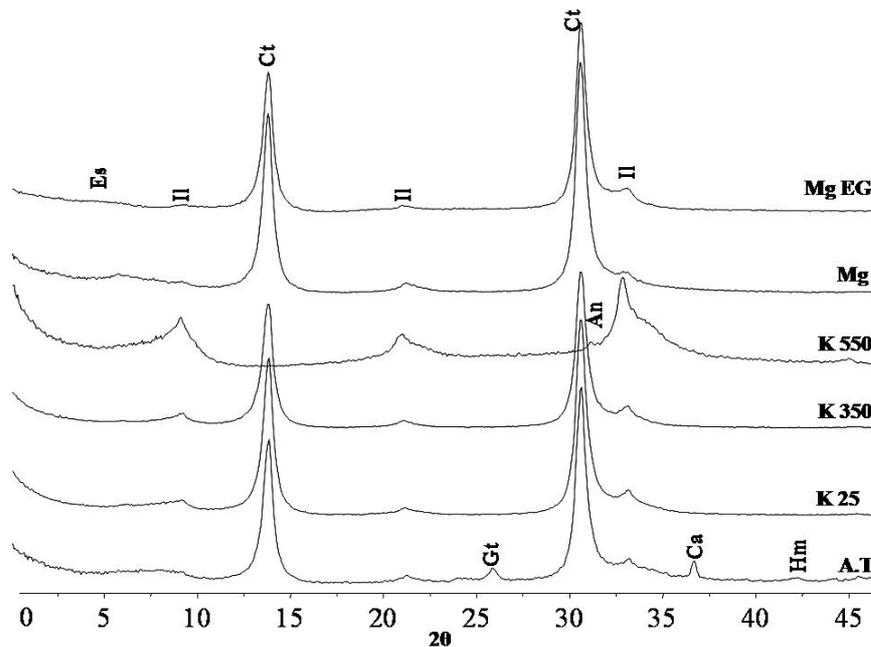


Figura 17. Difratoograma da fração argila do horizonte P2 CcK.

Es=Esmeclita; Ca=calcita; An=anatásio; Il=ilita; Ct=caulinita; Gt=goethita; Hm=hematita. **A.T:** amostra total não tratada. **Mg** e **MgEG:** amostra desferrificada, saturada com magnésio e, posteriormente, solvatada com Etileno Glicol, com varreduras executadas em ambas as condições. **K25, K350** e **K550:** amostra desferrificada e saturada com potássio, com varreduras executadas à temperatura ambiente (25°C) e, após aquecimento, nas temperaturas assinaladas.

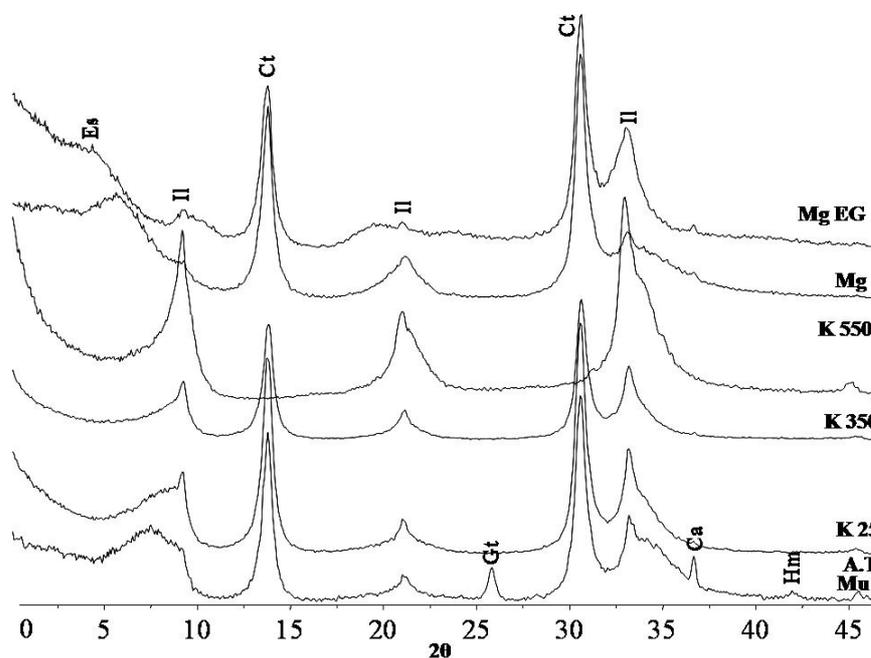


Figura 18. Difratoograma da fração argila do horizonte P2 CrK.

Es=esmeclita; Ca=calcita; An=anatásio; Il=ilita; Ct=caulinita; Gt=goethita; Hm=hematita. **A.T:** amostra total não tratada. **Mg** e **MgEG:** amostra desferrificada, saturada com magnésio e, posteriormente, solvatada com Etileno Glicol, com varreduras executadas em ambas as condições. **K25, K350** e **K550:** amostra desferrificada e saturada com potássio, com varreduras executadas à temperatura ambiente (25°C) e, após aquecimento, nas temperaturas assinaladas.

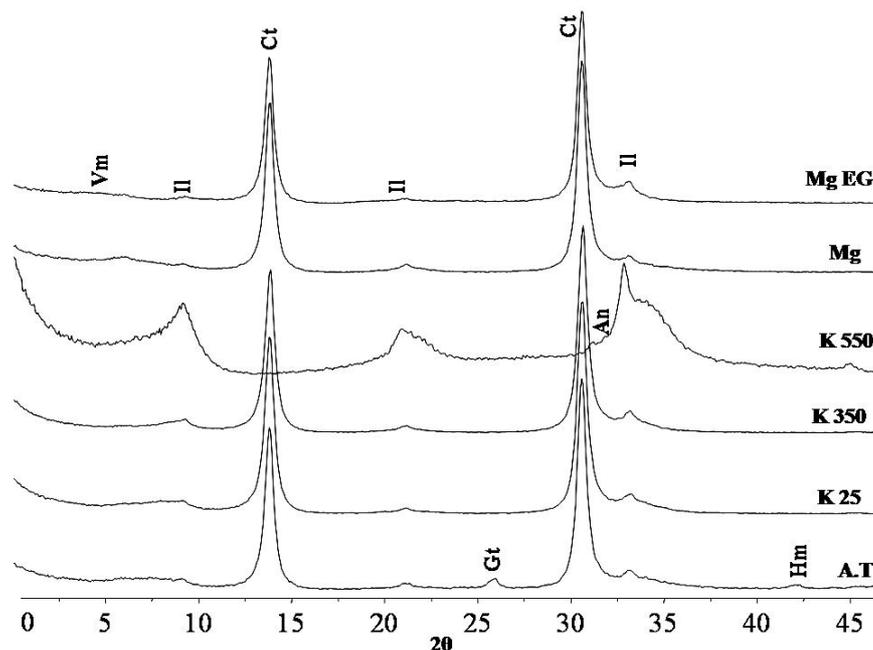


Figura 19. Difratoograma da fração argila do horizonte P3 Bt2.

Vm=vermiculita; An=anatásio; Il=ilita; Ct=caulinita; Gt=goethita; Hm=hematita. A.T: amostra total não tratada. Mg e MgEG: amostra desferrificada, saturada com magnésio e, posteriormente, solvatada com Etileno Glicol, com varreduras executadas em ambas as condições. K25, K350 e K550: amostra desferrificada e saturada com potássio, com varreduras executadas à temperatura ambiente (25°C) e, após aquecimento, nas temperaturas assinaladas.

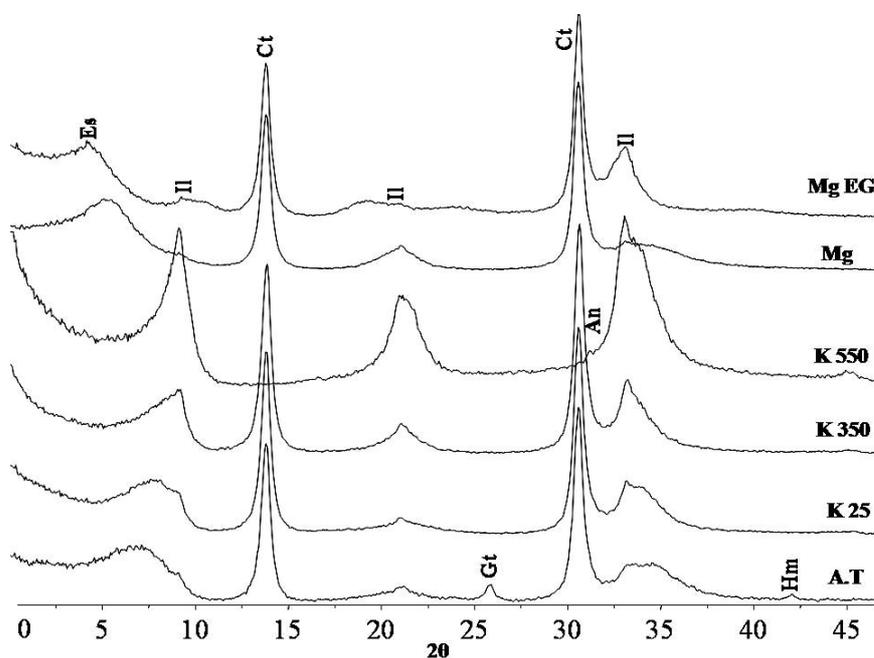


Figura 20. Difratoograma da fração argila do horizonte P3 2CrK.

Es=esmectita; An=anatásio; Il=ilita; Ct=caulinita; Gt=goethita; Hm=hematita. A.T: amostra total não tratada. Mg e MgEG: amostra desferrificada, saturada com magnésio e, posteriormente, solvatada com Etileno Glicol, com varreduras executadas em ambas as condições. K25, K350 e K550: amostra desferrificada e saturada com potássio, com varreduras executadas à temperatura ambiente (25°C) e, após aquecimento, nas temperaturas assinaladas.

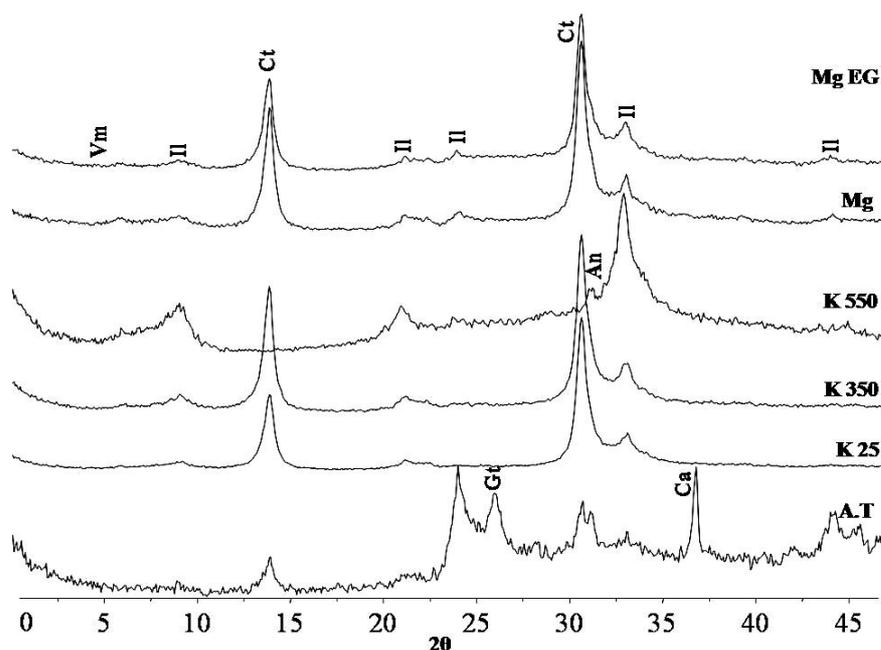


Figura 21. Difratograma da fração argila do horizonte P4 C.

Vm=vermiculita; Ca=calcita; An=anatásio; Il=ilita; Ct=caulinita; Gt=goethita. **A.T:** amostra total não tratada. **Mg** e **MgEG:** amostra desferrificada, saturada com magnésio e, posteriormente, solvatada com Etileno Glicol, com varreduras executadas em ambas as condições. **K25, K350** e **K550:** amostra desferrificada e saturada com potássio, com varreduras executadas à temperatura ambiente (25°C) e, após aquecimento, nas temperaturas assinaladas.

Nos perfis P2, P3 e P4 foram observados reflexos mais intensos de caulinita, indicando o predomínio deste argilomineral nos horizontes avaliados. Já os reflexos de ilita para esses mesmos perfis formam ombros, sendo esses mais evidentes no P4. A variação de padrão dos reflexos da ilita nos perfis pode ser observada pela diminuição da intensidade do reflexo de 0,498 nm, característico da mica. O que sugere a transformação de mica em caulinita, em direção a superfície do solo e, no mesmo sentido, aumenta os teores de potássio (Lemos et al., 1997).

Entre os fatores responsáveis pela formação de argilominerais 2:1, do grupo da esmectita, identificados na fração argila dos perfis estudados estão: a sazonalidade climática, com oito meses sem ou com baixíssima precipitação pluviométrica e as elevadas temperaturas, que favorecem altas taxas de evapotranspiração; a menor profundidade dos perfis; o relevo predominantemente plano no local de coleta na Chapada do Apodi; os elevados teores de cálcio e magnésio, e a compacidade do material de origem que ao restringir a drenagem favorece o acúmulo de bases e sílica nos perfis de solo.

Óxidos de ferro foram identificados em todos os horizontes avaliados dos perfis estudados. As formas encontradas foram hematita e goethita, que são os óxidos mais comuns nos solos tropicais (Fischer & Schwertmann, 1975). No perfil P2, embora a cor amarelada indique o mineral goethita como forma dominante de óxido de ferro, foi encontrada também a hematita. Mas, infere-se pela expressão dos reflexos desses óxidos nos difratogramas, que a hematita é menos expressiva. O perfil P4 apresentou somente reflexos de goethita. As altas temperaturas favorecem a formação da hematita, enquanto baixos valores de pH, alta umidade e alto carbono orgânico favorecem a formação da goethita (Kämpf, 1981).

Em todos os horizontes do perfil P1 foram identificados traços de quartzo, pelos reflexos de 0,426 e 0,333 nm. Isso está relacionado à resistência desse mineral ao intemperismo e demonstra o efeito de forças mecânicas, reduzindo o quartzo ao tamanho da fração argila sem provocar alterações no seu padrão químico (Mota et al, 2007). Moreira

(2000), Rebouças (2001) e Mota et al. (2007) também encontraram quartzo em tamanho coloidal na fração argila de alguns solos do estado do Ceará.

A calcita foi identificada em todos os horizontes avaliados dos perfis P2, P4 e nos horizontes do P1 exceto no 5Bvk-P1. O reflexo observado que permitiu a identificação desse mineral foi de 0,301 nm.

Todos os horizontes avaliados do P2 (exceto P2 Ckr), do P3 e do perfil P4 apresentam o mineral anatásio, dióxido de titânio (TiO₂). Este mineral foi indicado por reflexo a 0,352 nm e somente após o colapso da caulinita quando do aquecimento a 550°C, permanecendo neste tratamento pois o anatásio têm alta resistência (Tremocoldi, 2003).

Estudando solos de rocha calcária na região central do Texas (EUA), West et al. (1988) identificaram na fração argila os minerais esmectita e mica e, ocasionalmente, interstratificado de mica-esmectita, bem como traços de caulinita, quartzo e feldspato. Shankar & Achyuthan (2007) estudando horizontes cálcicos e petrocálcicos na Índia observaram nas frações finas os minerais: montmorilonita, esmectita, ilita, vermiculita e traços de caulinita.

Em solos do Grupo Bambuí no norte de Minas Gerais, Oliveira et al. (1998) encontraram a caulinita, a esmectita e interstratificado mica-vermiculita. Lemos et al. (1997) estudando Cambissolos da Chapada do Apodi, no Rio Grande do Norte, encontraram como constituintes da argila a ilita, caulinita, goethita e anatásio, onde no Cambissolo Eutrófico ocorrem interstratificado de mica-vermiculita e hematita e no Cambissolo vértico esmectita.

Khormali et al. (2003) estudando solos com horizonte B textural no sul do Irã, ambiente de formações de calcários, com domínio de clima árido e semi-árido de precipitação em torno de 200-300 mm, e com solos fortemente influenciados por essa litologia, encontraram como principais minerais na fração argila total: clorita, ilita, esmectita, palygorskita e caulinita.

4.5 Propriedades Micromorfológicas

A descrição micromorfológica das seções dos horizontes 3BiK, perfil P1, e BiK, perfil P2, é apresentada na Tabela 9. Foi observada forte agregação entre as partículas do solo, conferindo microestrutura fortemente desenvolvida, com predomínio de blocos. Esta característica é também expressa no campo de forma macroscópica, conforme a descrição morfológica, pelos agregados em blocos subangulares, mas com grau de desenvolvimento fraco a moderado.

O horizonte 3BiK (Perfil 1) possui um fundo matricial heterogêneo, com pequenas zonas (20%) mais adensadas, de material mais fino e selecionado, quando comparado à área restante avaliada. A fração de material grosso, composto pelas partículas de tamanho da fração areia, é composta principalmente por quartzo e feldspato, são bem selecionados, de superfícies arredondadas e subangulares (forma anedral), com padrões de alteração linear irregular e presença de cariações. Estas características podem indicar a origem coluvionar dos sedimentos que levaram à formação deste solo.

A fração de material fino é composta predominantemente por argila e óxidos de ferro (Figura 22), conferindo ao fundo matricial coloração amarelo-brunado-escura.

A orientação foi do tipo salpicada granida e estriada (poroestriada e granoestriada), para ambas as lâminas (Figuras 22 e 23). Este padrão de orientação se deve à presença de argila expansiva, que promove compressão e expansão entre agregados e a matriz do solo. Associada à argila, foi observada a presença de microcristais de calcita, manifestadas através de pequenas birrefringências cristalinas (Bullock et al., 1985). Esta característica é mais visível e abundante no horizonte BiK (Perfil 2), com maior teor de carbonato de cálcio.

A microestrutura complexa é devida à presença de pedos do tipo blocos subangulares e granular conjuntamente, reflexo da heterogeneidade do material que compõe o fundo matricial. O predomínio de câmaras em detrimento aos demais tipos de poros pode estar associado à capacidade expansiva do material. Devido à dificuldade na impregnação da amostra de solo calcário e com argila expansiva, foram formados artefatos que se assemelham a fissuras, e que devem ser previamente identificadas para não superestimar a porosidade.

Em concordância com os teores de carbonato de cálcio nos horizontes avaliados, em P1 e P2, foram observadas feições cristalinas na forma de revestimentos e preenchimentos de poros por calcita (Rvc e Prc, respectivamente). Estas feições são interpretadas como o resultado das cristalizações ocorridas dentro dos poros, e cujos compostos sofreram migrações em solução. Sua formação ocorre tipicamente em solos submetidos a estiagens prolongadas, que promovem a concentração das soluções no solo, como no caso dos solos de regiões semi-áridas (Bullock et al., 1985; Castro, 2008).

Também foi constatada a presença de nódulos calcíticos (Ndc) puros de coloração cinza-claros em luz natural, densos e com limite nítido, no horizonte BicK (Perfil 2) (Figura 23). Muitos destes nódulos são recobertos por óxidos de Fe e alguns poucos se apresentam fragmentados, possivelmente em função do intemperismo, e cujos bordos e poros mais próximos são revestidos de calcita micrítica, possivelmente devido à solubilização, aumento da concentração na solução e precipitação de carbonato de cálcio na forma de microcristais. Além dos nódulos calcíticos, foram observados nódulos típicos, puros e fortemente impregnados, possivelmente compostos por óxidos de Fe, Mn e matéria orgânica, caracterizados pela coloração bruno-escura, de formato predominantemente elipsoidal, superfície alisada de contraste proeminente e nítido com o fundo matricial. Os nódulos apresentam estádios de decomposição diferentes, com domínio de material em estágio inicial de degradação, mas outros ainda intactos. Os nódulos calcíticos estão mais alterados do que os nódulos de Fe (Nd), apresentando limites menos nítidos.

No horizonte 3BiK-P1 são comuns os revestimentos de ferro e argila em grãos, agregados, poros ou mesmo de nódulos e também a presença de hiporrevestimentos de Fe (Hp) que ocorrem próximos aos poros (Po) (Figura 22). A presença destas feições está associada aos períodos alternados de chuva e seca, que favorecem a iluviação de argila das camadas superficiais e acúmulo em subsuperfície. Concomitante a este processo, pode ocorrer à redução de compostos de Fe nos períodos úmidos e posterior oxidação e acúmulo destes compostos na superfície dos poros nos períodos secos, formando os hiporrevestimentos. No campo, foi observado no horizonte mais profundo do P1 (5Bvk), aos 56 cm de profundidade, mosqueado comum e grande de cor amarelo-avermelhada (5YR 6/8) em uma matriz cinzenta (5Y 5/1), confirmando as observações das feições micromorfológicas. Nesta lâmina também foram observados raros excrementos intactos, densos e de forma elipsóide e esférica, ocupando cavidades onde antes havia raízes. Esta feição, associada à presença de fragmentos de raízes, indicam a importância da atividade biológica nesta sessão do perfil.

O horizonte BicK-P2 apresentou fundo matricial mais homogêneo comparado à lâmina anterior. Também é composto predominantemente por quartzo (Qz) na fração de material grosso, sendo estes de maior tamanho e menos selecionados, com superfícies alisadas, subsféricas subarredondadas e subangulares, intactos e padrão de alteração irregular linear.

O material fino, correspondente à fração argila, está em maior proporção quando comparada a lamina do perfil 1, o que está em concordância com os dados mostrados na análise granulométrica (Tabela 3). Este fato refletiu também em uma menor porosidade. O fundo matricial apresenta coloração amarelo-brunado, o que pode estar relacionado à presença de calcita juntamente com goethita (ver difratometria de raios-X), conferindo ao solo coloração amarelada.

O tipo de microestrutura no horizonte BicK-P2 também é complexo, com predomínio de pedrs em blocos angulares e subangulares e estrutura granular. Os poros (Po) predominantes são câmaras, seguido de fissuras e cavidades e, em menor proporção, canais, evidenciando uma menor atividade biológica a esta profundidade. Também não foram observadas feições de excremento.

Com relação às feições cristalinas, no horizonte BicK-P2 atribuídas à presença de carbonato de cálcio, foram observados revestimentos típicos em maior abundância, recobrando grande parte de poros, agregados e nódulos (Figura 23). Também há preenchimento solto descontínuo de poros por material carbonático e preenchimento solto contínuo por material aderente, ou seja, de composição semelhante à matriz do solo. Não foram observados revestimentos ou hiporrevestimentos de Fe.

Os nódulos calcícticos (Ndc) estão em maior proporção e em maior tamanho quando comparados ao horizonte 3BiK-P1, havendo nódulos típicos e geóidicos, puros e fortemente impregnados pelo material carbonático e limite nítido com a matriz do solo. Os nódulos compostos por Fe, além de Mn e matéria orgânica (possivelmente), são típicos, havendo raros concêntricos. Quanto ao grau de impregnação, são classificados como puros e fortemente impregnados, de formato esférico, elíptico ou compostos, com contraste proeminente e nítido. Em virtude da destruição destes nódulos e perda de compostos de ferro e outros para a matriz do solo, pode haver também contraste distinto e limite claro a difuso.

As evidências de pedogênese na acumulação do carbonato de cálcio são expressas pela presença de cutãs de calcita (calcãs) sobre cutãs de ferro e argila (ferriargilãs), distribuição irregular das acumulações de carbonatos de cálcio, a ocorrência de cimentação em pontes e meniscos ligando os grãos do arcabouço, a presença de nódulos típicos de calcita microcristalina e a ausência de nódulos ou bandas de calcita espática seguindo os planos de estratificação, além da ausência de feições reductomórficas no perfil (Pimentel et al., 1996). A origem pedogênica do carbonato de cálcio no 3BiK-P1 é confirmada pelas feições cristalinas de revestimentos de calcita micrítica e preenchimento de calcita micrítica (comuns). E no horizonte BicK-P2 pelas feições cristalinas de preenchimentos soltos e descontínuos de nódulos de calcita micrítica (comuns). A depleção da calcita pode ser interpretada como zona não calcificada ou como resultado de descalcificação mais recente (Khormalia et al., 2003).

Os materiais calcícticos podem apresentar-se sob a forma de hipo-revestimento de calcita e nódulos calcícticos, esses últimos com três tipos principais. O primeiro tipo de nódulos calcícticos pequenos (0,5 mm-2 cm de diâmetro), bem arredondadas ou ovais, que ocorrem em solos fortemente desenvolvidos. O tipo 2 é de nódulos calcícticos com características pedogênicas, tais como: estruturas alveolares septais, filamentos, revestimento de calcita micrítica e esferulitos. Já no tipo 3 os nódulos calcícticos têm características biogênicas e estão representados por células das raízes calcificadas (Shankar & Achyuthan, 2007).

Nos Paleossolos da Formação Marília é comum as feições pedogênicas que indicam a concentração e remobilização secundária de carbonato de cálcio (feições de cristalização, dissolução, substituição, descarbonatação e recarbonatação) (Dal' Bó & Basilici, 2010).

No horizonte 3BiK-P1 foram observadas feições de revestimento de calcita junto a revestimentos ou quase-revestimentos de ferro (Figura 22), associadas à iluviação das partículas finas e de óxidos de ferro no perfil de solo e acúmulo em subsuperfície, ao longo de canais e espaços vazios. Essas feições em um mesmo perfil são indícios da influência de paleoclimas na pedogênese. Esses revestimentos foram também observados por Khormalia et al. (2003) estudando solos desenvolvidos de calcário no sul do Irã.

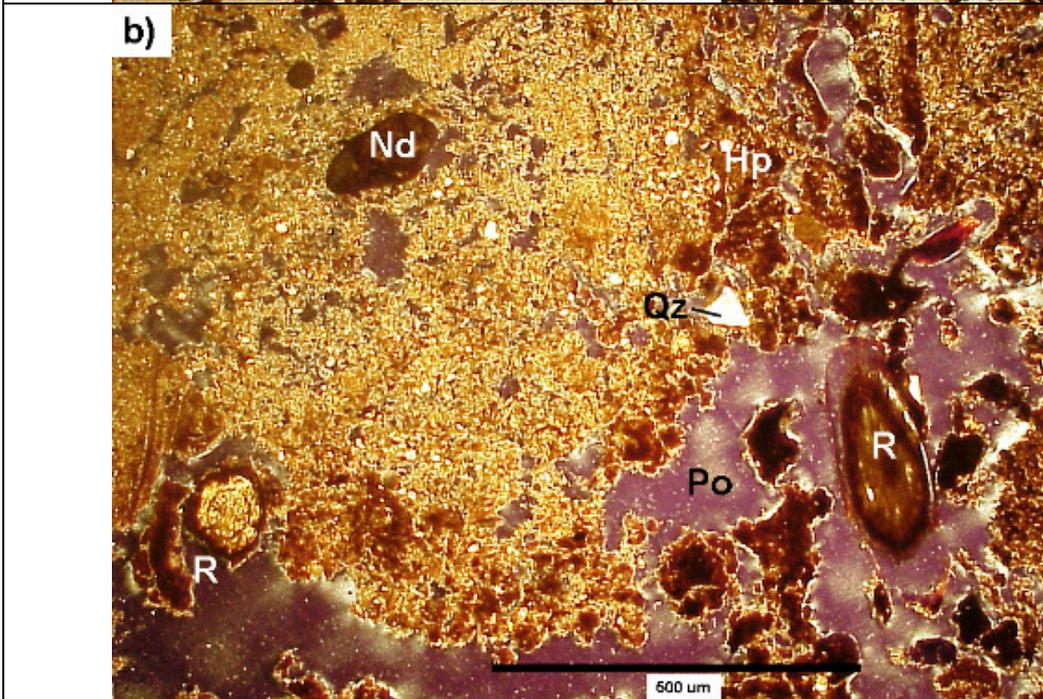
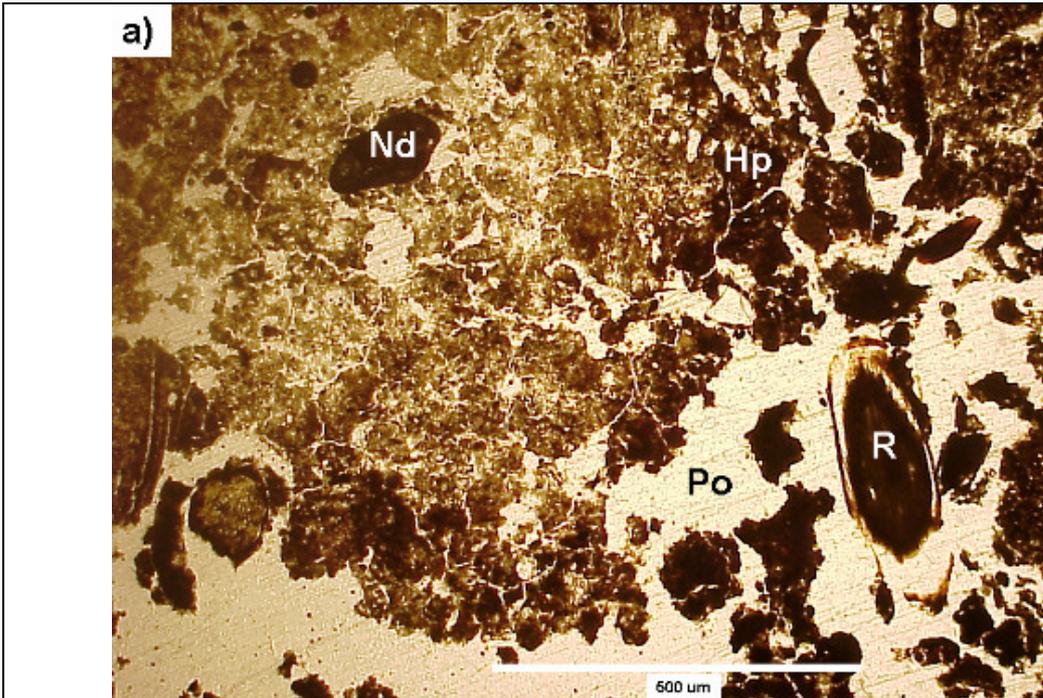
Em estudos de horizontes calcícticos e petrocálcticos na área em torno de Coimbatore, Tamil Nadu, a micromorfológica dos horizontes calcícticos mostrou estruturas alveolares de septo, filamentos calcificadas, grãos revestidos, esferulitos, células das raízes calcificadas e formas que indicam origens biogênicas, principalmente induzidas pela atividade microbiana

relacionada às raízes das plantas. Os nódulos cálcicos dentro dos horizontes cálcicos observados por Shankar & Achyuthan (2007) consistem de grãos de areia com quartzo cimentado por micrita, e ocorrem também revestimentos de grãos muitas vezes globulares e de poros de enchimento.

Khormalia et al. (2003) estudando solos desenvolvidos de calcário no sul do Irã observaram várias pedofeições de calcita. Sendo as feições de nódulos de calcita microcristalina as mais notáveis e de ocorrência comum. Ocasionalmente foram observados nódulos de calcita acicular na fração mais grosseira do calcário e revestido parcialmente por argila. A presença de alguns revestimentos da calcita sobrepostos a revestimentos de argila sugere uma recalificação posterior e o movimento do carbonato no perfil de solo.

Tabela 9. Descrição micromorfológica de seções dos horizontes selecionados dos perfis P1 e P2 na Chapada do Apodi

Geral	Material grosso	Material fino	Microestrutura	Poros	Feições pedológicas
PERFIL P1 - 3BiK(20-31 cm)					
Uma zona	15%; Bem selecionado, sendo: Quartzo (50%); Feldspatos (20%); Calcita (10%) e outros (10%); Subesférico subangular alisada (60%) e subalongada subangular alisada (40%); Alteração irregular.	(50%); Cor amarelo-brunado-escuro; Composição: argila, óxidos de ferro e carbonato de cálcio; Cristalíticas; Paralelo-estriada (10%), granoestriadas e poroestriada (60%), salpicada granida (30%).	Tipo: Microestrutura complexa. Peds em blocos subangulares (70%), moderadamente desenvolvidos, não acomodados e granulares (30%) fortemente desenvolvidos, não acomodados. Trama porfírica.	(35%); Sendo: câmaras (60%), canais (20%), cavidades e fissuras (20%). Superfície irregular e ondulada.	Revestimentos de calcita micrítica e preenchimento denso incompleto de calcita micrítica; Nódulos calcíticos típicos puros (80%), composto (15%) e geóidico (5%). Revestimentos e hiporrevestimentos típicos de Fe e argila. Preenchimento de poros com material aderente, solto contínuo e descontínuo. Nódulos típicos puros e fortemente impregnados de Fe, Mn, matéria orgânica e argila (15%). Excrementos intactos, esféricos e elipsóides, densos. Preenchimento solto descontínuo.
PERFIL P2 – BicK (32-51 cm)					
Uma zona	20%; Moderadamente selecionado; sendo: Quartzo (50%), feldspatos (15%), calcita (20%) e outros (5%); Subesférica subarredondada alisada (45%) e subesférica subangular alisada (45%) e subalongada subarredondadas alisadas (10%). Sem alteração e com alteração irregular.	(60%) Cor amarelo-brunado; Composição: argila, óxidos de ferro e carbonato de cálcio; Cristalíticas; Granoestriadas e poroestriada (40%), e Salpicada granida e mosaico (60%)	Tipo: Microestrutura complexa. Peds em blocos subangulares, angulares (80%) moderadamente desenvolvidos, parcialmente acomodados e granulares (20%), fortemente desenvolvidos e não acomodados. Trama porfírica	(20%); Sendo: câmaras (50%), fissuras e cavidades (40%) e canais (10%). Superfície irregular e ondulada.	Revestimentos de calcita micrítica e preenchimento denso incompleto e solto descontínuo de calcita micrítica; Nódulos calcíticos típicos puros e impregnativos (90%), composto e geóidico (10%). Preenchimento de poros com material aderente, solto contínuo e descontínuo. Nódulos típicos nucléicos e porosos; puros e fortemente impregnados de Fe, Mn, matéria orgânica e argila (15%).



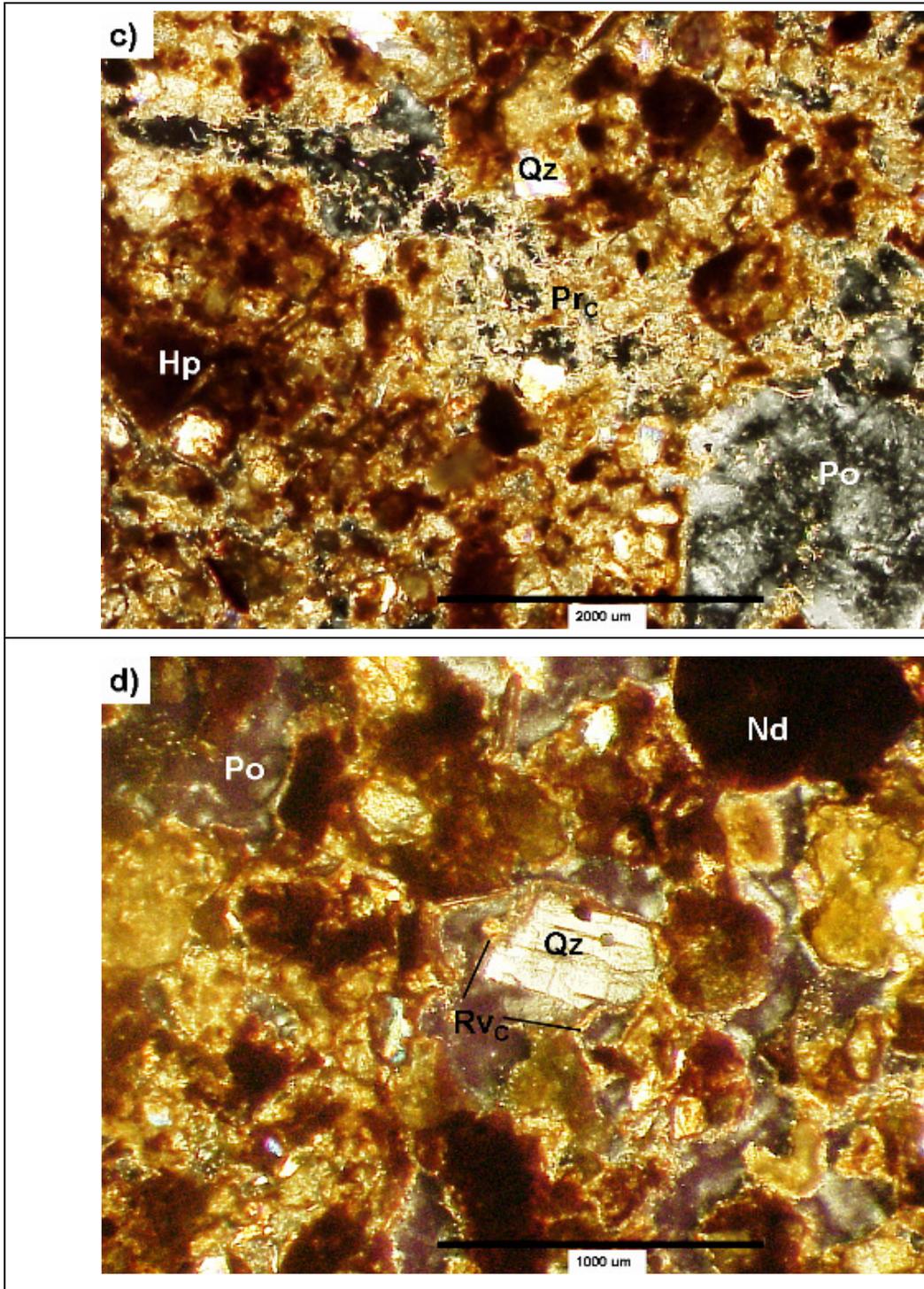
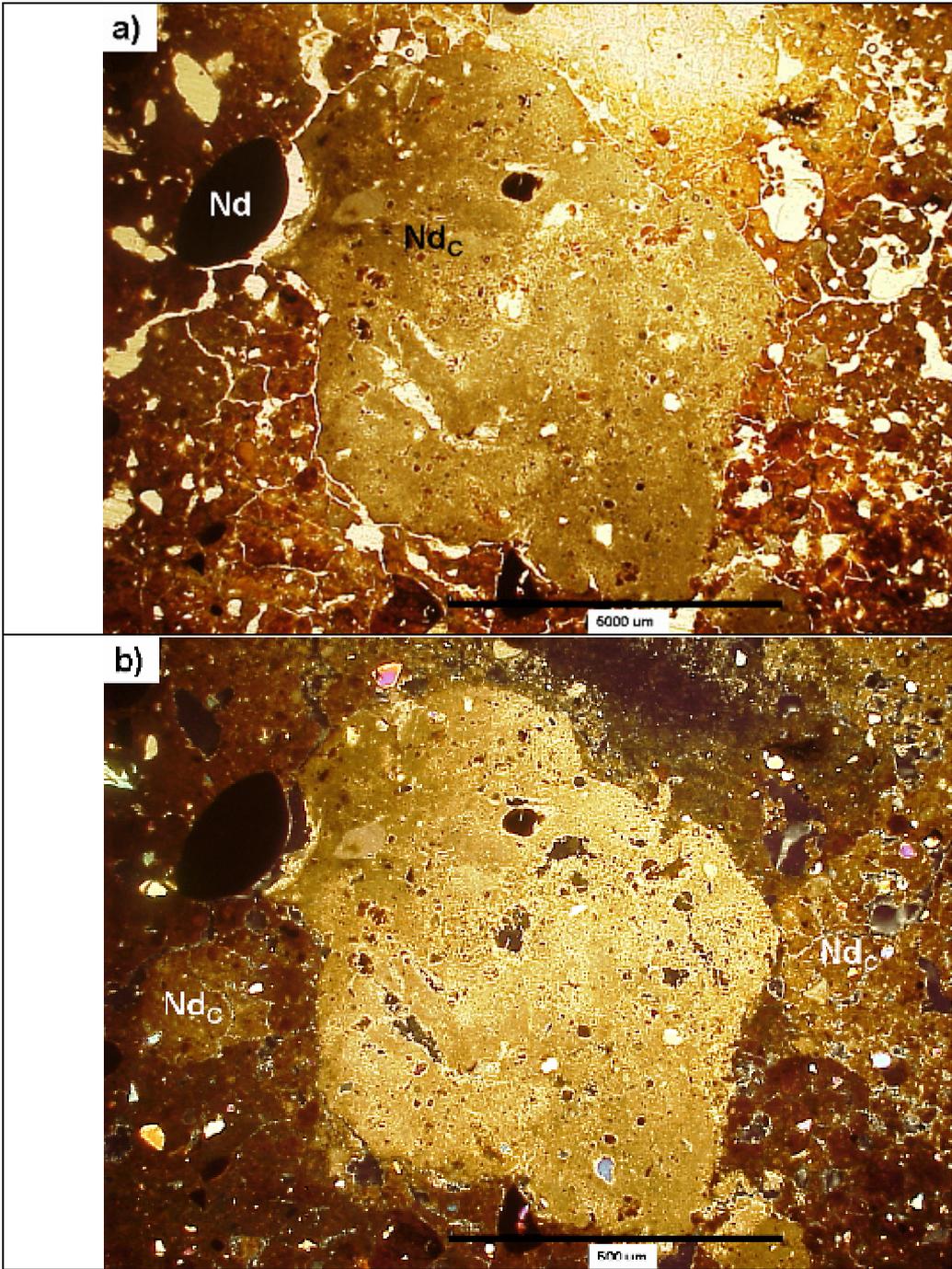


Figura 22. Feições micropedológicas do horizonte 3BiK (Perfil 1), distribuídas no fundo matricial, observadas em luz natural (a) e luz polarizada (b, c, d). Qz: Quartzo; Po: Poros; Nd: Nódulo de Fe; Hp: Hiporrevestimentos de Fe; R: Vestígios de tecidos de raízes. Pr_C: Preenchimento de poros por calcita; Rv_C: Revestimento por calcita.



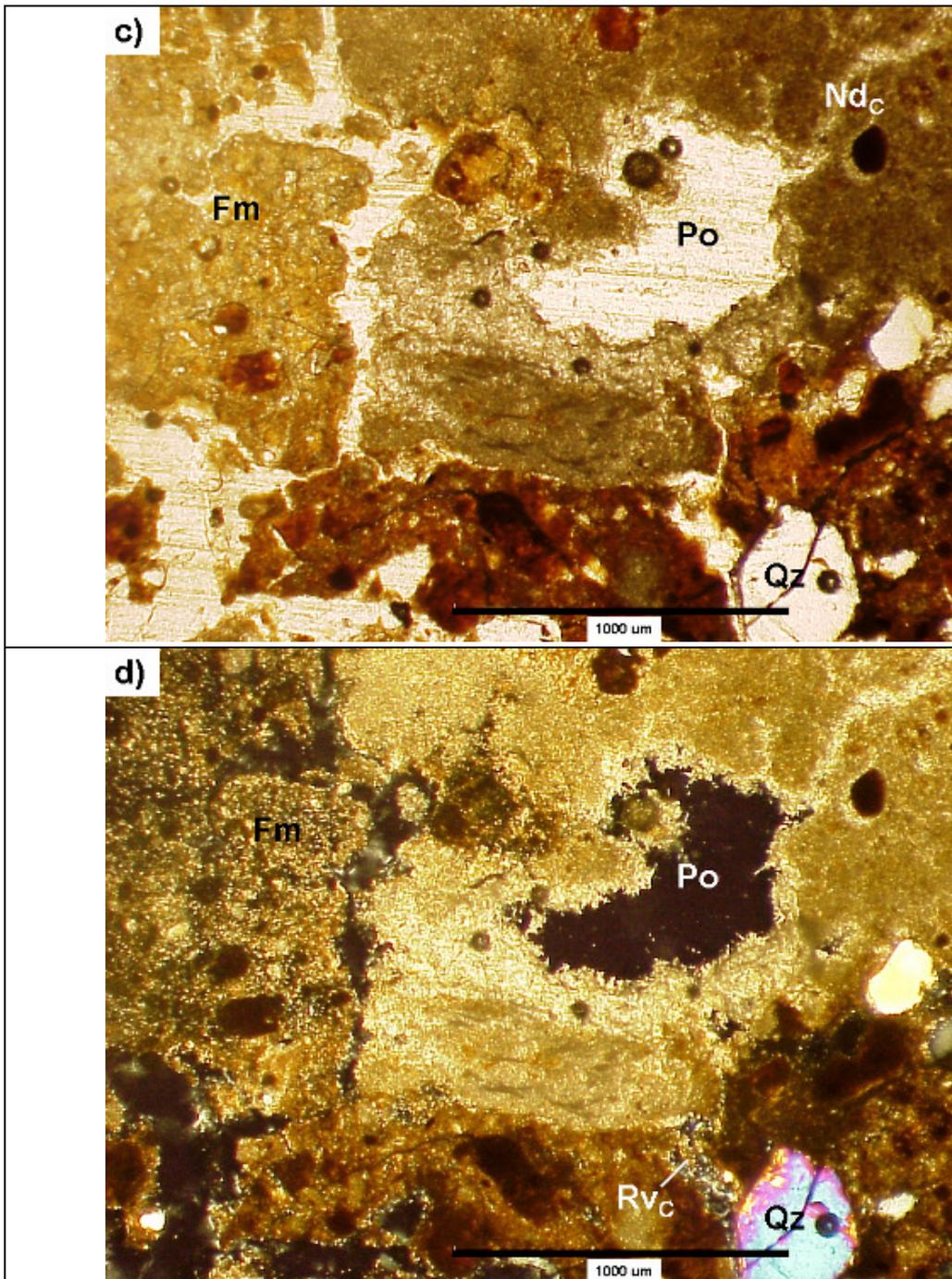


Figura 23. Feições micropedológicas do horizonte Bick (Perfil 2), distribuídas no fundo matricial, observadas em luz natural (a, c) e luz polarizada (b, d). Qz: Quartzo; Po: Poros; Nd: Nódulo de Fe; Nd_c: Nódulos calcíticos; Fm: Fundo matricial com birrefringência cristalina; Pr_c: Preenchimento de poros por calcita; Rv_c: Revestimento por calcita.

4.6 Gênese dos Solos na Chapada do Apodi

Os fatores de formação e processos pedogenéticos que mais influenciaram a gênese dos perfis serão abordados a seguir.

Os perfis estudados na Chapada do Apodi estão sob a influência de material da Formação Jandaíra, datada do Cretáceo e pertencente ao Grupo Apodi, que é uma sequência carbonática que mergulha em direção à costa atlântica. A formação é composta por calcários compactos, duros, lajeados e fraturados e no topo da Chapada do Apodi ocorrem intercalações com arenito calcífero. Possivelmente, ocorrem em partes mais baixas da paisagem sedimentos de origem coluvial relacionados às rochas calcárias e vestígios de cobertura sedimentar. O perfil P1 é originado desses materiais coluviais, e o P3 apresenta propriedades químicas e mineralógicas que também indicam a influência dessas coberturas sobre a rocha calcária.

A morfologia e mineralogia dos solos indicam a ocorrência de eventos distintos característicos de paleoclimas, influenciando nas propriedades dos solos. Entre elas, os perfis P2 e P3 apresentam petroplintita, com aumento de tamanho em profundidade.

A gênese do perfil P2 está associada a ciclos pedogênese/morfogênese sob diversas combinações de semi-aridez atuantes na Chapada do Apodi. A influência de clima mais árido na pedogênese pode ser observada em P2, pelas feições de acúmulo de carbonato observadas a partir do horizonte BcK_m envolvendo a petroplintita, o que indicia de recalcificação. Essa feição é mais expressiva nos horizontes BicK e BK, com formação de blocos de carbonato cimentados de maior tamanho envolvendo a petroplintita de tamanho cascalho e calhau. Atualmente, ocorre uma condição de clima menos árido, como sugerido pelas características dos horizontes mais superficiais. Como exemplo, no horizonte P2 BicK, aos 32-51 cm, observa-se preenchimentos soltos e descontínuos de nódulos de calcita micrítica, que indicam descalcificação, ou seja, o carbonato antes acumulado no perfil está em fase de dissolução.

A iluviação de argila é outro importante processo pedogenético registrado no perfil P3. As partículas de argila se movem nos solos em estado de suspensão durante a ocorrência das frentes de molhamento e ficam retidas nas superfícies das unidades estruturais ou paredes dos poros após a completa evaporação e/ou absorção da água que as carregavam. Essas feições de iluviação são frequentes em horizontes texturais, que por definição, são horizontes subsuperficiais que exibem evidências de iluviação de argila e apresentam um percentual maior no conteúdo de argila do que os horizontes superiores do mesmo perfil.

A gênese da Chapada do Apodi é explicada por alterações climáticas na região, com vestígios de uma época de clima mais seco que resultou em intemperismo físico muito acentuado da serra de Mossoró e posterior formação de um pediplano na fase mais úmida, representado pela Chapada do Apodi (Ernesto Sobrinho, 1979). Essas oscilações do clima influenciaram a formação dos solos da Chapada do Apodi. A iluviação de argila e consequente formação do gradiente textural no perfil P3, provavelmente, também está associada à existência desses paleoclimas mais úmidos da região. Da mesma forma a intensa remoção de carbonatos neste perfil e a indicação de influência de cobertura sedimentar sobre o material alterado diretamente da rocha calcária em P3, marcada pela ocorrência de descontinuidade litológica no perfil.

O P3 possui maior grau de desenvolvimento pedogenético, embora esteja localizado próximo a solos de desenvolvimento incipiente e nas mesmas condições de: relevo (plano), clima atual, cronologia da formação geológica, vegetação (caatinga hiperxerófila) e litologia calcária do material de origem. Esse registro corrobora outros estudos na Chapada do Apodi, que mostraram grande variação de classes de solos em poucos metros.

No P4, o relevo ondulado e a localização na parte mais alta da paisagem não favoreceram o desenvolvimento de solum espesso. Portanto, não se expressam processos

pedogenéticos e os horizontes A e C são resultantes das condições pedoambientais atuais na Chapada do Apodi e fortemente influenciados pela rocha calcária subjacente.

A influência do calcário e sedimentos relacionados na formação dos solos estudados pode ser confirmada pelos atributos: morfologia, elevados valores de equivalente de carbonato de cálcio em pelo menos um horizonte do perfil, a distribuição irregular de carbonato de cálcio ao longo de alguns perfis, os elevados valores de cálcio e os valores de pH na faixa alcalina, a elevada CTC, a mineralogia e a micromorfologia.

Materiais carbonáticos são particularmente sensíveis às mudanças ambientais, no entanto as condições climáticas atuais favoreceram a permanência do carbonato no sistema solo. A pedoforma de relevo praticamente plana da Chapada do Apodi, influência diretamente a formação dos solos. As diferenças de drenagem, em função da existência de fraturas na rocha matriz e a sua profundidade em relação à superfície do solo contribuem significativamente para as diferenças no grau de evolução dos solos do topo da chapada.

A permeabilidade do perfil é diminuída pela presença de argila de atividade alta, dificultando a drenagem do perfil de solo, além de curto período de intensa precipitação pluviométrica seguido de uma longa estação seca. No perfil P1, com argila de atividade alta, a expansão das argilas conduz a ocorrência de superfícies de fricção e de compressão. Em paleoclima mais úmido a baixa permeabilidade do solo, conduziu ao ambiente alternado de redução, com segregação de ferro, e oxidação, com sua precipitação e formação de plintita. Posteriormente, mediante o predomínio de oxidação houve a formação da petroplintita, como indicado nos perfis P2 e P3.

A heterogeneidade intra e entre os perfis avaliados permite concluir que a gênese dos solos estudados na Chapada do Apodi é o reflexo dos seguintes aspectos associados aos fatores de formação: a) o material de origem do perfil P1 é de sedimentos argilo-arenosos influenciados pelo calcário, o que também é indicado pela feição geomorfológica de terraço coluvial; b) o perfil P2 pode ter influência de sedimentos de natureza eólica, em superfície, e ainda variações em profundidade por diferentes fases de deposição que resultaram em diferenças faciológicas no calcário; além do efeito de paleoclimas na formação do perfil, inferido pelo caráter policíclico do sistema cárstico e pelas propriedades do solo; c) no perfil P3, além da influência de paleoclimas conduzindo a formação de petroplintita e intensa remoção de carbonatos, existem evidências de descontinuidade litológica no último horizonte em relação aos horizontes subjacentes, como as propriedades morfológicas e químicas; d) o perfil P4 está localizado em posição topográfica de relevo ondulado, é raso, e apresenta desenvolvimento autóctone, ou seja, a partir da rocha calcária subjacente.

O processo pedogenético mais atuante nos perfis de solos foi a eluviação/ iluviação de argilas no perfil P3. A eluviação é a translocação (exportação) de material de solo e a iluviação (importação) é o acúmulo de material eluviado, formando o horizonte iluvial. Esse processo é favorecido pela dispersão das argilas, que pode ser ocasionada pela remoção de agentes flocculantes, tais como o cálcio e o magnésio, que são substituídos por cátions dispersantes, tais como o sódio e o hidrogênio. A desagregação (mecânica) do solo, pelo impacto das gotas da chuva incidindo sobre a superfície do solo, favorece a ruptura dos agregados e individualiza as partículas do solo. Ainda, a dispersão pode se ocasionar pela interação com compostos orgânicos. Após a dispersão ocorre o transporte ou translocação de material fino em suspensão ao longo dos macroporos e posteriormente, este é depositado acompanhando a frente de molhamento. Em função da deposição ocorre redução do tamanho dos poros do horizonte iluvial (horizonte B). A argila é a partícula que está eluviando e acumulando no horizonte subjacente. Assim, a argila deixa o horizonte eluvial e acumula-se no horizonte iluvial por translocação. Este incremento de argila em profundidade é denominado aumento absoluto.

O processo pedogenético de calcificação foi observado nos perfis com acúmulo do carbonato de cálcio secundário em horizontes subsuperficiais. Primeiramente, ocorre a dissolução do carbonato de cálcio na superfície dos solos e posteriormente o transporte (eluviação) dos sais solúveis e remoção parcial dos carbonatos dos horizontes superficiais. A deposição do carbonato no horizonte subsuperficial é favorecida pela precipitação a partir da solução do solo (supersaturada). Esse movimento da solução do solo e posterior acúmulo está relacionado à diminuição da concentração de dióxido de carbono e do teor de umidade em profundidade.

A atividade biológica tem papel de destaque na gênese de horizontes com caráter carbonático ou com carbonato pelo aumento da concentração de íons cálcio e CO_2 em microssítios no solo, principalmente nos estádios iniciais de desenvolvimento desses horizontes (Shankar & Achyuthan, 2007). Outra fonte de carbonato importante é a poeira eólica que favorece o desenvolvimento de perfis de solo com acumulação de carbonato de cálcio pedogênico. Os íons de cálcio trazidos pela poeira eólica acumulam-se na superfície dos perfis, porém os precipitados são facilmente dissolvidos pelas águas de chuva. Consequentemente, os íons cálcio reagem com o H_2CO_3 , o qual em parte resulta da produção biogênica de CO_2 , gerando assim o CaCO_3 que precipita no perfil de solo a uma profundidade relativa à quantidade de água disponível na frente de molhamento (Jenny, 1941).

O processo de plintitização foi evidenciado pela petroplintita encontrada em P2 e P3. A plintitização é o processo caracterizado pelo acúmulo de plintita, em condições de variação de umidade sazonal, associadas a baixos teores de colóides orgânicos. Ocorre a solubilização do ferro e sua segregação no perfil de solo formando inicialmente a plintita. A segregação do ferro é favorecida pela alternância de redução e oxidação. A plintita ocorre normalmente em um padrão de cores mosqueadas vermelhas, vermelho-escuras e vermelho-amareladas (EMBRAPA, 2006). Em condições de menor umidade no solo, e após vários ciclos de umedecimento e secagem a plintita tende ao maior endurecimento, transformando-se em petroplintita. Portanto, a ocorrência desta forma de plintita indica que a sua formação ocorreu em clima inicialmente mais úmido que passou para uma fase de aridez.

Em profundidade, no P1 e no horizonte 5Bvk, observa-se atributo morfológico relacionado ao processo de argilopedoturbação e foi identificado o caráter vértico nesse perfil. O processo de argilopedoturbação se dá pela expansão e contração do solo, em presença de minerais de argila de atividade alta, onde o fornecimento de água favorece a retenção de água na estrutura cristalina desses minerais causando a expansão enquanto que a ausência de água ocorre o contrário, a contração. Também ocorre em presença de ou altos teores de argila. A expansão e contração do solo levam a formação de superfícies de fricção (“*slickensides*”), quando torrões ou agregados de solo deslizam sobre outros, surgindo ranhuras nas superfícies.

Os processos e fatores listados acima demonstram a complexidade da gênese de solos no ambiente cárstico. Somando-se ao fato da origem da Chapada do Apodi ser influenciada por eventos desencadeados pela formação do Oceano Atlântico Sul e por isso, as paisagens são fortemente influenciadas por vários processos geológicos (exógenos e endógenos) ocorridos durante essa fase de movimentos tectônicos divergentes da placa Sul Americana. Esses fatos justificam a atual forma da Chapada do Apodi, a sua geomorfologia cárstica, as variações de paleoclimas e a conseqüente riqueza de classes de solos da área.

4.7 Classificação dos Solos

Todos os perfis de solo apresentaram horizonte superficial A moderado, pois não se enquadraram nos conjuntos de definições dos demais horizontes diagnósticos superficiais. Para os Perfis P1 e P2 a menor expressão dos processos pedogenéticos, o ki maior que 2,2, a presença de argila de atividade alta (CTC maior que $27 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$), a relação silte/argila

maior que 0,7 e a ausência de gradiente textural (relação B/A menor que 1,5), levaram ao enquadramento dos horizontes subsuperficiais desses perfis como B incipiente.

Em função da presença de horizonte diagnóstico B incipiente subjacente ao horizonte superficial A moderado, os perfis P1 e P2 foram classificados no primeiro nível categórico como Cambissolos e no segundo nível como Háplico, por não se enquadrarem em outras classes, ou seja, pela ausência de outras propriedades diferenciais.

No terceiro nível categórico o P1 e o P2 foram classificados como carbonático, pelo caráter carbonático dentro de 120 cm da superfície do solo (EMBRAPA, 2006). Já, no quarto nível categórico, por apresentar aos 95 cm de profundidade superfícies de compressão, originadas da expansão e contração do solo pela presença de argila de atividade alta, o P1 foi classificado como vertissólico, indicando caráter intermediário para Vertissolo. Já o perfil P2 foi classificado como típico por não se enquadrar em outras classes.

Na descrição morfológica do perfil P2 foi observado que ele apresenta algumas características particulares que podem contribuir para a taxonomia dos Cambissolos, que a atual classificação (EMBRAPA, 2006) não permite expressar. Uma característica muito importante desse perfil é a acumulação de carbonato de cálcio secundário, confirmada pelos elevados teores de equivalente de carbonato de cálcio e pela distribuição irregular ao longo do perfil de solo. Além disso, apresenta horizonte com mais de 10 cm, consistência extremamente dura e extremamente firme e o carbonato apresenta-se fortemente cimentado, formando materiais de tamanho de calhaus. Assim, é sugerido o **caráter litocarbonático** quando esta feição não for contínua, a ser usado no quarto nível categórico do SiBCS.

Foi observada também no Perfil P2 a petroplintita em quantidades expressivas no campo, sendo que no horizonte C_Ke C_cK_m a quantidade de petroplintita é de 50% da fração terra fina, porém não atende os padrões para Plintossolo pela profundidade e posição no perfil em que ocorre. Sendo assim, no 5º nível categórico sugere a adoção do termo concrecionário. Assim, o perfil P2 passaria a ter a seguinte classificação: CAMBISSOLO HÁPLICO Carbonático Litocarbonático concrecionário.

Em função da presença de horizonte diagnóstico B textural com argila de atividade alta e saturação por base alta, imediatamente abaixo de horizonte A, o perfil P3 foi classificado no primeiro nível categórico como Luvisolo e no segundo como Crômico, pela presença de caráter crômico na maior parte do horizonte B (inclusive BA). No terceiro nível categórico o P3 foi classificado como pálico, pela espessura do solum (A + B, exceto BC) maior que 80 cm e no quarto nível como petroplíntico por apresentar o caráter concrecionário.

O perfil P4, no primeiro nível categórico, foi classificado como Neossolo, no segundo como Litólico, pelo horizonte A assente diretamente sobre a rocha e com contato lítico dentro de 50 cm da superfície. No terceiro nível categórico o P4 foi classificado como carbonático, pelo caráter carbonático nos horizontes A e C, sem horizonte A chernozêmico, e no quarto nível como típico por não se enquadrar em outras classes.

A caracterização morfológica e analítica dos solos da Chapada do Apodi permitiu identificar as seguintes classes, com sugestão de inclusão de classes: Cambissolo Háplico Carbonático vertissólico (P1), CAMBISSOLO HÁPLICO Carbonático Litocarbonático concrecionário (P2), Luvisolo Crômico Pálico petroplíntico (P3) e Neossolo Litólico Carbonático típico (P4).

5 CONCLUSÕES

Foram observadas variações dos atributos morfológicos em função do relevo, que condicionou diferenças na dinâmica da água conferindo diferentes cores e graus de estrutura aos solos. Ainda, em função de variações na posição topográfica e na característica do material de origem, foram observadas variações na sequência de horizontes, profundidade do solo e granulometria.

A composição do complexo sortivo, os valores de pH, a soma de bases e a CTC dos solos e os elevados valores de equivalente de CaCO_3 refletem a forte influência do material de origem nos Cambissolos e no Neossolo.

Quanto ao complexo de meteorização, em geral, os valores k_i foram maiores que 2 nos perfis. Os maiores valores de SiO_2 foram observados nos horizontes superficiais dos perfis P1, P2 e P4. Os teores de Fe_2O_3 são relativamente baixos em relação aos teores de SiO_2 e Al_2O_3 para todos os perfis, sendo os maiores valores de Fe_2O_3 observados no perfil P3 que possui o caráter crômico.

Nos perfis P1 e P3 há indicativos de descontinuidade litológica. No P1, pela própria natureza do material de origem de sedimentos colúviais. Já no P3, as características morfológicas, físicas e químicas são diferentes dos outros perfis, indicando a menor influência do material calcário na sua formação, e evidências dos teores de carbonatos em profundidade indicam efeito de cobertura de sedimentos sobre a rocha calcária.

De maneira geral, os valores de COT foram mais elevados nos horizontes superficiais, com decréscimo em profundidade, conforme padrão em solos minerais. Os processos pedogenéticos e pedoambientais na região da Chapada do Apodi desfavoreceram a formação de C-FAH e do C-FAF em detrimento ao C-HUM.

Os minerais quartzo e calcita foram identificados na análise dos difratogramas de raios - X das frações areia grossa e fina e silte. Na fração argila foram identificados os minerais: caulinita, esmectita, illita, vermiculita, anatásio, goethita, hematita e calcita. A caulinita foi o principal mineral na fração argila nos horizontes dos perfis P2, P3 e P4. A elevada saturação por cátions básicos, especialmente Ca^{2+} , o pH na faixa alcalina e a drenagem imperfeita a moderada, associada ao clima semi-árido atual, são algumas das condições que favorecem a presença da esmectita no P1 e nos horizontes CKm e CrK em P2 e no horizonte CrK em P3. Ou a esmectita pode ter sido herdada do calcário subjacente. Ainda, a maioria dos horizontes avaliados do P2, e os horizontes Bt2-P3 e C-P4 apresentam na fração argila a vermiculita.

Na avaliação das lâminas de micromorfologia dos horizontes 3BiK-P1 e BiK-P2 observou-se forte agregação entre as partículas do solo. No material fino, correspondente à fração argila, foi observado o predomínio de minerais de óxidos de ferro nas duas lâminas. Os horizontes descritos apresentaram proporções semelhantes de poros, com maior abundância de cavidades e canais, estando estes últimos, mais relacionados à atividade biológica. O horizonte $3\text{BiK} - \text{P1}$ possui revestimentos e quase-revestimentos de ferro, associados a iluviação das partículas finas e de óxidos de ferro no perfil de solo e acúmulo em subsuperfície, recobrando os poros e a superfície dos agregados.

No perfil P2 algumas características morfológicas distintas podem contribuir para a taxonomia dos Cambissolos no SiBCS. O P2 mostra elevados teores de equivalente de carbonato de cálcio indicando a sua acumulação secundária, e apresenta horizonte fortemente cimentado organizado como materiais de tamanho calhau. O seu horizonte BcmK apresenta várias características morfológicas que permitiriam enquadrá-lo como horizonte petrocálcico, tais como espessura maior que 10 cm, consistência extremamente dura e extremamente firme e forte cimentação, porém ele não é contínuo. Portanto, é sugerido o caráter litocarbonático quando esta feição não for contínua, a ser usado no quarto nível categórico do SiBCS.

Dessa forma, o termo litocarbonático seria empregado em substituição ao termo típico. Além dessa característica observou-se a presença de petroplintita em quantidade expressiva, porém não atende aos critérios para Plintossolo pela profundidade em que ocorre. Sendo assim, no 5º nível categórico sugere-se a adoção do termo concrecionário. Dessa forma, o perfil P2 passaria a ter a seguinte classificação - CAMBISSOLO HÁPLICO Carbonático litocarbonático concrecionário ao invés de CAMBISSOLO HÁPLICO Carbonático típico.

Os fatores de formação dos solos que mais influenciaram os perfis na Chapada do Apodi foram o material de origem, o clima (atual e anterior) e o relevo. Os processos pedogenéticos mais atuantes foram: a eluviação/ iluviação de argilas no P3, a calcificação nos perfis com acúmulo do carbonato de cálcio secundário e a plintitização evidenciada pelos teores de petroplintita em P2 e P3.

Os processos e fatores listados demonstram a complexidade da gênese de solos no ambiente cárstico e a conseqüente riqueza de classes de solos na Chapada do Apodi.

A caracterização morfológica e analítica dos solos da Chapada do Apodi permitiu identificar inicialmente as seguintes classes, de acordo com a atual classificação no SiBCS (2006) e com sugestão de inclusão: Cambissolo Háplico Carbonático vertissólico (P1), Cambissolo Háplico Carbonático litocarbonático concrecionário (P2), Luvissole Crômico Pálico petroplíntico (P3) e Neossolo Litólico Carbonático típico (P4).

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRAHÃO, I.O. Rochas calcárias e sua ocorrência. Piracicaba, Finep, 1983.189p.
- ABTAHI, A.; ESWARAN, H.; STOOPS, G.; & SYS, C. Mineralogy of a soil sequence formed under the influence of saline and alkaline conditions in the sarvestan basin (Iran). *Pedologie*, 30; 283-304, 1980.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS-ANA. Programa nacional de desenvolvimento dos recursos hídricos - Proágua nacional. Avaliação dos recursos hídricos subterrâneos e proposição de modelo de gestão compartilhada para os aquíferos da Chapada do Apodi, entre os estados do Rio Grande do Norte e Ceará. 165p. 2010.
- ALENCAR, E.L.L. de. Química e mineralogia de três pedons originários de calcário da Chapada do Apodi – CE. 2002. 61 f. Dissertação (Mestrado em solos e nutrição de plantas) – Universidade Federal do Ceará. Fortaleza-Ce.
- AMARO FILHO, J. Contribución al estudio del clima del Rio Grande do Norte. Madrid, ETSIA/UPM, 1991. 311p. (Tese de Doutorado). 1991.
- ANDRADE, H.; SCHAEFER, C. E.; DEMATTÊ, J. L. I.; ANDRADE, F.V. Pedogeomorfologia e micropedologia de uma sequência latossolo - areiaquartzosa hidromórfica sobre rochas cristalinas do Estado do Amazonas. *Geonomos*, Ouro Preto, v. 5, n. 1, p: 55-66, 1997.
- ARAÚJO FILHO, J. C. 2000. Levantamento de reconhecimento de baixa e média intensidade dos solos do Estado de Pernambuco. Rio de Janeiro Embrapa Solos.
- ÁVILA, F. F. DE. Análise da cobertura pedológica em uma topossequência na bacia do córrego dos pereiras - depressão de Gouveia/MG. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de geociências. Programa de pós-graduação em geografia. Dissertação. 2009.
- BACHMAN, G.O.; MACHETTE, M.N. Calcic soils and calcretes in the southwestern United States. USGS: Open-File Report, 1977: 77–797. 163p.
- BAJNÓCZI, B.; KOVÁCS-KIS, V. (2006). Origin of pedogenic needle-fiber calcite revealed by micromorphology and stable isotope composition - a case study of a quaternary paleosol from Hungary. *Chemie der Erde*. 66: 203–212. Disponível em: www.sciencedirect.com. Acessado em março de 2011.
- BATISTA, R.B. Solos do Semi árido da Paraíba afetados por sódio: Mineralogia e Síntese de minerais. 1988.129 f.Tese (Doutorado em solos e nutrição de plantas. UFV.Viçosa, MG.
- BAVER, L.D.; GARDNER, W.H. & GARDNER, W.R. Soil physics. 4.ed. New York, John Wiley & Sons, 1972. 498p.
- BENITES, V.M.; MADARI, B.; MACHADO, P.L.O.A. Extração e fracionamento quantitativo de substâncias húmicas do solo: um procedimento simplificado de baixo custo. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2003. 7p. (Embrapa Solos. Comunicado Técnico, 16).
- BEURLIN, K. Geologia da Região de Mossoró. Rio de Janeiro, Pongetti, 1967. 173p. (Col. Mossoroense, Ser C, V.18).
- BEZERRA, L.J.C. Caracterização dos tabuleiros pré-litorâneos do Estado do Ceará. 2009. 144f. Dissertação (Mestrado em Ciências Marinhas Tropicais). Universidade Federal do Ceará. Fortaleza.

- BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; SANTOS, G.F. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Florianópolis: Ed. da UFSC, 1994.
- BOERO, V., PREMOLI, A., MELIS, P., BARBERIS, E. & ARDUINO, E. (1992). Influence of climate on the iron oxide mineralogy of *Terra Rossa*. *Clays Clay Miner.*, 40, 8–13
- BORCHARDT, G. Smectites. In: DIXON, J. B. & WEED, S.B., eds. *Minerals in soil environments*. 2.ed. Madison, Soil Science Society of America, 1989. p.675-728.
- BRAIDA, J.A.; CAMARGO, F.A.O.; ROSSO, I.J.; GIANELLO, C. e MEURER, E.J. Comparação de métodos de determinação da disponibilidade de fósforo do solo para as plantas. *R. Bras. Ci. Solo*, 20:345-347, 1996.
- BRAHY, V., TITEUX, H., DELVAUX, B. (2000): Incipient podzolization and weathering caused by complexation in a forest Cambisol on loess as revealed by a soil solution study. *Eur. J. Soil Sci.* 51, 475–484.
- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de recursos naturais. Folha Goiânia. Rio de Janeiro. 1982.
- BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Folhas SB.,24/25 Jaguaribe/Natal; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, Ministério as Minas e Energia, 1981. 744p.
- BREWER, R. *Fabric and mineral analysis of soils*. New York, Robert Krieger Publishing Company, 1976. 482p.
- BRONGER, A.; WINTER, R.; SEDOV, S. Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and in buried paleosols in Tadjikistan: towards a Quaternary paleoclimatic record in Central Asia. *Catena*, v. 34, p. 19-34, 1998.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T. *Handbook for soil thin section description*. Waine Research Publications, Wolverhampton, pp. 152. 1985.
- BULLOCK, P.; MURPHY, C.P. (Eds.). *Soil Micromorphology*. In: Proc. 6th Int. W. Meeting of Soil Micromorphology. Berkamsted: AB Academic Publs., v.I - Techniques and Applications, v. II- Soil Genesis, 1983, 705p.
- CALDERANO, S.B.; DUARTE, M. N.; GREGORIS, G. EMBRAPA Solos, 2009. Análise mineralógica das frações finas do solo por difratometria de raios-X. Revisão e atualização da metodologia e critérios usados na Embrapa Solos. Comunicado técnico 53.
- CARROLL, D. & HATHAWAY, J.C. Clay minerals in a limestone soil profile. U.S. Geological Survey, Washington. Second national conference on clays and clay minerals. Publication authorized by the Director, U. S. Geological Survey. 1963. n.p.
- CARVALHO, W.A. Relações entre relevo e solos da bacia do Rio Capivara - município de Botucatu, SP. 1981.193f. Tese (Doutorado). Universidade Estadual do Estado de São Paulo, São Paulo, SP.
- CASSAB, R.C.T. Paleontologia da Formação Jandaíra, Cretáceo Superior da Bacia Potiguar, com ênfase na paleobiologia dos gastrópodos. 2003. 184 f. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- CASTRO, S.S.de. *Micromorfologia de Solos: Bases para descrição de lâminas delgadas*. 2º edi, Campinas/Goiânia, UNICAMP/UFG, 2008, 143p.
- CETEC. (1994) *Caracterização pedológica da região Sete Lagoas-Lagoa Santa*. Belo Horizonte. Série Cartas Temáticas. Vol. 2. 59p.

- CETEC. (1983) Diagnóstico ambiental de Minas Gerais. Belo Horizonte. Série Publicações Técnicas, Vol.10. p.
- CHAGAS, F.C. Normais climatológicas para Mossoró-RN (1970-1996). 1997. 40f. (Monografia de Graduação). ESAM, Mossoró.
- CHITTLEBOROUGH, D.J.; FOSTER, J.; BAROVICH, K. Genesis of a Terra Rossa soil over marble and the influence of a neighbouring texture contrast soil at Delamere, South Australia. SuperSoil 2004. 3rd Australian New Zealand Soils Conference, 5 – 9 December, University of Sydney, Australia, 2004.
- CODEVASF. Estudos de solos e classificação das terras para irrigação do Projeto Iuiu. Iuiu - BA. 1996.
- CODEVASF. Levantamento detalhado de solos e classificação para irrigação das terras do Projeto Pontal. Petrolina – PE. 1991.
- COELHO, M. R.; VIDAL-TORRADO, P. Caracterização e gênese de perfis plúnticos desenvolvidos de arenito do grupo Bauru I - química. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, v. 27, p.483-494, 2003.
- COLSON, J.; COJAN, I.; THIRY, M. (1998). A hydrogeological model for palygorskite formation in the Danian continental facies of the Provence Basin (France). Clays Minerals: 33, 333-347.
- CORRÊA, M. M.; KER, J. C.; BARRÓN, V.; TORRENT, J.; FONTES, M. P.F.; CURI, N. Propriedades cristalográficas de caulinitas de solos do ambiente Tabuleiros Costeiros, Amazônia e Recôncavo Baiano. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, v.32, p. 1857-1872, 2008.
- CORRÊA, M. M.; KER, J. C.; BARRÓN, V.; FONTES, M. P.F.; TORRENT, J.; CURI, N. Caracterização de óxidos de ferro de solos do ambiente tabuleiros costeiros. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, v.32, p.1017-1031, 2008.
- CORRÊA, M.M.; KER, J.C.; MENDONÇA, E.S. RUIZ, H.A.; BASTOS, R.S. Atributos físicos, químicos e mineralógicos de solos da região de várzeas de Souza (PB). R. Bras. de Ci. Solo, 27:311-324, 2003.
- CORNELL, R.M.; SCHWERTMANN, U. The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrence and uses. New York: VCH Publishers, 1996. 573p.
- COURTNEY, F.M.; TRUDGILL, S.T. The soil – an introduction to soil study. 2nd Edition. London, Edward Arnold: 1984.
- CRUZ, J.; NETTO, S.R. de. A.; MEDEIROS, C.R.F; CAMPOS, U. Projeto cavernas de Jandaíra. ANAIS XXVII. Congresso Brasileiro de Espeleologia. Januária MG, 04-14 de julho de 2003. Sociedade Brasileira de Espeleologia.
- CUNHA, T.J.F.; MANZATTO, C.V.; RIBEIRO, L.P.; PALMIERI, F.; CALDERANO FILHO, B. Diferenciação pedológica e alteração de rochas calcárias na região de Irecê, BA. Pesqui. Andam. - Embrapa Solos, n.6, dezembro 1999, p.2.
- DAL' BÓ, P.F.F.; BASILICI, G. (2010). Estimativas de paleoprecipitação e gênese de feições cálcicas e argílicas em paleossolos da Formação Marília (Neocretáceo da Bacia Bauru). São Paulo, UNESP, Geociências, v. 29, n. 1, p. 33-47.
- DAOXIAN, Y. On the karst environmental system. 21^o Congress Karst Hydrogeology and Karst Environment Protection. (Anais) Guilin: 1988. n.p.

- DARWISH, T.M.; ZURAYK, R.A. Distribution and nature of Red Mediterranean soils in Lebanon along an altitudinal sequence. *Catena*, v. 28, p. 191-202, 1997.
- DAY, P.R. Particle fractionation and particle size analysis. In.: BLACK, C.A. (ed.) *Methods of soil analysis*. Madison: Am. Soc. Agron., v.1., cap. 9, 1965. p. 545-567.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE OBRAS CONTRA SECAS - DNOCS. Plano diretor para o aproveitamento dos recursos de solo e água do Vale do Apodi - Rio Grande do Norte. São Paulo: Hidroservice/Ministério do Interior/DNOCS (3ª Diretoria Regional), v.I, Tomo 1, 1978.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE OBRAS CONTRA SECAS-DNOCS. Levantamento de reconhecimento de solos e classificação para irrigação do Projeto Piranhas - Cabugi - RN. 1978.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE OBRAS CONTRA SECAS-DNOCS. Levantamento semidetalhado de solos e de alta intensidade de solos e classificação de terras para irrigação e aptidão agrícola do projeto piloto Jaguaribe - Apodi - RN. 1985
- DOLABELLA, E.F. Estudo das regiões cársticas. 1958. 367f. Tese de concurso para cargo de catedrático de geografia da Faculdade de Filosofia. Universidade de Minas Gerais. Belo Horizonte, MG.
- DURN, G. Terra rossa in the Mediterranean region: parent materials, composition and origin. University of Zagreb, Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering, Croatia. *Geologia Croatica*, v. 56/1, p. 83-100. 2003.
- DURN, G.; ALJINOVIC', D.; CRNJAKOVIC', M.; LUGOVIC. BOSKO. Heavy and light mineral fractions indicate polygenesis of extensive Terra Rossa soils in Istria, Croatia. Chapter 28: Polygenesis of extensive Terra Rossa soils in Istria, Croatia. *Developments in Sedimentology*, vol. 58, 701-737. 2007.
- DURN, G.; OTTNER, F.; SLOVENEK, D. Mineralogical and geochemical indicators of the polygenetic nature of Terra Rossa in Istria, Croatia. *Geoderma*, v. 91, p. 125-150, 1999.
- EGHBAL, M.K., SOUTHARD, R.J., 1993. Stratigraphy and genesis of Durorthids and Haplargids on dissected alluvial fans, western Mojave Desert, California. *Geoderma* 59, 151-174.
- EMADI, M.; BAGHERNEJAD, M.; MERMARIAN, H.; SAFARI, M.; FATHI, H. (2008). Genesis and clay mineralogical investigation of highly calcareous soils in semi-arid regions of Southern Iran. *Journal of Applied Sciences*, 8 (2): 288-294.
- EMBRAPA. CNPS. Sistema brasileiro de classificação de solos. 2ª ed. Rio de Janeiro, EMBRAPA Solos, 2006, 306p.
- EMBRAPA. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - CNPS, Rio de Janeiro, RJ. 412 p, 1999.
- EMBRAPA. CNPS. Manual de métodos de análise de solos. Rio de Janeiro, 1997, 212p.
- EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Descrição e rotação de horizontes e camadas do solo. 2ª ed. Rio de Janeiro. 1988, 54p.
- EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. 1ª reunião de classificação, correlação e interpretação de aptidão agrícola de solos, Rio de Janeiro, 1978, 122p.
- EMBRAPA. Levantamento exploratório - reconhecimento de solos do Estado do Ceará. Vol. 2. Fortaleza. 1973.

- EMBRAPA. Levantamento de reconhecimento dos solos do sul do Mato Grosso. Rio de Janeiro, 1971. 839p.
- ERNESTO SOBRINHO, F. Caracterização, gênese e interpretação para uso de solos derivados de calcário da região da Chapada do Apodi, Rio Grande do Norte. 1979.133f. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG.
- FANNING, D.S.; FANNING, M.C.B. Soil morphology, genesis and classification. John Wiley & Sons, Inc., 1989, 359p.
- FEITOSA, E.C. A exploração do aquífero Açú na região de Mossoró – RN: Caracterização da situação atual e perspectiva de atendimento da demanda futura (Programa de água subterrânea para a região nordeste – Série Hidrogeologia: Pesquisa e Desenvolvimento, 1). Brasília: CPRM, 1996. 44p.
- FERNANDES, M.A.B.; SANTIAGO, M.M.F.; GOMES, D.F.; FILHO, J.M.; FRISCHKORN, H.; E, LIMA, J.O.G. de. A origem dos cloretos nas águas subterrâneas na Chapada do Apodi – Ceará; Revista Águas Subterrâneas, V. 19, N. 1, P. 25-34, 2005.
- FISCHER, W. R.& SCHWERTMANN, U. The formation of hematite from amorphous iron (III) hydroxide. Clays and Clay minerals. 23. p 33-37. 1975.
- FONTANA, A. Fracionamento da matéria orgânica e caracterização dos ácidos húmicos e sua utilização no sistema brasileiro de classificação de solos. 2009. 82f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo). UFRRJ. Seropédica, RJ.
- FONTANA, A. Caracterização química e espectroscópica da matéria orgânica em solos do Brasil. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, 2006. 60f. (Dissertação de mestrado).
- FORD, D.C.; WILLIAMS, P.W. Karst Geomorphology and Hidrology. London, England, Unwin Hyman, 1989. 601 p.
- FRANCELINO, M.R. Caracterização e avaliação das áreas de reservas de recursos em projetos de assentamentos no Semi-Árido Norte-Rio-Grandense. 2001.158f. Tese (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG.
- GIRÃO, R. de. O. Pedogênese em um ambiente cárstico no clima semiárido em limoeiro do norte – Ceará. 2011. 55f. Tese (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas). Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, CE.
- GILE, L.H., PETERSON, F.F., GROSSMAN, R.B. (1966). Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. Soil Science: 101, 347–354.
- GOUDIE, A.S. Duricrusts in tropical and subtropical landscapes. Oxford: Claredon, 174 p., 1973.
- GRIM, R.E. Clay mineralogy. 2.ed. New York, Mcgraw-Hill, 1968. 596p.
- GUERRA, A. J. T. & BOTELHO, R. G. M. 2003 -. Erosão dos solos. In CUNHA, Sandra Batista & GUERRA, Antônio José Teixeira (org), Geomorfologia do Brasil. 3° ed. Rio de Janeiro Bertrand Brasil. p.107 – 143.
- GRIM, R.E. Clay mineralogy. 2.ed. New York, McGraw-Hill, 1968. 596p.
- HARDT, R. Aspectos da morfologia cárstica da Serra do Calcário – Cocalinho – MT. 2004. 98f. Dissertação (Mestrado em Organização do Espaço). Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

- HENDRICKS, D.M. Genesis and classification of Arid Region soils. In: SKUJINS, J., ed. *Semiarid lands and deserts: soil resource and reclamation*. s.l., Marcel Dekker, 1991. p. 33-80.
- HOLLIDAY, V.T. Morphology of late Holocene soils at the Lubbock Lake archeological site, Texas. *Soil Science Society of American Journal*, v. 49, p. 938-946, 1985.
- IBDF / Provale. (1979) Levantamento exploratório – reconhecimento dos solos da bacia do rio São Francisco. (Não publicado).
- JACKS, G.; SHARMA, V.P. Geochemistry of calcic horizons in relation to hillslope processes, southern India. *Geoderma*, 67 (1995): 203-214.
- JACKSON, M.L. *Soil chemical analysis: Advanced course*. 29.ed. Madison, 1975. 895p.
- JACKSON, M.L. & SHERMAN, G.D. Chemical weathering of minerals in soils. *Adv. Agron.*, 5:219-318, 1953.
- JENNINGS, J.N. *Karst geomorphology*. New York: Basil Blackwell, 1985.
- JENNY, H. *Factors of soil formation*. Mac Graw Hill, New York USA, 1941, 281p.
- JIMÉNEZ-MILLÁN, J.; NIETO, L.M. Geochemical and mineralogical evidence of tectonic and sedimentary factors controlling the origin of ferromanganese crusts associated to stratigraphic discontinuities (Betic Cordilleras, SE of Spain). *Chem. Erde – Geochem.*, v. 68, p. 323-336, 2008.
- KÄMPF, N.; CURI, N.; MARQUES, J.J. (2009). V – Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo. In: SBCS, Viçosa, 2009. *Química e Mineralogia do Solo. Parte I*, 695p.
- KÄMPF, N. e CURI, N. Argilominerais em solos brasileiros. In: CURI, N.; MARQUES, J.J.; GUILHERME, L.R.G.; LIMA, J.M.; LOPES, A.S. e ALVAREZ V., V.H., eds. *Tópicos em ciência do solo*. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2003. v.3. p.1-54
- KÄMPF, N.; CURI, N. Óxidos de Ferro: indicadores de ambientes pedogênicos e geoquímicos. In: NOVAIS, R. F. de; ALVAREZ V., V. H.; SHAEFER, C. E. G. R. *Tópicos em ciência do solo*. Viçosa: SBCS, 2001 v.1 p. 107-138.
- KÄMPF, N. O ferro no solo. In: *Reunião sobre ferro em solos inundados*, Goiânia, 1988. Anais. Goiânia, EMBRAPA - CNPAF, 1988, P.35-71.
- KÄMPF, N. Die Eisenoxidmineralogie einer Klimasequenz von Boden aus Eruptiva in Rio Grande do Sul, Brasilien. 1981. 217 f. Tese (Doutorado) - Freising-Weihenstepfan, Technische Universität München, República Federal da Alemanha.
- KARMANN, I. *Ciclo da Água, Água Subterrânea e sua Ação Geológica*. Decifrando a Terra. São Paulo, Oficina de Textos: 2000.
- KELLER, W.D. *The principles of chemical weathering*. s.l. Lucas Brothers Publishers, 1968. 111p.
- KHADEMI, H. & MERMUT, A.R. Submicroscopy and stable isotope geochemistry of carbonates and associated palygorskite in Iranian Aridisols. *European Journal of Soil Science*, v. 50, p. 207-216, 1999.
- KHADKIKAR, A.S.; CHAMYAL, L.S.; RAMESH, C. The character and genesis of calcrete in late quaternary alluvial deposits, Gujarat, western India, and its bearing on the interpretation of ancient climates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 16: 239–261. 2000.
- KHAN, F.A. & FENTON, T.E. Secondary iron and manganese distributions and aquic conditions in a Mollisol catena of central Iowa. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60: 546-551, 1996.

- KHORMALIA, F.; ABTAHI, A.; MAHMOODI, S.; STOOPS, G. Argillic horizon development in calcareous soils of arid and semiarid regions of southern Iran. *Catena*, v. 53, p. 273-301, 2003.
- KHRESAT, S.A. Calcic horizon distribution and soil classification in selected soils of north-western Jordan. *Journal of Arid Environments*. 47: 145–152. 2001.
- KHRESAT, S.A. & TAIMEH, A.Y. Properties and characterization of vertisols developed on limestone in a semiarid environment. *Journal of Arid Environments*, 40: 235–244. 1998.
- KUMADA, K. Chemistry of soil organic matter. Tokyo: Japan Scientific Societies Press, 1987, 241p.
- LEMONS, M.S.S.; CURI, N.; MARQUES, J.J.G.de S.M e SOBRINHO, F.E. Evaluation of characteristics of Cambisols derived from limestone in low tablelands in northeastern Brazil: implications for management. *Pesq. Agropec. Bras.*, 32:825-834, 1997.
- LEPSCH, I.F. (2011). 19 lições de pedologia. São Paulo: Oficina de Textos. 456p., il.
- LOSS, A. Frações orgânicas e agregação do solo em diferentes sistemas de produção orgânico. 2008. 93f. Dissertação (mestrado em Ciência do solo). UFRRJ, Seropédica –RJ.
- LOUCKS, R.G. Modern analogs for paleocave sediment fills and their importance in identifying paleocave reservoirs. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions* 46: 195-206. 2001.
- LUTZ, H.F.; Robert, F.C.Jr. Forest soils new York.1947.54p. 403-405.
- LYNCH, L. de. S. Gênese e geoquímica de solos em ambiente cárstico no cerrado da região de Planaltina de Goiás. 2009.167f. Tese (doutorado em solos e nutrição de plantas). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG.
- MAIA, R.P. Planície fluvial do Rio Jaguaribe: Evolução geomorfológica, ocupação e análise ambiental. 2005. 164f. Dissertação (Mestrado em Dinâmica Territorial e Ambiental). Universidade Federal do Ceará, Fortaleza - CE.
- MEHRA, O.P.; JACKSON, M.L. Iron oxide removal from soil and clays by dithionite – citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays Clay Miner*, v. 5. 1960, 317-327p.
- MELO, V.F. Potássio e magnésio em minerais de solos e relação entre propriedades da caulinita com formas não-trocáveis destes nutrientes. 1998. 205p. (Tese de Doutorado) Viçosa, MG.
- MIELNICZUK, J. Formas de potássio em solos do Brasil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, v.1, p. 55-61, 1977.
- MILLER, R.W.; DONAHUE, R.L. Soils: an introduction to soils and plant growth. Englewood Cliffs, Prentice Hall, 1990,768p.
- MILNES, A.R. AND FITZPATRICK, R.W. Titanium and Zirconium Minerals. *In*: Dixon, J.B. & Weed, S.B. (eds.). Minerals in soil environments. Madison, Soil Science Society of America, 2nd ed., p.1131-1205, 1989.
- MOORE, D.M. & REYNOLDS, R.C. X-ray diffraction and identification and analysis of clay minerals. Oxford, Oxford University Press, 1989. 332p.
- MOREIRA, A.; FRANCHINI, J.C.; MORAES, L.A.C.; MALAVOLTA, E. Disponibilidade de nutrientes em vertissolo calcário. *Pesq. Agropec. Bras.* Vol.35, 2000.
- MOREIRA, F.L.M. Influência de atributos físicos, químicos e mineralógicos sobre a capacidade de adsorção de fósforo em solos do Estado do Ceará. Fortaleza: UFC, 2000. 68p. (Dissertação de mestrado).

- MOTA, J.C.A.; JÚNIOR, R.N.de A.; FILHO, J.A.; LIBARDI, P.L. Algumas propriedades físicas e hídricas de três solos na Chapada do Apodi-RN, cultivados com melão. R. Bras. Ci. Solo, 32:49-58, 2008.
- MOTA, J.C.A.; Caracterização física, química e mineralógica, como suporte para manejo, dos principais solos explorados com a cultura do melão na Chapada do Apodi – RN. 2004. 96f. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas). Universidade Federal do Ceará, Fortaleza.
- MOTA, J.C.A.; ASSIS JÚNIOR, R.N.; AMARO FILHO, J.; ROMERO, R.E.; MOTA, F.O.B.; LIBARDI, P.L. Atributos mineralógicos de três solos explorados com a cultura do melão na Chapada do Apodi – RN. R. Bras. Ci. Solo, 31: 445-454, 2007.
- OLIVEIRA, D.P. de.; FERREIRA, T.O.; DA SILVA, M.V.C.; BEZERRA, C.E.E.; ROMERO, R.E. Geostatística e modelo numérico de terreno em ciências do solo: estudo de caso na Chapada do Apodi – Ceará, Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE, p. 4141-4147.
- OLIVEIRA, C.V.; KER, J.C.; DUARTE, M.N.; CURI, N.; FONTES, L.E.F. Atributos micromorfológicos de solos do Projeto Jaíba, norte de Minas Gerais. R. Bras. Ci. Solo, 24: 117-128, 2000.
- OLIVEIRA, C.V.; KER, J.C.; FONTES, L.E.F.; CURI, N.; PINHEIRO, J.C. Química e mineralogia de solos derivados de rochas do Grupo Bambuí no norte de Minas Gerais. R. Bras. Ci. Solo, 22:583-593, 1998.
- OLIVEIRA, E.C.; UTIDA, G.; BOGGIANI, P.C.; PETRI, S. A Formação Xaraiés e as tufas calcárias da Serra da Bodoquena, MS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, 2008, Curitiba. Anais... Curitiba: Sociedade Brasileira da Geologia, 2008, p. 991.
- OLIVEIRA, J.B. 2005. Pedologia Aplicada. Piracicaba, Ed. FEALQ, 574p
- OLIVEIRA, J. B. 2008. Pedologia aplicada. 3ª Ed. Piracicaba, FEALQ, 592p.
- OLIVEIRA, L.B.de; FONTES, M.P.F.; RIBEIRO, M.R.; KER, J.C. Morfologia e classificação de Luvisolos e Planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no semi-árido do Nordeste brasileiro. R. Bras. Ci. Solo, 33:1333-1345, 2009.
- OLIVEIRA, L. B.; RIBEIRO, M. R.; FERRAZ, F. B.; FERREIRA, M. G. V. X. & MERMUT, A. R. Mineralogia, micromorfologia e gênese de solos planossólicos do sertão do araripe, estado de Pernambuco. R. Bras. Ci. Solo, 28:665-678, 2004
- OLIVEIRA, L.B. Solos planossólicos do Sertão do Araripe: caracterização, classificação e gênese. Recife, Universidade Federal Rural de Pernambuco, 2002. 107p. (Tese de Mestrado)
- PEREIRA, M.G.; SCHIAVO, J.A. Caracterização e classificação de solos de natureza calcária da Serra da Bodoquena, MS. In: Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 31. Fortaleza, 2009. anais. fortaleza, sociedade brasileira de ciência do solo, 2009. CD-ROM.
- PILÓ, L.B. Morfologia cárstica e materiais constituintes: dinâmica e evolução da depressão poligonal Macacos-Baú, Carste de Lagoa Santa, MG.1998. 268f. Tese (Doutorado em Geografia). Universidade de São Paulo, São Paulo.
- PIMENTEL, N.L.; WRIGHT, V.P.; AZEVEDO, T.M. Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Palaeogene of southern Portugal. Sedimentary Geology, v. 105, p. 1-10, 1996.
- PIZAURO Jr., J.M.; MELO, W. J. Influência da incorporação da parte aérea de sorgo ou lab-labe nas frações da matéria orgânica de um Latossolo Vermelho-Escuro. R. Bras. Ci. Solo, 19:95-103, 1995.

- RABENHORST, M.C.; WEST, L.T. & WILDING, L.P. Genesis of calcic and petrocalcic horizons in soils over carbonate rocks. In: NETTLETON, W.D., ed. Occurrence, characteristics and genesis of carbonate, gypsum and silica accumulations in soils. s.l., SSSA, 1991. p.61-74. (SSSA Special Publication Number, 26)
- RAMOS, D.P.; MANZATTO, C.V. Levantamento semi-detalhado de solos, aptidão agrícola das terras para culturas de sequeiro e classes de terras para irrigação do projeto especial de colonização da Serra do Ramalho - Bom Jesus da Lapa - BA. Relatório Técnico. 1991. Vol 1. 543p.
- RAMOS, D.P.; SHINZATO, E. Levantamento de reconhecimento de alta intensidade e classificação para irrigação de 2.700 hectares da área aluviões do Projeto Salitre - Juazeiro - BA. Relatório Técnico. 97p. 1993.
- RAVIKOVIK, S. Soil of the Mediterranean zone of Israel and their formation in conf. on mediterranean soils. *Revista de Ciências do Solo*. Madrid. 1966. p.163-171.
- REBOUÇAS, H.G. de P. Adensamento ou compactação de Argissolos do município de Pacajús - Ceará. Fortaleza: UFC, 2001. 78p. (Dissertação de mestrado).
- REHEIS, M.C. (1987). Climatic implications of alternating clay and carbonate formation in semiarid soils of south-central Montana. *Quaternary Research*, v. 27, p. 270-282.
- REZENDE, M. Nordeste: Ambiente agrícola, Problemas e sugestões de pesquisas. Mossoró. Coleção Mossoroense. Serie A, XXIX, 1989.
- RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; ANDREIS R.R.; TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M. Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton do São Francisco: análise da região de São João dei Rei e Andrelândia, MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, Anais, Natal, SBG, vol. 6, pg. 2605-2614. 1990.
- RODOSLOVICH, E.W. Feldspar minerals. In: GIESEKING, J.E., ed. Soil components: inorganic components. New York, Springer-Verlog, 1975. v.2, cap.12. p.433-448.
- ROMERO, R.E. Gênese e degradação de duripãs em uma topossequência dos tabuleiros costeiros, Conde - BA. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 2003. 144p. (Tese de Doutorado).
- RYAN, I.; CURTIN, D.; CHEEMA, M.A. Significance of iron oxides and calcium carbonate particle size in phosphate sorption by calcareous soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49:74-76, 1985.
- SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 5ª ed. Viçosa. SBCS. Embrapa Solos, 2005, 100p.
- SCHULZE, D.G. The influence of aluminum on iron oxides: VII. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clays and Clay Minerals*, v. 32, 1984, 36-44p.
- SCHWERTMANN, U. The effect of pedogenic environments on iron oxide minerals. *Advances in Soil Science*, 1:171-200. 1985.
- SCHWERTMANN U. e TAYLOR R. M. Iron oxides. In: DIXON, J. B. e WEED, S. B., eds. *Minerals in Soil Environments* 2a ed. Madison, Soil Science Society of America, 1989. 379-438p.
- SCHWERTMANN, U; KAMPF, N. Relação entre óxidos de ferro e cor em solos caulíníficos do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, v.7, n.1, p. 27-31. 1983.

- SHADFAN, H.; MASHHADY, A.S. Distribution of palygorkite in sediments of eastern Saudi Arabia. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49: 243-250, 1985.
- SHANKAR, N.; ACHYUTHAN, H. (2007). Genesis of calcic and petrocalcic horizons from Coimbatore, Tamil Nadu: Micromorphology and geochemical studies. *Quaternary International*. 175: 140 - 154.
- SHINZATO, E.; O carste da área de proteção ambiental de Lagoa Santa (MG) e sua influência na formação dos solos. 1998. 117f. Dissertação (Mestrado). UENF. Campos dos Goytacazes-RJ.
- SINGER, A. Palygorskite and sepiolite group minerals. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B. (Eds.), *Minerals in Soil Environment*, 2nd edition. Soil Science Society of America Book Series 1, p. 829-872, 1989.
- SILVA, A.B. Contribuição ao estudo dos “karsts” da região central da Bahia. 2ev. *Águas Subterrâneas*, VI, n. 3, p. 11-16. 1973.
- SILVA, L.M.V.; PASQUAL, A. Dinâmica e modelagem da matéria orgânica do solo com ênfase ao ecossistema tropical. *Energia na Agricultura*, 14:13-24, 1999.
- SOUZA, E.A. de; RIBEIRO, M.R.; FERREIRA, V.X. Caracterização e gênese de solos do Baixo de Irecê (BA). *R. Bras. Ci. Solo*. 17:89-97, 1993.
- SOUZA, M.J.N. Contribuição ao estudo das unidades morfo-estruturais do estado do Ceará. *Revista de Geologia*, 1:73-91.1988.
- SUGUIO, K. 2003. Intemperismo e Origem dos Sedimentos. In: Suguio, K. *Geologia Sedimentar*. São Paulo: Edgard Blücher, p. 11-22.
- SWEETING, M.M. *Karst landforms*. New York, Columbia University Press: 1973.
- TABOADA CASTRO, M. T. & SILVA HERMO, B. M. Characterization of soils with mollic horizon formed over limestone in a humid temperate climate (Galicia, NW Spain). *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe Coruña*, vol. 24, pp. 167-175. 1999.
- TREMOCOLDI, W. A. Mineralogia dos silicatos e dos óxidos de ferro da fração argila de solos desenvolvidos de rochas básicas no Estado de São Paulo. *Revista de Biociência*, Taubaté, v.9, n.1, p.15-22, jan-mar 2003.
- UAGODA, R.; AVELAR, A.S.; COELHO NETTO, A.L. Contribuição a geomorfologia cárstica em rochas quartzíticas: médio vale do Rio Preto, RJ/MG. VI Simpósio Nacional de geomorfologia. Goiânia, 6-10 de setembro, 2006. Goiânia, GO.
- VALLADARES, G.S.; ALBUQUERQUE, G.H.S.; SOARES. I.; FERREIRA, T.O. Caracterização de solo carbonático com horizonte petrocálcico na Chapada do Apodi, RN. In: Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 31. Fortaleza, 2009. Anais. Fortaleza, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2007. CD-ROM.
- VAN BREEMEN, N. & BUURMAN, P. *Soil formation*. 2.ed. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 2002. 404p.
- VERDADE, F.C. Análise química total. In: MONIZ, A.C., ed. *Elementos de pedologia*. São Paulo, Polígono, 1972. p.209- 221.
- VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I.F.; CASTRO, S.S. de. Conceito e aplicações das relações pedologia e geomorfologia em regiões tropicais úmidas. *Tópicos de Ciência do solo*. 4:145-192.2005.
- WEST, L.T., Drees, L.R., Wilding, L.P. and Rabenhorst, M.C., 1988. Differentiation of pedogenic and lithogenic carbonate forms in Texas. *Geoderma*, 43:271-287.

WHITE, W.B. 1988. Geomorphology and hydrology of karst terrains. New York, Oxford University Press, 464 pp.

WILLIAMS, P.; FONG, Y.T. 'World Map of Carbonate rock outcrops v 3.0. SGGES/ University of Auckland: New Zealand, 11 Apr. 2008. Disponível em: http://www.sges.auckland.acnz/sges_research/karst>shtm.

WOLLAST, R. Kinetics of alteration of K-feldspar in buffered solution at low temperature. Geochim. Cosmochim. Acta, n. 31, p. 635-649, 1967.

WOLLAST, R.; MACKENZIE, F.T.; BRICKER, O.P. Experimental precipitation and Genesis of sepiolite at earth-surface conditions. Am. Mineralogist, 53: 1645-1662, 1968.

XAVIER NETO, P. Processamento e interpretação de dados 2D e 3D de GPR: Aplicações no imageamento de feições cársticas e estruturas de dissolução no campo de petróleo da Fazenda Belém – CE. 2006. 84f. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.

YAALON, D.H. Soils in the Mediterranean region what makes them different? Catena. Volume 28, Issues 3-4, February 1997, p. 157-169. 1997.

ZECH, Z.; SENESI, N.; GUGGENBERGER, G.; KAISER, K.; LEHMANN, J.; MIANO, T.M.; MILTNER, A.; SCHROTH, G. Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. Geoderma, 79:69-116, 1997.

ZELAZNY, L.W.; CALHOUN, F.G. Palygorskite, (attapulgitite), Sepiolite, talc, pyrophyllite, and zeolites. In: DIXON, J.B.; Editor. Minerals in soil environment. Madison, soil science society of America, 1977. p. 435-470.

7. ANEXOS

ANEXO I – Descrição Morfológica dos Perfis de Solos

Perfil 1

DATA: 06/05/2010

CLASSIFICAÇÃO: CAMBISSOLO HÁPLICO

LOCALIZAÇÃO: F24 605498/9429477 SAD 69

SITUAÇÃO E DECLIVE: Trincheira aberta em área plana em terraço coluvial

MAT. ORIGINÁRIO/ FORM. GEOLÓGICA: Sedimentos coluviais

RELEVO LOCAL: Suave ondulado

REGIONAL: Ondulado

VEGETAÇÃO: Caatinga hiperxerófila

USO ATUAL: Pastagem

EROSÃO: Laminar moderada

DRENAGEM: Imperfeitamente drenado

PEDREGOSIDADE: Ausente

ROCHOSIDADE: Ausente

DESCRITO E COLETADO POR: Marcos Gervasio Pereira, Gustavo de Souza Valladares Ricardo Espíndola Romero e Edilene Pereira Ferreira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ak - 0-3 cm, bruno-avermelhado (5YR 4/3, úmida) e bruno-avermelhado (5YR 5/3, seca); franca; forte média blocos subangulares e forte muito pequena granular; muito dura, muito firme, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.

AB - 3-11 cm, bruno-avermelhado (5YR 4/3, úmida) e bruno-avermelhado-claro (5YR 6/4, seca); franca a franco argilosa; moderada pequena e média blocos subangulares; dura, friável, ligeiramente plástica e pegajosa; transição plana e clara

2Bik - 11-20 cm, bruno-avermelhado (5YR 4/4); franca; fraco média e pequena blocos subangulares; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e abrupta.

3Bik - 20-31 cm, bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/4); franca e franco siltosa; fraco médio prismáticas e blocos subangulares; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e abrupta.

4Bck - 31-56 cm; bruno-avermelhado (2,5 YR 4/4); franco arenosa; fraco pequeno grãos simples e granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e abrupta.

5Bvk - 56-95 + cm; cinzento (5Y 5/1); franco argilosa; forte muito grande prismática composta por forte grande prismática; mosqueado de amarelo-avermelhado (5YR 6/8) comum e grande; extremamente dura, extremamente firme, muito plástica e pegajosa.

RAÍZES - Poucas e médias nos horizontes Ak, AB, 2Bik, 3Bik, 4Bck; Raras e médias no horizonte 5Bvk.

Perfil 1- Análises físicas e químicas

Horizonte	Prof.	Frações da amostra total g.kg ⁻¹			Composição granulométrica da Terra Fina (g.kg ⁻¹)				Grau de Floculação %	Relação Silte/ Argila	Densidade Mg.m ⁻³		Porosidade %	Textura
	cm	Calhau	Cascalhos	Terra Fina	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila			Dp	Ds		
Ak	0-3	0	3	997	219	18	567	196	100	2,90	2,21	1,24	44	Franco-siltosa
ABk	3-11	0	9	991	248	22	559	171	100	3,27	2,28	1,15	50	Franco-siltosa
2Bik	11-20	0	10	990	348	37	501	115	100	4,38	2,35	1,20	49	Franco-siltosa
3Bik	20-31	0	8	992	255	27	606	113	100	5,39	2,37	1,41	40	Franco-siltosa
4Bck	31-56	0	6	994	309	33	570	89	100	6,44	2,25	1,45	36	Franco-siltosa
5Bvk	56-95+	0	26	974	246	22	356	377	100	0,95	2,34	1,67	29	Franco-argilosa
Horizonte	pH				Complexo Sortivo (cmol _c .kg ⁻¹)								Saturação por Bases %	Saturação por Alumínio %
	H ₂ O	KCl	CaCl ₂	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	S	Na ⁺	H ⁺	Al ³⁺	Tsolo	Targila		
Ak	8,6	7,2	7,7	25,6	3,3	0,59	0,47	30,0	0,0	0,0	30,0	153,2	100	0
ABk	8,6	7,3	7,7	24,4	2,7	0,26	0,15	27,5	0,0	0,0	27,5	160,9	100	0
2Bik	8,9	7,5	7,7	14,0	5,1	0,18	0,11	19,4	0,0	0,0	19,4	169,4	100	0
3Bik	8,7	7,1	7,7	22,1	4,1	0,15	0,10	26,5	0,0	0,0	26,5	235,1	100	0
4Bck	8,9	7,4	7,7	17,7	3,1	0,13	0,13	21,1	0,0	0,0	21,1	238,0	100	0
5Bvk	8,7	7,1	7,7	20,8	7,5	0,21	0,68	29,2	0,0	0,0	29,2	77,5	100	0
Horizonte	COT g.kg ⁻¹	Ataque Sulfúrico g.kg ⁻¹				Relações moleculares		-	Saturação por sódio %	P Olsen mg.kg ⁻¹	-	-	-	Equivalente de CaCO ₃ g.kg ⁻¹
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	ki	kr							
Ak	10,9	204	81	24	2,4	4,28	3,60		2	3				104,5
ABk	6,9	210	86	50	2,7	4,15	3,03		1	1				122,7
2Bik	2,8	122	61	20	3,8	3,40	2,81		1	1				94,5
3Bik	2,2	187	81	23	2,2	3,92	3,32		0	1				108,2
4Bck	2,2	144	69	20	2,1	3,55	2,99		1	1				76,4
5Bvk	1,9	218	101	25	2,4	3,67	3,17		2	2				9,1

Descrição Micromorfológica

Horizonte: P1 3Bik

Lâmina: Uma Zona

1. Composição: Relação g/f com limite de 0,002mm de 1/4.

1.1. Material grosseiro: 15%.

1.2. Material fino: 55%.

1.3. Poros: 30%.

2. Material grosso (Grãos):

2.1. Quartzo: Comuns. Moderadamente a bem selecionados; anhedrais e subhedrais; arredondados e subarredondados; subalongados, subesféricos e esféricos; lisos⁺⁺⁺. Alteração irregular.

3. Contextura basal:

3.1. Distribuição não relacionada; não referida; não relativa. Orientação: não orientada, não referida e pórfiro-enáulica.

Orientação plano-paralela do material fino e grosseiro na parte inferior da lâmina, com segregação de ferro também plano-paralela.

4. Microestrutura e poros:

4.1. Material pedal com pedalidade moderada a forte. Peds granulares e em blocos moderadamente acomodados. Microestrutura complexa. Poros interagregados do tipo canais, cavidades policôncavas e mamelonadas e câmaras. Poros intragregados do tipo cavidades pequenas (mamelonadas e policôncavas).

5. Material fino (Plasma):

5.1. Composição: argila, óxidos de ferro e matéria orgânica. Cor: bruno-avermelhada (LPL) e vermelho-amarelada (XPL).

6. Material Orgânico:

6.1. De origem vegetal: resíduos de raízes (ocasionais).

7. Fundo matricial:

7.1. Fábrica birrefringente cristalítica.

8. Feições pedológicas:

8.1. Feições cristalinas: revestimentos de calcita micrítica e preenchimento de calcita micrítica (comuns).

8.2. Feições amorfas: intercalações de ferro e matéria orgânica (abundantes) e revestimentos, quase-revestimentos e hiporrevestimentos de poros com ferro (abundantes).

8.3. Feições de excrementos: preenchimentos soltos incompletos de canais e cavidades com excrementos.

LÂMINA: P1 3Bik				
Material bastante heterogêneo, com áreas mais adensadas de menor porosidade e material grosso mais finamente selecionado (cerca de 20% - bem selecionada), e outras áreas, com material grosso de maior diâmetro e menos selecionado – moderadamente selecionada.				
FRAÇÃO GROSSA (%)	20			
GRAU DE SELEÇÃO	Bem a moderadamente selecionado			
FORMA	Anedral e poucas Subhedral (15%)			
ARRED/ESFER/RUGOS	Subesférico subangular alisada (60%) e subalongada subangular alisada.			
NATUREZA	Quartzo 50%	Fesdspato 20%	Calcita 10%	Outros 10%
TAMANHO	Predominantes. Com a presença de raros quartzitos (1-2%)			
CARAC. INTERNAS	Presença de cariações, coloração vítreo	Meio opaco na luz polarizada	Opacas de coloração branca (leitosa)	Escuros
PADRÃO DE ALTERAÇÃO	Intactos e com padrão linear irregular	Linear cruzada e poucos intactos		
FRAÇÃO FINA (%)				
45				
NATUREZA	Argila, com presença de óxidos de ferro e carbonato de cálcio.			

COR	Amarelo brunado escuro		
FÁBRICAS BIRREF.	Paralelo-estriadas (10%), granoestriadas e poroestriada (60%)	Salpicada granida (30%)	Cristalíticas (CaCO ₃) misturado à fração argila
OBSERVAÇÕES	Zonas de acúmulo de Fe e de carbonatos de cálcio		

AGREGADOS			
MICROESTRUTURA	Blocos subangulares		
TIPO	Blocos subangulares		
GRAU DE PEDALIDADE	Fracamente desenvolvido, com áreas de desenvolvimento moderado (cerca de 40%).		
GRAU DE ACOMODAÇÃO	Não acomodados		
SUPERFÍCIE	Ondulada e irregular		
DISTRIBUIÇÃO RELATIVA	Porfírica		

POROSIDADE (%)	35			
TIPO	Fissuras	Câmaras	Cavidades	Canais
ABUNDÂNCIA	10	60	10	20
REGULARIDADE PAREDES	Irregular	Irregular e ondulada	Irregular e ondulada	Irregular e ondulada
DISTRIBUIÇÃO				
De base				
Referência				
ORIENTAÇÃO				
OBSERVAÇÕES	Fissuras que formam câmaras. Podem haver artefatos provenientes do processo de impregnação.			

FEIÇÕES PEDOLÓGICAS			
TEXTURAIIS	Revestimentos típicos de Fe, argila e CaCO		Recobrimento dos grãos de minerais, agregados, poros e nódulos. Não sei se a justaposição é paralela ou levemente cruzada.
	Hiporrevestimentos de Fe e argila.		
	Preenchimento		Solto contínuo e descontínuo.

NÓDULOS	20%	
Tipo	Típicos (predomínio – 70%)	Geóidicos (formados por Calcita)
Tipo morfológico/grau de impregnação	Ameboidal e composto, ambos pouco frequentes. Predomínio de elipsoidal / Grau: Puros e fortemente impregnado.	Elipsoidal e irregular, com raros compostos / Grau: Puros.
Natureza	Presença de argila. óxidos de ferro, grãos de quartzo e CaCO ₃ De coloração bruno forte e bruno escuro/ Colocação Branca (leitosa)	
Superfície	Alisada (Raros – 5%), ondulada (comum – 60%) e Irregulares (poucos - 35%)	
Contraste	Nítido e abrupto com o material fino	
Observação	Os nódulos têm estágios diferentes dentro da matriz do solo, havendo predomínio de material em estágio inicial de degradação e outros ainda intactos. Os de calcita estão mais alterados que aqueles compostos por Fe e argila, com formação de pequenos cristais fasciculados de CaCO ₃ no interior ou em uma das faces do nódulo rompido, assim como recobrimento de Fe. Parece haver nódulos de calcita puro (predomínio) e outros formados por CaCO ₃ +Quartzo (não confirmado)	
EXCREMENTOS	Intactos, formato elipsóides e esféricos, de superfícies alisadas, densos e de coloração brunada. Frequência: Raros (presente em cavidade antes ocupadas por raízes)	

Perfil 2

DATA: 07/05/10

CLASSIFICAÇÃO: CAMBISSOLO HÁPLICO

LOCALIZAÇÃO: Do lado direito a aproximadamente 50 m da estrada principal da fazenda WG Fruticultura, Chapada do Apodi, Barauna, RN. Coordenadas geográficas 05° 03'31,1''S e 37°38'58,4''W Gr. Fuso 24. 0649735/9440741 SAD 69.

SITUAÇÃO E DECLIVE: Topo da Chapada com declividade entre 0 e 1%.

LITOLOGIA/ FORM. GEOLÓGICA: Calcário, Grupo Apodi, Formação Calcário Jandaíra, Cretáceo.

MAT. ORIGINÁRIO: Produtos da alteração de rochas calcárias.

RELEVO LOCAL: Plano

REGIONAL: Plano

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Caatinga hiperxerófila.

USO ATUAL: Cultura do mamão com poucos meses de implantação

EROSÃO: Laminar ligeira. A superfície do solo apresentava-se sem cobertura vegetal e com a estrutura do solo muito destruída por práticas de aração e gradagem, era possível notar a movimentação de sedimentos pela ação do vento.

DRENAGEM: Moderadamente drenado

PEDREGOSIDADE: Endopedregoso na profundidade entre 42 e 87 cm.

ROCHOSIDADE: Ausente

ALTITUDE: 104 m

DESCRITO E COLETADO POR: Marcos Gervasio Pereira, Gustavo de Souza Valladares Ricardo Espíndola Romero e Edilene Pereira Ferreira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- Ap1 - 0-3 cm; bruno-escuro (10YR 4/3, úmida); bruno-amarelado (10YR 5/4, seca); argilosa; forte média laminar; muito dura, friável, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e clara.
- Ap2 - 3-19 cm; bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4, úmida); amarelo (10YR 7/6, seca); argilosa; maciça; dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e clara.
- Bik - 19-32 cm; bruno-oliváceo (2,5Y 4/4, úmida), bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/6, seca); franco argilosa; moderada pequena e média blocos subangulares e prismas; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- Bick - 32-51(51-57) cm; bruno-amarelado (10YR 4/6, úmida), bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/6, seca); franca cascalhenta; moderada a fraca pequena blocos subangulares; macia, muito friável, plástica e pegajosa a ligeiramente pegajosa; transição ondulada e abrupta.
- Bcmk - 51-70 cm; variegado de bruno-amarelado-claro (2,5Y 6/4, úmida), branco (5Y 8/2, úmida), bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4, úmida), bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/4, úmida); franco argilo arenosa cascalhenta; maciça; fortemente cimentada e descontínua; extremamente dura, extremamente firme, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
- Bk - 70-79 cm; bruno-amarelado (10YR 5/4); argilosa; forte pequena e média blocos angulares; mosqueado de branco (5Y 8/1) pouca média e proeminente; muito dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- Cckm - 79-86 cm; variegado de bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4, úmida), bruno-amarelado (10YR 4/6, úmida), bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/4, úmida); franco argilosa cascalhenta; grãos simples; as concreções do tamanho de calhaus são

extremamente duras mas o restante do material é solto, extremamente firme, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.

Ck - 86-102 cm; bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/6, úmida); franco argilo siltosa; maciça; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição descontínua e abrupta.

Crk - 102-133+; variegado de amarelo-claro-acinzentado (2,5Y 8/4, úmida), branco (5Y 8/2, úmida), amarelo-oliváceo (2,5Y 6/6); franco siltosa; maciça; macia; friável; plástica e ligeiramente pegajosa a pegajosa.

RAÍZES: Poucas e raras nos horizontes Ap1, Ap2 e Bik; ausentes nos demais horizontes.

OBSERVAÇÕES: No horizonte Bk ocorre mosqueado devido à calcita.

- Todo o perfil com presença de carbonatos.

- Horizonte Cckm com elevado teor de petroplintita, superior a 50%.

- Em todos os horizontes ocorre efervescência violenta com HCl (10%).

-Nos horizontes Ap1, Ap2, Bik, Bick, Bcmk, Bk e Cckm efervescência forte com H₂O₂ (20%) e fraca nos horizontes Ck e Crk.

Perfil 2- Análises físicas e químicas

Horizonte	Prof.	Frações da amostra total g.kg ⁻¹			Composição granulométrica da Terra Fina (g.kg ⁻¹)				Grau de Floculação %	Relação Silte/ Argila	Densidade Mg.m ⁻³		Porosidade %	Textura
	cm	Calhaus	Cascalhos	Terra Fina	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila			Dp	Ds		
Ap1	0-3	156	0	844	204	9	374	414	100	0,90	2,25	1,50	33	Franco-argilosa
Ap2	3-19	58	0	942	177	10	352	461	100	0,77	2,41	1,69	30	Argila
Bik	19-32	34	0	966	132	9	436	424	100	1,03	2,35	1,36	42	Argilo-siltosa
Bick	32-51	539	106	355	356	8	360	276	100	1,30	2,43	-	-	Franco- argilosa cascalhenta
Bcmk	51-70	548	97	355	261	7	359	373	100	0,96	2,21	-	-	Franco-argilosa cascalhenta
Bk	70-79	326	30	643	116	7	393	485	100	0,81	2,30	-	-	Argila
Cckm	79-86	179	630	191	421	5	468	106	100	4,42	2,36	-	-	Franca cascalhenta
Ck	86-102	124	0	876	82	3	762	154	100	4,96	2,20	-	-	Franco-siltosa
Crk	102-133+	48	0	952	33	2	863	101	100	8,50	2,30	-	-	silte
Horizonte	pH			Complexo Sortivo cmol _c .kg ⁻¹									Saturação por Bases %	Saturação por Alumínio %
	H ₂ O	KCl	CaCl ₂	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	S	Na ⁺	H ⁺	Al ³⁺	Tsolo	T argila		
Ap1	8,3	7,8	7,9	11,2	3,2	0,63	15,6	0,61	0,0	0,0	15,6	37,8	100	0
Ap2	8,4	7,5	7,7	13,6	2,3	0,17	16,4	0,28	0,0	0,0	16,4	35,5	100	0
Bik	8,5	7,6	7,7	12,4	2,4	0,08	15,2	0,30	0,0	0,0	15,2	35,8	100	0
Bick	8,6	7,8	7,8	8,0	1,5	0,04	9,9	0,34	0,0	0,0	9,9	35,8	100	0
Bcmk	8,5	7,5	7,7	10,6	1,5	0,04	12,4	0,24	0,0	0,0	12,4	33,2	100	0
Bk	8,4	7,5	7,7	13,6	1,5	0,03	15,3	0,21	0,0	0,0	15,3	31,7	100	0
Cckm	8,5	7,7	7,8	11,3	1,6	0,03	13,1	0,13	0,0	0,0	13,1	123,2	100	0
Ck	8,5	7,7	7,8	7,1	0,9	0,03	8,2	0,16	0,0	0,0	8,2	53,3	100	0
Crk	8,9	8,2	7,8	4,7	1,1	0,03	6,0	0,16	0,0	0,0	6,0	59,1	100	0
Horizonte	COT g.kg ⁻¹	Ataque Sulfúrico g.kg ⁻¹				Relações moleculares		-	Saturação por sódio %	P Olsen mg.kg ⁻¹	-	-	-	Equivalente de CaCO ₃ g.kg ⁻¹
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	ki	kr							
Ap1	13,1	236	167	61	6,2	2,40	1,95		4	4				200,0
Ap2	9,1	238	175	59	6,2	2,31	1,90		2	3				163,6
Bik	6,4	223	163	62	5,4	2,33	1,87		2	2				254,6

Bick	2,0	151	140	76	4,3	1,83	1,36		3	2				290,9
Bcmk	3,7	207	165	83	4,9	2,13	1,61		2	2				232,7
Bk	3,4	175	174	55	6,1	1,71	1,42		1	1				305,5
Cckm	2,4	106	147	46	5,0	1,23	1,02		1	1				652,7
Ck	1,8	9	69	18	2,1	0,22	0,19		2	2				794,6
Crk	1,2	9	46	11	1,2	0,33	0,29		3	1				849,1
Rocha		8	31	17	0,4	0,44	0,32		-	-				-

Descrição Micromorfológica

Horizonte: **P2 Bick**

Lâmina: uma zona

- 1. Composição:** Relação g/f com limite de 0,002mm de 1/4.
 - 1.1. Material grosseiro: 5%.
 - 1.2. Material fino: 70%.
 - 1.3. Poros: 25%.
- 2. Material grosso (Grãos):**
 - 2.1. Quartzo: Comuns. Moderadamente a bem selecionados; anhedrais e subhedrais; arredondados e subarredondados; subalongados, subesféricos, esféricos e subalongados; lisos. Sem alteração e com alteração irregular.
- 3. Contextura basal:**
 - 3.1. Distribuição não relacionada; não referida; não relativa. Orientação: não orientada, não referida e pórfiro-enáulica.
- 4. Microestrutura e poros:**
 - 4.1. Material pedal com pedalidade forte. Peds em blocos (subangulares e angulares) e granulares, bem acomodados. Microestrutura complexa. Poros interagregados do tipo canais, cavidades policôncavas e mamelonadas, câmaras e fissuras. Poros intragregados do tipo cavidades pequenas (mamelonadas e policôncavas) e microfissuras.
- 5. Material fino (Plasma):**
 - 5.1. Composição: argila e óxidos de ferro. Cor: amarelo-avermelhada (XPL e LPL).
- 6. Material Orgânico:**
 - 6.1. De origem vegetal: resíduos de raízes (ocasionais).
- 7. Fundo matricial:**
 - 7.1. Fábrica birrefringente poroestriada e granoestriada.
- 8. Feições pedológicas:**
 - 8.1. Feições cristalinas: preenchimentos soltos descontínuos de nódulos de calcita micrítica (comuns).
 - 8.2. Feições amorfas: nódulos de ferro (comuns) típicos, nucléicos e porosos, puros, fortemente e moderadamente impregnados.
 - 8.3. Feições de excrementos: preenchimentos soltos descontínuos e contínuos (comuns).

LÂMINA: P2 Bick				
Material mais homogêneo quando comparado à lamina anterior, mas ainda assim apresenta uma pequena área menos adensadas de maior porosidade (material mais solto). Grão de quartzo em tamanho maior e menos selecionado.				
FRAÇÃO GROSSA (%)	25			
GRAU DE SELEÇÃO	Moderadamente selecionado			
FORMA	Anhedral			
ARRED/ESFER/RUGOS	Subesférica subarredondada alisada (45%) e subesférica subangular alisada (45%) e raros subalongada subarredondadas alisadas (10%)			
NATUREZA	Quartzo 50%	Fesdspato 15%	Calcita 20%	Outros 5%
CARAC. INTERNAS	Presença de cariações, coloração vítreo	Meio opaco na luz polarizada	Opacas de coloração branca (leitosa)	Escuros
PADRÃO DE ALTERAÇÃO	Intactos e com padrão linear irregular	Linear cruzada e poucos intactos		
OBSERVAÇÕES	Parece haver menos feldspatos e mais calcita, provavelmente em virtude dos nódulos de calcita que podem parecer material grosso. O feldspato está em menor tamanho.			

FRAÇÃO FINA (%)	55			
NATUREZA	Argila, com presença de óxidos de ferro e (mais) carbonato de cálcio.			
COR	Amarelo brunado			
FÁBRICAS BIRREF.	Granoestriadas e poroestriada	Salpicada		

	(40%)	granida e mosaico (60%)	
OBSERVAÇÕES	Zonas de acúmulo de Fe e de carbonatos de cálcio Ocorre a formação de F.B. Cristalíticas (CaCO ₃), devido à mistura da argila com o CaCO ₃ Dentro da concreção de carbonato, o padrão é outro e as feições são mais complexas		

AGREGADOS			
MICROESTRUTURA	Complexa		
TIPO	Blocos subangulares		
GRAU DE PEDALIDADE	Moderadamente desenvolvido		
ABUNDÂNCIA			
GRAU DE ACOMODAÇÃO	Parcialmente acomodados		
SUPERFÍCIE	Ondulada e irregular		
DISTRIBUIÇÃO RELATIVA	Porfírica		
OBSERVAÇÕES	Devem haver muitos artefatos que formam fissuras e dão a impressão de blocos angulares.		

POROSIDADE (%)	20			
TIPO	Fissuras	Câmaras	Cavidades	Canais
ABUNDÂNCIA	20	50	20	10
REGULARIDADE PAREDES	Irregular	Irregular e ondulada	Irregular e ondulada	Irregular e ondulada
OBSERVAÇÕES	Fissuras que formam câmaras. Podem haver artefatos provenientes do processo de impregnação.			

FEIÇÕES PEDOLÓGICAS			
TEXTURAIS	Revestimentos típicos de CaCO ₃ .	Recobrimento dos grãos de minerais, agregados, poros e nódulos.	
	Preenchimento	Solto contínuo.	

NÓDULOS	40%	
Tipo	Típicos	
Tipo morfológico/grau de impregnação	Predomínio de elipsoidal, havendo compostos (de Calcita) / Grau: Puros são os de Fe e fortemente impregnado, os de Calcita.	
Natureza	Presença de argila. óxidos de ferro, grãos de quartzo e CaCO ₃ De coloração bruno forte e bruno escuro/ Colocação Branca (leitosa)	
Superfície	Alisada (40%), ondulada (30%) e Irregulares (30%).	
Contraste	Nítido e abrupto com o material fino. Apresenta também limite menos distinto, claro ou gradual.	
Observação	Os nódulos apresentam-se mais conservados, principalmente os de Fe, havendo alguns onde é possível ver os anéis concêntricos de Fe e argila. Os de calcita estão mais alterados que aqueles compostos por Fe e argila, havendo a formação de pequenos cristais fasciculados de CaCO ₃ no interior e nas faces dos nódulos, quando rompido. Neste caso é visível a presença de nódulos de calcita puro (predomínio) e outros formados por CaCO ₃ +grãos pequenos de Quartzo.	

EXCREMENTOS	
--------------------	--

Perfil 3

DATA: 06/05/10

CLASSIFICAÇÃO: LUVISSOLO CRÔMICO

LOCALIZAÇÃO: 617154/9433387 Sad 69

SITUAÇÃO E DECLIVE: Topo de chapada/ plano com 2% declividade

MAT. ORIGINÁRIO/ FORM. GEOLÓGICA: Calcário

RELEVO LOCAL: Plano

REGIONAL: Plano

VEGETAÇÃO E USO ATUAL: Caatinga hiperxerófila

EROSÃO: Laminar moderado

DRENAGEM: Moderadamente drenado

PEDREGOSIDADE: Ausente

ROCHOSIDADE: Ausente

DESCRITO E COLETADO POR: Marcos Gervasio Pereira, Gustavo de Souza Valladares Ricardo Espindola Romero e Edilene Pereira Ferreira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ac - 0-5 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3, úmida), bruno-avermelhado (5YR 4/4, seca); franca cascalhenta; moderada grãos simples (petroplintita) e pequena blocos subangulares; macia, muito friável, não plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e abrupta.

BA - 5-10 cm; bruno-avermelhado (5YR 4/4, úmida), vermelho-amarelado (5YR 5/6, seca); franca; forte pequena blocos subangulares; macia, muito friável, plástica e pegajosa; plana e clara.

Bt1 - 10-39 cm; vermelho-amarelado (5YR 5/8, úmida), amarelo-avermelhado (5YR 6/6, seca); franco argilosa; moderada pequena prismática; ligeiramente dura, muito friável, muito plástica e pegajosa; transição plana e gradual.

Bt2 - 39-63 cm; amarelo-avermelhado (5YR 6/8, úmida), amarelo-avermelhado (5YR 6/8, seca); franco argilosa; moderada pequena muito pequena prismática e blocos subangulares; ligeiramente dura, muito friável, muito plástica e pegajosa; transição plana e gradual.

Bt3 - 63-88 cm; bruno-forte (7,5YR 5/8, úmida), amarelo-avermelhado (7,5YR, 6/8, seca); moderada pequena muito pequena grãos simples (petroplintita) prismática; ligeiramente dura, muito friável, plástica e pegajosa; transição plana e abrupta.

2BC - 88-108 (106-118) cm; bruno-amarelado (10YR 5/8); argilosa; moderada média e grande blocos angulares; extremamente duro, firme, muito plástica e muito pegajosa.

2Crk - 108-130+ cm; variegado de amarelo-brunado (10YR 6/8) e branco (2,5Y 8/2); franco siltsosa; maciça; muito dura, friável, plástica e pegajosa.

RAÍZES: comuns e médias nos horizontes Ac e BA; poucas e médias nos horizontes B1 e B2; raras e finas nos horizontes B3, 2BC e 2Crk.

OBSERVAÇÕES: - Perfil descrito úmido e seco

- concreções de petroplintita em todo o perfil.

- O horizonte 2BC apresenta concreções ferro-manganosas pequenos mosqueados de cor preta.

- No horizonte 2Crk ocorre efervescência violenta com HCl (10%).

- Todos os horizontes apresentam efervescência forte com H₂O₂ (20%).

Perfil 3- Análises físicas e químicas

Horizonte	Prof.	Frações da amostra total g.kg ⁻¹			Composição granulométrica da Terra Fina (g.kg ⁻¹)				Grau de Floculação %	Relação Silte/ Argila	Densidade Mg.m ⁻³		Porosidade %	Textura
	cm	Calhaus	Cascalhos	Terra Fina	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila			Dp	Ds		
Ac	0-5	344	0	656	284	32	441	244	100	1,81	2,37	1,44	39	Franca cascalhenta
BA	5-10	69	0	931	177	31	396	397	100	1,00	2,36	1,64	31	Franco-argilosa
Bt1	10-39	83	0	917	152	25	367	457	100	0,80	2,16	1,47	32	Argila
Bt2	39-63	200	0	800	170	23	316	491	100	0,64	2,25	1,47	35	Argila
Bt3	63-88	330	5	665	191	14	341	454	100	0,75	2,38	1,58	34	Argila
2BC	88-108 (106-118)	487	0	513	85	23	370	522	100	0,71	2,31	1,77	23	Argila
2Crk	108-130+	355	0	645	142	37	617	204	100	3,03	2,19	1,83	16	Franco-siltosa
Horizonte	pH				Complexo Sortivo (cmol _c .kg ⁻¹)								Saturação por Bases %	Saturação por Alumínio %
	H ₂ O	KCl	CaCl ₂	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	S	Na ⁺	H ⁺	Al ³⁺	T	T argila		
Ac	7,8	6,6	6,8	6,7	3,3	0,74	10,8	0,06	0,7	0,0	11,5	47,1	94	0
BA	7,4	5,9	6,3	7,3	3,2	0,95	11,5	0,10	0,7	0,0	11,9	29,9	95	0
Bt1	7,5	5,6	6,2	9,0	3,1	0,34	12,5	0,09	1,7	0,0	13,5	29,6	92	0
Bt2	7,5	5,9	6,7	9,8	3,0	0,20	13,1	0,14	1,0	0,0	14,0	28,5	93	0
Bt3	7,6	6,2	7,1	9,7	2,8	0,10	12,7	0,09	0,7	0,0	13,0	28,7	95	0
2BC	8,1	6,4	7,1	17,3	2,6	0,10	20,0	0,06	0,0	0,0	20,0	38,4	100	0
2Crk	8,7	7,6	7,7	11,0	2,2	0,05	13,3	0,09	0,0	0,0	13,3	65,4	100	0
Horizonte	COT g.kg ⁻¹	Ataque Sulfúrico g.kg ⁻¹				Relações moleculares		-	Saturação por sódio %	P Olsen mg.kg ⁻¹	-	-	-	Equivalente de CaCO ₃ g.kg ⁻¹
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	ki	kr							
Ac	12,2	167	124	89	5,5	2,29	1,57		1	3				0,0
BA	7,0	211	156	94	6,1	2,30	1,66		1	2				0,0
Bt1	5,2	254	176	83	6,3	2,45	1,88		1	3				0,0
Bt2	3,1	264	182	82	6,9	2,47	1,91		1	2				0,0
Bt3	2,2	287	232	109	6,2	2,10	1,62		1	2				0,0
2BC	1,9	276	216	73	2,2	2,17	1,79		0	2				0,0
2Crk	1,5	52	81	21	2,2	1,09	0,94		1	2				544,0

Perfil 4

DATA: 7/05/2010

CLASSIFICAÇÃO: **NEOSSOLO LITÓLICO**

LOCALIZAÇÃO: 606739/9430266

SITUAÇÃO E DECLIVE: Terço médio ALTITUDE: 88m

MAT. ORIGINÁRIO/ FORM. GEOLÓGICA: Calcário

RELEVO LOCAL: Ondulado

REGIONAL: Forte Ondulado

VEGETAÇÃO E USO ATUAL: Caatinga hiperxerófila

EROSÃO: Laminar forte

DRENAGEM: Bem drenado

PEDREGOSIDADE: Pedregoso

ROCHOSIDADE: Extremamente rochoso

DESCRITO E COLETADO POR: Marcos Gervasio Pereira, Gustavo de Souza Valladares Ricardo Espíndola e Edilene Pereira Ferreira.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A - 0-10 cm; bruno-amarelado-escuro (10YR 3/4, úmida), bruno-amarelado-claro (10YR 6/4, seca); franca cascalhenta; fraco pequeno granular e moderado pequeno blocos subangulares; solta, solta, não plástica e ligeiramente pegajosa.

C - 10-27 (24-27) cm; bruno-forte (7,5 YR 4/6); franca cascalhenta; grão simples; solta, solta, não plástica e ligeiramente pegajosa.

R - 27+

OBSERVAÇÕES: O contato do horizonte C com a rocha é ondulado.

- Todos os horizontes apresentaram efervescência violenta com HCl (10%).
- Todos os horizontes apresentaram efervescência forte com H₂O₂ (20%).
- Densidade não coletada devido alta frequência de fragmentos de rocha.
- Não foram coletadas amostras para análise micromorfológica.

Perfil 4- Análises físicas e químicas

Horizonte	Prof.	Frações da amostra total g.kg ⁻¹			Composição granulométrica da Terra Fina (g.kg ⁻¹)				Grau de Floculação %	Relação Silte/ Argila	Densidade Mg.m ⁻³		Porosidade %	Textura
	cm	Calhaus	Cascalhos	Terra Fina	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila			Dp	Ds		
A	0-10	315	122	563	346	17	450	187	100	2,42	2,15	-	-	Franca cascalhenta
C	10-27 (24-27)	312	166	522	400	16	381	204	100	1,87	2,18	-	-	Franca cascalhenta
R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Horizonte	pH				Complexo Sortivo (cmol _c .kg ⁻¹)								Saturação por Bases %	Saturação por Alumínio %
	H ₂ O	KCl	CaCl ₂	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	S	Na	H	Al	T	T argila		
A	8,4	7,5	7,6	15,0	1,4	0,23	16,9	0,30	0,0	0,0	16,9	90,8	100	0
C	8,3	7,5	7,5	13,4	0,9	0,10	14,5	0,10	0,0	0,0	14,5	71,3	100	0
R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Horizonte	COT g.kg ⁻¹	Ataque Sulfúrico g.kg ⁻¹				Relações moleculares		-	Saturação por sódio %	P Olsen mg.kg ⁻¹	-	-	-	Equivalente de CaCO ₃ g.kg ⁻¹
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	ki	kr							
A	23,3	74	97	35	4,4	1,3	1,05		2	18				325,0
C	20,6	13	119	42	3,4	0,19	0,15		1	19				472,0
R	-	9	30	1	0,3	0,51	0,50		-	-				-