

HEDINALDO NARCISO LIMA

**GÊNESE, QUÍMICA, MINERALOGIA E MICROMORFOLOGIA DE SOLOS DA
AMAZÔNIA OCIDENTAL**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de "*Doctor Scientiae*"

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2001

HEDINALDO NARCISO LIMA

**GÊNESE, QUÍMICA, MINERALOGIA E MICROMORFOLOGIA DE SOLOS DA
AMAZÔNIA OCIDENTAL**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de "*Doctor Scientiae*"

A minha mulher Lília e a minha filha Júlia.

Aos meus pais Maria do Socorro e José Narciso.

Aos meus irmãos e sobrinhos.

Dedico.

AGRADECIMENTO

A Deus.

À Universidade do Amazonas pelo incentivo e pela liberação.

À Universidade Federal de Viçosa, especialmente ao Departamento de Solos, pela oportunidade.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de estudos.

Ao Professor Jaime Wilson Vargas de Mello, pela orientação, pela amizade, pelos ensinamentos, pelo apoio e pelo bom humor, que tornaram o aprendizado e o trabalho mais prazeroso.

Ao Professor Carlos Ernesto G. R. Schaefer, cujos ensinamentos, convívio, entusiasmo, desapego e amizade tive o privilégio de desfrutar ao longo destes anos, sou especialmente grato.

Ao Professor João Carlos Ker, pelos ensinamentos, pelas críticas e sugestões a este trabalho, pela amizade e as pelas boas conversas.

Aos demais professores do Departamento de Solos, em especial Professor Liovando M. da Costa, pelos ensinamentos.

Ao Professor Nilton Curi e ao Dr. Antônio Francisco de Sá e Melo Marques pelas críticas e sugestões a este trabalho.

Ao Professor R. Gilkes, Perth, W.A., pelo apoio na realização das análises em M.E.V./E.D.S.

Ao Dr. Manuel Cravo e funcionários da Estação Experimental do Caldeirão (EMBRAPA Amazônia Ocidental) e a Dolores (Universidade do Amazonas), pelo apoio na coleta de amostras em Iranduba e Benjamin Constant, respectivamente.

Aos alunos de graduação Augusto Miguel do Nascimento Lima e Juscimar da Silva, pela ajuda nos trabalhos de laboratório e pela saudável convivência.

Aos Professores do Departamento de Engenharia Agrícola e Solos da Universidade do Amazonas, pelo apoio e pela substituição com boa vontade.

A Dona Albertina, Seu Aristides, Pepe, Arlindo, Alberto, Alriza, Alice, Alcides e Anísio, por todo apoio, pelo carinho e pelo ambiente de família que me proporcionaram nos primeiros anos fora de minha casa, sou profundamente grato.

Aos amigos Tônico e Cleusa, Paulo Gabriel, Oldair Vinhas, Renato Passos, Vander Melo, Walter Abrahão, Marcelo Metri, Fernando Egreja, Fernando Cartaxo, Manuel Ricardo, Cristiane Oliveira, Valdinar Melo, Meubles Borges, Marlos Bezerra, Claudivan, Josias Miranda e Jorge Matos, pelo apoio e pela amizade, que tornaram os dias em Viçosa mais agradáveis.

Aos Funcionários do Departamento de Solos, em especial, Geraldo Robésio, Carlinhos, José Francisco, Carlos, Cláudio, Jorge, Zélia e Carlos Henriques, pela ajuda e pela boa vontade.

ÍNDICE

	Página
RESUMO	viii
ABSTRACT	xi
INTRODUÇÃO GERAL	1
CAPÍTULO 1	
GÊNESE, QUÍMICA E MINERALOGIA DE DUAS SEQÜÊNCIAS DE SOLOS DA BACIA SEDIMENTAR DO AMAZONAS	4
1. INTRODUÇÃO	4
2. MATERIAL E MÉTODOS	8
2.1. Caracterização geral das áreas de estudo	8
2.2. Seleção, coleta e preparo das amostras	10
2.3. Análises físicas, químicas e mineralógicas	13
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	16
3.1. Análise granulométrica	16
3.2. Composição mineralógica dos solos	18
3.2.1. Fração argila	18
3.2.2. Fração silte	42
3.2.3. Fração areia fina	42
3.3. Características químicas	43
3.4. Alumínio, ferro e manganês extraídos por ditionito-citrato de sódio e oxalato de amônio na fração argila dos solos	47
3.5. Teor total de elementos-traços	54
3.6. Capacidade máxima de adsorção de fosfato (CMAF)	57

3.7. Carbono orgânico total e substâncias húmicas	61
4. CONCLUSÕES	65
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	68
 CAPÍTULO 2	
DINÂMICA DA MOBILIZAÇÃO DE ELEMENTOS EM SOLOS DA AMAZÔNIA SUBMETIDOS À INUNDAÇÃO	
	75
1. INTRODUÇÃO	75
2. MATERIAL E MÉTODOS	78
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	82
3.1. Ferro	82
3.2. Manganês	85
3.3. Alumínio	88
3.4. Silício	90
3.5. Fósforo	91
3.6. Alterações nos teores dos cátions trocáveis	96
3.6.1. Cálcio e magnésio	96
3.6.2. Sódio e potássio	99
4. CONCLUSÕES	103
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	105
 CAPÍTULO 3	
GÊNESE, QUÍMICA E MINERALOGIA DE SOLOS ANTROPOGÊNICOS (TERRA PRETA DE ÍNDIO) DA AMAZÔNIA	
	108
1. INTRODUÇÃO	108
2. MATERIAL E MÉTODOS	112
2.1. Localização da área de estudo e seleção dos solos	112
2.2. Análises físicas, químicas e mineralógicas	113
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	116
3.1. Cor e textura	116
3.2. Características químicas e mineralógicas	118
3.3. Formas e conteúdo de fósforo	125
3.4. Carbono orgânico total e frações húmicas	127
3.5. Elementos-traços	129
4. CONCLUSÕES	131

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	133
CAPÍTULO 4	
MICROMORFOLOGIA E MICROQUÍMICA DAS FORMAS DE FÓSFORO EM TERRA PRETA DE ÍNDIO DO MÉDIO AMAZONAS	136
1. INTRODUÇÃO	136
2. MATERIAL E MÉTODOS	138
2.1. Localização da área de estudo e seleção dos solos	138
2.2. Micromorfologia e microanálises em seções finas dos horizontes Ap, AB (antrópicos) e Bw de uma Terra Preta e do Bw de um Latossolo Amarelo não-anthropogênico	138
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	140
3.1. Feições micromorfológicas	140
3.2. Análises microquímicas em MEV/EDS da seqüência de horizontes Ap, AB e Bw1 da Terra Preta e do horizonte Bw2 do Latossolo Amarelo distrófico típico	142
3.2.1. Horizonte A antrópico	142
3.2.2. Horizonte AB	147
3.2.3. Horizontes B latossólicos: Terra Preta comparado ao Latossolo Amarelo distrófico	150
3.3. Fragmentos de cerâmica no epipedon antrópico	156
4. CONCLUSÕES	161
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	163
APÊNDICE	165

RESUMO

LIMA, Hedinaldo Narciso, D.S., Universidade Federal de Viçosa, agosto de 2001.

Gênese, química, mineralogia e micromorfologia de solos da Amazônia Ocidental. Orientador: Jaime Wilson Vargas de Mello. Conselheiros: Carlos Ernesto Gonçalves Reynaud Schaefer e João Carlos Ker.

Solos representativos da várzea e da terra firme e solos antropogênicos da Amazônia foram submetidos a análises físicas, químicas e mineralógicas com o propósito de conhecer melhor aspectos de sua gênese, química e mineralogia. Amostras desses solos foram mantidas sob inundação por seis meses e alíquotas da solução, coletadas e analisadas, periodicamente, para o entendimento da dinâmica da mobilização de alguns elementos em solos inundados. Estudaram-se, comparativamente, aspectos da micromorfologia e da microquímica de um solo antropogênico (Terra Preta de Índio) e de um solo não-antropogênico (Latossolo Amarelo) com o propósito de identificar as fontes primárias de P, sua morfologia, suas características químicas, sua distribuição e relação com a

estrutura do solo. As análises mostraram diferenças expressivas entre os vários solos analisados: os solos de várzea mostraram maior fertilidade natural, maior teor de silte e maior diversidade mineralógica, o que é consistente com um material de origem mais rico, drenagem mais restrita e menor grau de pedogênese; os solos de terra firme, especialmente os Latossolos, derivados de sedimentos mais antigos, mais pobres e mais bem drenados, apresentaram baixa fertilidade natural, baixo teor de silte e menor diversidade mineralógica. As características químicas e mineralógicas dos solos de várzea, o relevo plano e a proximidade dos rios confirmam o elevado potencial agrícola destes solos, todavia, as enchentes anuais, as dificuldades de mecanização, a necessidade de preservação de matas ciliares e os riscos de contaminação da água por insumos agrícolas constituem importantes aspectos a serem considerados no uso e na ocupação da várzea. Observa-se que a inundação exerceu importante influência na dinâmica dos elementos, principalmente Fe e Mn, cuja mobilização foi mais intensa, sobretudo nas primeiras semanas. Os teores de Fe em solução foram mais elevados nas amostras mais ricas em Fe amorfo e com conteúdo mais elevado de matéria orgânica. O teor de P em solução foi influenciado por todas as formas de P, principalmente pelo P ligado ao Fe. Os teores de Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+ , em solução, foram diretamente influenciados por seus respectivos teores trocáveis e pela cinética do Fe e do Mn. As análises dos solos antropogênicos indicam, ainda, que as alterações resultantes de ações humanas, como incorporação de resíduos orgânicos, e os efeitos do fogo no horizonte superficial destes solos, também se manifestam sobre algumas das características químicas do horizonte subsuperficial. Observa-se, ainda, que é possível distinguir as Terras Pretas dos solos adjacentes, por meio da cor, da presença de fragmentos

de cerâmica e material lítico no horizonte superficial, dos teores de fósforo e cálcio, da composição das substâncias húmicas, do conteúdo de óxidos de manganês, todavia, é improvável distinguí-los, com segurança, por meio da composição mineral, do conteúdo de óxidos de Fe, da substituição de Fe por Al e da capacidade máxima de adsorção de fosfato. As análises micromorfológicas e microquímicas evidenciam que microfragmentos de apatita biogênica na forma de ossos e espinhas de peixe, com morfologias variadas, constituem a reserva primária de P e Ca das Terras Pretas. Formas secundárias e complexas de P ligado a Al e Fe são provenientes da intensa pedoturbação, incorporando P em profundidade. Fragmentos cerâmicos constituem reserva não-trocável de K, sendo, provavelmente, provenientes de materiais oriundos da várzea, ricos em argilominerais 2:1. Finalmente, considera-se que fertilidade elevada das Terras Pretas é resultado de uma conjunção favorável de aportes minerais e orgânicos, que tornaram os estes solos altamente enriquecidos em formas não-trocáveis.

ABSTRACT

LIMA, Hedinaldo Narciso, D.S., Federal University of Viçosa, August 2001.

Genesis, chemistry, mineralogy and micromorphology of soils from Western Amazonia. Adviser: Jaime Wilson Vargas of Mello. Committee members: Carlos Ernesto Gonçalves Reynaud Schaefer and João Carlos Ker.

Representative soils of floodplain (várzea), upland (terra firme) and anthropogenic soils (Black Earth of Indian) from Amazonia were submitted to physical, chemical and mineralogical analysis, in order to study aspects of its genesis, chemistry and mineralogy. Soil samples were flooded during six months and aliquots of the solution were periodically collected and analyzed for studying the dynamics of the mobilization of some elements. Aspects of micromorphology and of the microchemistry of an anthropogenic soil in comparison with a non-anthropogenic soil (Oxisol) were also studied. The purpose was to identify the primary P sources, their morphology, chemical characteristics, profile distribution and their relationship with the structure of the soil. The analysis showed

expressive differences among soils: the floodplain soils showed higher natural fertility, silt content and mineralogical diversity, in agreement with a richer parent material, restricted drainage and lower pedogenesis degree; the upland soils, especially Oxisols, derived from older and poor sediments and well-drained, presented low natural fertility, silt content and mineralogical diversity. The chemical and mineralogical characteristics of the floodplain soils, the smooth relief and proximity of rivers confirm the high agricultural potential of these soils. However, the annual inundations, the mechanization difficulties, the need to preserve ciliary forests, and the risks of water contamination by agricultural inputs constitute important aspects to be considered for use and occupation of the floodplain. It is observed that the flooding markedly influenced the elements dynamics, mainly Fe and Mn, which were intensely mobilized during the first weeks of flooding. The contents of Fe in solution were higher in samples with higher amorphous Fe and organic matter. All P forms influenced the content of P in solution, mainly, the P-Fe forms. The contents of Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ and Na^+ in solution were influenced directly by its respective exchangeable contents and by Fe and Mn kinetics. The analysis of anthropogenic soils indicate that the alterations by human actions, such as incorporation of organic residues, and the effects of fire in the superficial horizon, also influenced some of the chemical characteristics of the subsurface. It is still observed that is possible to distinguish the anthropogenic soils from adjacent ones, based on their color, presence of ceramic fragments and lithic material in the superficial horizon, phosphorus, calcium and Mn oxides contents and composition of humic substances. Nevertheless, it is difficult to accurately distinguish them, based on mineral composition, content of Fe oxides, Al for Fe substitution and phosphate maximum

adsorption capacity. The micromorphology and microchemistry evidence that microfragments of biological apatite in form of bones and fish spines with varied morphologies, constitute the primary source of P and Ca in anthropogenic soils. Secondary and complex forms of P-Al and P-Fe result from intense pedoturbation, which incorporate P in depth. Ceramic fragments probably made of floodplain materials rich in 2:1 clays constitute the non-exchangeable K source. Finally, it is considered that the high fertility of anthropogenic soils results from a favourable conjunction of mineral and organic contributions, making these soils highly enriched in non-exchangeable forms.

INTRODUÇÃO GERAL

Os primeiros naturalistas que visitaram a Amazônia associaram tamanha riqueza da flora a uma riqueza química do ambiente: “as florestas primordiais das zonas equatoriais são soberbas e grandiosas por sua vastidão e por mostrarem uma força de desenvolvimento e um vigor nunca testemunhados em climas temperados” (WALLACE, 1870). BATES (1944) também imaginava que a floresta dependia de uma riqueza abundante do solo. Todavia, o conhecimento atual parece negar esta correlação, notadamente no ambiente mais bem drenado de terra firme.

O conhecimento dos solos da Amazônia, cujos estudos sistemáticos tiveram início a partir de 1950 (FALESI, 1986; RODRIGUES, 1996), é ainda incipiente. Apesar de inúmeros trabalhos e do esforço despendido por um grande número de pesquisadores que têm contribuído para o avanço do conhecimento dos solos da Amazônia, há, no interesse de todas as ciências naturais, necessidade de ampliar este conhecimento para uma melhor compreensão dos ecossistemas amazônicos, especialmente seus solos, suas inter-relações e adaptações, em resposta às intervenções humanas.

O presente estudo busca, em suma, contribuir para esta ampliação. Com este propósito, foram analisados solos representativos da bacia sedimentar do Amazonas, na Amazônia Ocidental, em duas seqüências que se estendem desde a terra firme até a várzea, a fim de contribuir para o conhecimento da gênese, química, mineralogia e micromorfologia desses solos. Analisaram-se também três perfis de solos antropogênicos (Terra Preta de Índio), de dois sítios arqueológicos diferentes, que foram comparados com os solos adjacentes de terra firme e com os solos de várzea.

Os resultados deste estudo são apresentados e discutidos em quatro capítulos: no primeiro capítulo, são apresentados e discutidos os principais atributos químicos e mineralógicos de solos de terra firme e de várzea; bem como analisados os aspectos mais importantes de sua gênese; no segundo capítulo, são mostrados as mais importantes alterações na dinâmica da mobilização de alguns nutrientes e outros elementos de importância ambiental, dos solos estudados no Capítulo 1, bem como dos solos antropogênicos, submetidos a inundação. Além disso, discutiram-se algumas das implicações ambientais e agronômicas decorrentes dos processos redução e oxidação, que se manifestam principalmente nos solos de várzea, em razão das oscilações no nível das águas resultantes das enchentes e vazantes sazonais dos rios da região; no terceiro capítulo, são apresentados e discutidos, comparativamente, os resultados das análises químicas, físicas e mineralógicas, identificando-se atributos comuns e distintos, além de aspectos da gênese das Terras Pretas em relação aos solos adjacentes de terra firme e aos solos de várzea, considerando-se que parte dos resíduos orgânicos incorporados aos solos de terra firme, que resultou na formação dos solos antropogênicos, foi proveniente da várzea; e, finalmente, no

quarto capítulo, mostram-se os resultados de estudos de micromorfologia de um perfil de Terra Preta em comparação a um perfil de Latossolo Amarelo adjacente, além de mapeamentos microquímicos com espectrometria de dispersão de raios-X (EDS) acoplado a microscópio eletrônico de varredura (MEV). Estes estudos foram realizados para identificar as fontes primárias e secundárias de fósforo presentes nos solos antropogênico e não-antropogênico, bem como, sua morfologia, suas características químicas, sua distribuição e sua relação com a estrutura do solo.

CAPÍTULO 1

GÊNESE, QUÍMICA E MINERALOGIA DE DUAS SEQÜÊNCIAS DE SOLOS DA BACIA SEDIMENTAR DO AMAZONAS

1. INTRODUÇÃO

As características químicas e mineralógicas dos solos da Amazônia são, em grande parte, ditadas pela natureza do material de origem. Áreas extensas de solos ricos e eutróficos só existem onde há influência atual (planície aluvial) ou pretérita (terraços e baixos planaltos das bacias do Acre e do Alto Amazonas) de sedimentos andinos; ou, ainda, onde afloram rochas de riqueza química maior (calcários e margas em Monte Alegre-Ererê; basaltos e diabásios em Roraima, Pará e Amapá). De modo geral, nas demais áreas, as condições bioclimáticas atuais, as características do material de origem e as geoformas levam à formação de solos profundos e intemperizados.

O controle geomorfológico na distribuição dos solos amazônicos é marcante: geoformas colinosas e residuais aplainados de baixos platôs estão geralmente associados a Latossolos Vermelho-Amarelos em áreas de rochas cristalinas ou Latossolos Amarelos nas áreas de sedimentos terciários; nos terços médio e inferior das colinas ou residuais aplainados ocorrem Argissolos, podendo apresentar plintita ou petroplintita, Neossolos Quartzarênicos e Espodossolos. Na planície aluvial (várzea) dos rios de águas brancas, predominam-se Gleissolos e Neossolos Flúvicos. Plintossolos e solos com caráter plíntico são predominantes nas terras baixas do Alto Amazonas, nos interflúvios Madeira/Purus/Juruá e Solimões/Japurá (SCHAEFER et al., 2000).

A planície de inundação fluvial de deposição holocênica, que margeia os rios de águas brancas (rios de águas barrentas ricas de material em suspensão, como o Amazonas, o Madeira, o Purus) da Amazônia e que está sujeita a inundações sazonais é, regionalmente, denominada várzea. Compreende grandes faixas de terras marginais aos rios de águas brancas, compondo uma planície aluvial que pode alcançar até 100 km de largura, o que mostra um sistema complexo de canais, lagos, ilhas e diques marginais (SIOLI, 1951; MOREIRA, 1977; IRIONDO, 1982).

Os solos de várzea desenvolvem-se sobre sedimentos holocênicos, recentemente depositados. O nível elevado do lençol freático e a inundação periódica a que estão sujeitos limitam o processo pedogenético. Por isso, são solos jovens e, em alguns casos, apenas sedimentos em processo incipiente de pedogênese. Por sua natureza sedimentar recente, esses solos guardam estreita relação com o material de origem, sedimentos provenientes das regiões andina e

subandina que são transportados pelos rios que drenam a região e se depositam na planície aluvial (GIBBS, 1964; IRION, 1976; JUNK, 1980; FALESI, 1986).

Na várzea, os solos normalmente possuem teores elevados de silte e de areia fina. São, predominantemente, eutróficos, com elevada capacidade de troca de cátions e elevados teores de cátions trocáveis, especialmente cálcio, magnésio e, em alguns casos, sódio e alumínio. Em contraste aos solos bem drenados de terra firme, apresentam reação menos ácida, níveis mais elevados de nutrientes, menores teores relativos de alumínio trocável e argila de atividade alta.

Os solos de várzea apresentam composição mineralógica bastante variada, como reflexo da diversidade e da natureza recente do material de origem, das condições periódicas de hidromorfismo e do reduzido grau de pedogênese. Os poucos estudos sobre a mineralogia desses solos revelam a presença de minerais primários notadamente mica, clorita e feldspatos, além de conteúdo apreciável de esmectita, caulinita e vermiculita (SOMBROEK, 1966; KITAGAWA e MOLLER, 1979; IRION, 1984; MOLLER, 1986). Os minerais considerados acessórios também são bastante variáveis como caulinita, mica, quartzo, feldspato, montmorilonita, vermiculita, aluminosa, lepidocrocita, hematita e gibbsita (MOLLER, 1991).

Na várzea está concentrada a maior faixa contínua de solos férteis da Amazônia. Pelas características de seus solos, proximidade dos rios, que servem como canal de transporte, e dos lagos altamente piscosos, a várzea é a parte da Amazônia mais intensamente utilizada para a pesca e a agricultura. Todavia, a drenagem mais restrita e a variação anual do nível dos rios, que pode chegar a 10 m entre os picos de cheia e de vazante (IRION, 1986), o que limita o cultivo a alguns meses do ano.

As porções de terra situadas acima das áreas de influencia dos rios e que, portanto, não sofrem hidromorfismo, são regionalmente denominadas terra firme. Os solos bem drenados de terra firme da bacia sedimentar do Amazonas são formados a partir de sedimentos terciários da formação Alter do Chão/Barreiras originados de material pré-intemperizado dos escudos cristalinos das Guianas e do Brasil Central.

As características do material de origem, as boas condições de drenagem, o tempo de exposição e a atuação dos agentes bioclimáticos resultaram em solos profundos e em avançado estágio de intemperismo. São solos ácidos, pobres em nutrientes, com teores relativamente elevados de alumínio trocável e baixos valores de soma de bases e de capacidade de troca de cátions (FALESI, 1986; VIEIRA e SANTOS, 1987; RODRIGUES, 1996). A composição mineralógica desses solos é dominada por caulinita, ocorrem, ainda, goethita, gibbsita, hematita, mica, quartzo, minerais filossilicatos 2:1 e feldspatos como minerais acessórios ou traços (KITAGAWA e MOLLER, 1979).

Este trabalho teve por objetivos caracterizar os principais atributos químicos e mineralógicos de solos de duas seqüências da bacia sedimentar do Amazonas, que se estendem desde a terra firme até a várzea; enfatizar aspectos de sua gênese, visando contribuir para um maior conhecimento do ecossistema amazônico, particularmente dos seus solos.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. Caracterização geral das áreas de estudo

Foram selecionadas duas áreas de estudo na bacia sedimentar do Amazonas, no estado do Amazonas, situadas dentro do domínio das terras baixas extensivas da Amazônia brasileira (Ab'SÁBER, 1996) (Figura 1). A primeira, localiza-se na bacia do Médio Amazonas, município de Iranduba, na margem esquerda do rio Solimões, próximo à confluência deste com o rio Negro. Nesta área, a terra firme é recoberta por sedimentos cretáceos/terciários da formação Alter do Chão (DAEMON, 1975; SANTOS, 1984). A segunda, localiza-se na bacia do Alto Amazonas, município de Benjamin Constant, próximo à fronteira Brasil-Peru. Nesta segunda área, a terra firme é recoberta por sedimentos terciários da Formação Solimões (RADAMBRASIL, 1977) e quaternários da Formação Içá (SANTOS, 1984). Em ambas as áreas, a várzea é recoberta por sedimentos quaternários holocênicos (SIOLI, 1951; SOMBROEK, 1966).

Figura 1 – Mapa de localização das áreas de estudo na Amazônia Ocidental.

2.2. Seleção, coleta e preparo das amostras

Em cada área foi selecionada uma seqüência de solos que se estende desde a terra firme até a várzea. Em seguida foram abertas as trincheiras para descrição dos solos, segundo LEMOS e SANTOS (1996) e coleta das amostras. Os solos foram classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999). A seqüência do Médio Amazonas compreende cinco solos: Latossolo Amarelo distrófico típico - LAd; Latossolo Amarelo distrófico petroplíntico - LAd_c; Plintossolo Háptico distrófico típico - FXd; Glessolo Háptico Ta eutrófico - GXve; e Neossolo Flúvico Ta eutrófico – RUve (Figura 2; Quadro 1). A seqüência do Alto Amazonas compreende três solos: Alissolo Hipocrômico argilúvico – APT; Plintossolo Argilúvico aluminico abruptico – FTa; e Neossolo Flúvico Ta eutrófico – RUve (Figura 3; Quadro 1).

Quadro 1 - Solos selecionados, material de origem e localização

Solo	Material de origem	Localização
Seqüência 1 - Médio Amazonas		
Latossolo Amarelo distrófico típico – LAd	Sedimentos da Formação Alter do Chão	Irاندuba (AM)
Latossolo Amarelo distrófico petroplíntico – LAd _c	Sedimentos da Formação Alter do Chão	Irاندuba (AM)
Plintossolo Háptico distrófico típico – FXd	Sedimentos da Formação Solimões	Irاندuba (AM)
Gleissolo Háptico Ta eutrófico – GXve	Sedimentos holocênicos	Irاندuba (AM)
Neossolo Flúvico Ta eutrófico – RUve	Sedimentos holocênicos	Irاندuba (AM)
Seqüência 2 - Alto Amazonas		
Alissolo Hipocrômico argilúvico – APT	Sedimentos da Formação Içá	Benjamin Constant (AM)
Plintossolo Argilúvico aluminico abruptico – FTa	Sedimentos da Formação Içá	Benjamin Constant (AM)
Neossolo Flúvico Ta eutrófico – RUve	Sedimentos holocênicos	Benjamin Constant (AM)

2.3. Análises físicas, químicas e mineralógicas

As amostras foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneiras de 2 mm de abertura de malha, obtendo-se a terra fina seca ao ar (TFSA), a partir da qual foram realizadas as seguintes análises, de acordo com metodologias-padrão descritas por EMBRAPA (1997). Realizou-se a análise granulométrica pelo método da pipeta. O pH foi determinado em água e em solução de KCl 1 mol L⁻¹ em suspensão solo/solução relação 1/2,5. Extraíram-se os cátions trocáveis por KCl 1 mol L⁻¹ e os quantificaram por espectrometria de absorção atômica (Ca²⁺ e Mg²⁺) e fotometria de chama (Na⁺ e K⁺). Al³⁺ foi extraído por KCl 1 mol L⁻¹ e determinado por titulometria com NaOH. H + Al foram extraídos por acetato de cálcio 0,5 mol L⁻¹ a pH 7,0 e quantificados por titulometria com NaOH. P “disponível” foi extraído por extrator Mehlich-1 e quantificado pelo método do ácido ascórbico, como descrito por KUO (1996).

Os teores de Fe, Al e Mn, da fração argila e TFSA, extraídos por ditionito-citrato de sódio (COFFIN, 1963), e por oxalato ácido de amônio (SCHWERTMANN, 1964) e os teores totais de elementos-traços das frações argila, silte e areia fina, solubilizadas por uma mistura de HF + HNO₃ + HCl (USDA, 1996), foram quantificados por espectrometria de absorção atômica.

Realizou-se o fracionamento das substâncias húmicas, segundo SWIFT (1996), e o carbono orgânico total foi determinado de acordo com procedimentos descritos por YEOMANS e BREMNER (1988). O ataque sulfúrico foi realizado como descrito por EMBRAPA (1997). O fósforo remanescente e a capacidade máxima de adsorção de fosfato foram realizados segundo ALVAREZ e FONSECA (1990).

Realizou-se a difratometria de raios-X da fração argila, de acordo com procedimentos descritos por WHITTIG e ALLARDICE (1986) e USDA (1996). Os difratogramas foram obtidos a uma velocidade do goniômetro de $2^\circ 2\theta/\text{min}$ com amplitude de 2 a $50^\circ 2\theta$. O difratômetro, equipado com tubo de cobre e filtro de níquel, utilizando radiação $\text{CuK}\alpha$, foi operado a 25 mA e 35 kV para todas as análises realizadas. As amostras, nas quais se verificou a presença de minerais silicatados 2:1, foram tratadas para diferenciação dos seguintes minerais: a) saturação por Mg e secagem ao ar, para diferenciar minerais expansíveis (vermiculita e montmorilonita) dos não-expansíveis (mica); b) saturação por Mg e solvatação com glicerol, para diferenciar vermiculita e esmectita; e c) saturação por K e secagem ao ar para diferenciar clorita, vermiculita e vermiculita com hidróxi entre camadas (VHE). As lâminas saturadas por K, após analisadas, foram aquecidas a 300°C para diferenciar clorita e VHE e, posteriormente, aquecidas a 500°C por duas horas para diferenciar clorita e minerais interestratificados e concentrar minerais 2:1. As amostras foram montadas em lâminas de vidro, orientadas e analisadas por DRX, como descrito anteriormente.

Para facilitar a identificação dos óxidos de Fe presentes na fração argila, esta foi tratada com solução $\text{NaOH } 5 \text{ mol L}^{-1}$ (NORRISH e TAYLOR, 1961). As lâminas de óxidos de Fe foram analisadas em uma amplitude de 15 a $80^\circ 2\theta$, a uma velocidade do goniômetro de $2^\circ 2\theta/\text{min}$, utilizando-se tubo de ferro como fonte de radiação.

As lâminas de silte foram analisadas numa amplitude de 4 a $40^\circ 2\theta$ a uma velocidade do goniômetro de $2^\circ 2\theta/\text{min}$, estando o difratômetro equipado com tubo de ferro. A fração areia fina foi triturada em almofariz de ágata e as lâminas

preparadas em pó (não-orientadas) e analisadas sob as mesmas condições descritas para a fração silte, porém numa amplitude de 4 a 65 °2θ.

Alguns difratogramas selecionados da fração argila desferrificada são apresentados no corpo da tese, os demais são apresentados no apêndice, exceto aqueles tratados com K e aquecidos a 300 °C, tratados com Mg e solvatados com glicerol e tratados com NaOH 5 mol L⁻¹.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Análise granulométrica

Na seqüência do Médio Amazonas, os solos de terra firme (Latosolos) revelam composição granulométrica, na qual há predomínio da fração areia (areia grossa + areia fina) nos horizontes superficiais (A e AB) e baixos teores de silte (Quadro 2). Na várzea, predominam-se as frações mais finas, silte e argila, com virtual ausência da fração areia grossa. Os teores de silte são elevados na várzea, notadamente no Gleissolo, onde representam mais de 50% da composição granulométrica em todo o perfil, o que revela o baixo grau de pedogênese deste ambiente. No Plintossolo, a argila é predominante em todo o perfil, com teores relativamente elevados de silte e baixos teores de areia.

Na seqüência do Alto Amazonas a fração areia grossa ocorre em níveis muito baixos tanto na terra firme quanto na várzea. Os teores de silte são elevados mesmo no solo de terra firme, o que indica uma deposição mais recente e um menor grau de pedogênese deste ambiente, em comparação ao ambiente de terra firme da bacia do Médio Amazonas.

Quadro 2 - Análise granulométrica, argila dispersa em água, grau de floculação e classificação textural dos solos estudados

Horizonte	Prof. (cm)	Areia		Silte	Argila	ADA ¹	GF ²	Classe textural
		Grossa	Fina					
----- % -----								
Seqüência 1 – Médio Amazonas								
Latossolo Amarelo distrófico típico								
A	0 – 18	39	22	6	33	7	79	Franco argilo arenoso
AB	18 – 40	33	20	5	42	13	69	Argila arenosa
BA	40 – 64	27	21	4	48	1	98	Argila arenosa
Bw ₁	64 – 90	23	19	5	52	1	98	Argila
Bw ₂	90 - 150	18	12	4	56	1	98	Argila
Latossolo Amarelo distrófico petroplúntico								
A	0 – 20	34	22	5	39	9	77	Argila arenosa
AB	20 – 40	29	22	3	46	10	78	Argila arenosa
Bw	40 – 95	27	18	5	50	1	98	Argila
Bwc	95 - 150	20	18	4	58	1	98	Argila
Plintossolo Háptico distrófico típico								
A	0 – 20	0	1	32	67	45	18	Muito argilosa
Btf	20 – 60	0	1	31	68	9	87	Muito argilosa
C	60 – 120	7	3	27	63	16	75	Muito argilosa
Gleissolo Háptico Ta eutrófico								
A	0 – 13	0	3	70	27	15	44	Franco argilo siltoso
ACg	13 – 35	1	5	65	29	22	24	Franco argilo siltoso
Cg	35 – 62	0	6	65	29	20	31	Franco argilo siltoso
2Cg	62 – 100	0	0	58	42	32	24	Argila siltosa
Neossolo Flúvico Ta eutrófico								
A	0 – 5	0	48	37	15	9	40	Franco
2C ₂	24 – 34	0	44	38	18	8	56	Franco
5C ₅	50 – 150	0	14	59	27	17	37	Franco argilo siltoso
Seqüência 2 – Alto Amazonas								
Alissolo Hipocrômico argilúvico típico								
A	0 – 15	2	18	44	36	19	47	Franco argisolo
Bt	15 – 70	1	08	31	60	34	43	Argila
C	70 – 100	1	35	25	39	31	20	Franco argiloso
2C ₂	100 – 150	6	06	40	48	8	83	Argila siltosa
Plintossolo Argilúvico alumínico abrupto								
A	0 – 15	2	52	28	18	3	83	Franco arenoso
Btf	15 – 30	1	16	31	52	33	36	Argila
C	30 – 120	2	13	25	60	31	48	Argila
Neossolo Flúvico Ta eutrófico								
A	0 – 14	1	01	68	30	12	60	Franco argilo siltoso
C	14 – 28	1	01	46	52	36	31	Argila siltosa
2C ₂	28 – 70	1	23	62	14	12	14	Franco siltoso
3C ₃	70 - 100	1	18	69	12	12	0	Franco siltoso

¹Argila dispersa em água; ²Grau de floculação

A ausência de areia grossa nos solos de várzea indica a incapacidade dos cursos d'água em transportar sedimentos mais grosseiros até a planície de sedimentação, uma vez que sedimentos arenosos, areias médias e finas são

transportados dos Andes pelas águas do rio Amazonas e ao se depositarem formam barras alongadas paralelas às margens, extensas barras em pontal ou longos bancos transversais ao rio (HERNANI et al., 1982).

3.2. Composição mineralógica dos solos

Há grandes diferenças na composição mineralógica dos solos avaliados, as quais parecem estar associadas, principalmente, às características do material de origem, das condições de drenagem e à posição na paisagem. Na várzea, como reflexos da deposição mais recente, da maior riqueza do material de origem e condições atuais de renovação, das inundações sazonais e da drenagem mais restrita, a diversidade de composição mineralógica alcança maior expressão. Esta riqueza diminui à medida que os sedimentos tornam-se mais antigos e quando não há renovação pela ausência de novas deposições. Na terra firme do Médio Amazonas, bem drenada e associada a sedimentos mais antigos, a diversidade mineralógica é menor (Quadro 3).

3.2.1. Fração argila

A composição mineralógica da fração argila dos Latossolos revela nítida dominância de caulinita e traços de vermiculita, certamente, vermiculita com hidróxi entre camadas, notadamente no horizonte superficial destes solos (Figura 4). Entre os óxidos há predomínio de goethita, com traços de hematita, anatásio e rutilo (Quadro 3). Esta composição, que se repete na grande maioria dos solos bem drenados da região Amazônica brasileira, é um reflexo da pobreza do material de origem, das boas condições de drenagem e do relativo maior tempo de exposição dos sedimentos aos agentes bioclimáticos.

Figura 4 – Difratoformas de raios-X da fração argila desferrificada dos Latossolos avaliados. (Ct – caulinita; Vm – vermiculita).

Não se detectou a presença de gibbsita na fração argila dos Latossolos estudados, ao contrário do que foi observado por outros autores, trabalhando com Latossolos da região. A gibbsita não parece ser um componente muito abundante nos horizontes superficiais dos Latossolos da Amazônia, e sim restrita a determinados solos na paisagem. SOMBROEK (1966) e MÖLLER (1986) descrevem Latossolos Amarelos e Vermelho-Amarelos desprovidos de gibbsita na fração argila, ao contrário do que foi observado por CHAUVEL (1981), MÖLLER (1986) e KER (1995).

A ausência de gibbsita pode também ser atribuída ao conteúdo de silício da solução do solo, o qual, segundo IRION (1984), é, provavelmente, elevado o suficiente para prevenir a formação de gibbsita. ROSE et al. (1983) e LUCAS et al. (1993) observaram que a Floresta Amazônica recicla quantidades significativas de elementos químicos, particularmente silício e alumínio. Esta reciclagem, segundo esses autores, seria um dos responsáveis para manter a estabilidade da caulinita no solo. CORNU et al. (1998), trabalhando com Latossolos argilosos da região de Manaus (AM), encontraram uma relação molar Si/Al, na solução do solo, da ordem de 8/1. Estes valores, por um lado, evidenciam um teor de silício muito elevado em relação ao alumínio, o que, possivelmente, seria suficiente para garantir não só a estabilidade da caulinita no solo, mas também prevenir a formação de gibbsita. Por outro lado, podem indicar um processo de dessilicificação daqueles Latossolos, com conseqüente concentração de alumínio e ferro, conforme concluíram CORNU et al. (1998).

A ocorrência de hematita estaria associada a possível gênese dos Latossolos amazônicos, os quais teriam sido formados, segundo diversos autores (IRION, 1978 e 1984; LUCAS et al., 1989; COSTA, 1991; HORBE e COSTA

1997), a partir da destruição de crostas ferruginosas lateríticas formadas em períodos mais secos.

Quadro 3 – Composição mineralógica das frações argila, silte e areia fina dos solos estudados, por difratometria de raios-X

Solo	Horiz.	Argila	Silte	Areia fina
Seqüência 1 – Médio Amazonas				
LAd	A	Ct, Vm, Gt, Hm, An, Ru	Qz, Ct, Gt, An, Ru	Qz
	Bw2	Ct, Gt, Hm, An, Ru	Qz, Ct, Gt, An, Ru	Qz
LAd _c	A	Ct, Vm, Gt, , Hm, An, Ru	Qz, Ct, Gt, An,	Qz
	Bw	Ct, Vm, Gt, Hm, An, Ru	Qz, Ct, Gt, An,	Qz
FXd	A	Vm, Mi/Il, Ct, Qz	Qz, Vm, Mi/Il, Ct, Pg	Qz
	B	Vm, Mi/Il, Ct, Qz	Qz, Mi/Il, Ct	Qz
	C	Vm, Mi/Il, Ct, Qz	Qz, Mi/Il, Ct	Qz, Ct, Hm
GXve	A	Cl, Vm, Es, Mi/Il, Ct, Qz	Qz, Ct, Mi/Il, Es, Cl, Vm, Fs	Qz, Mi/Il, Vm, Ct, Fs, Pg
	2Cg	Cl, Vm, Es, Mi/Il, Ct, Qz	Qz, Ct, Mi/Il, Es, Cl, Vm, Fs	Qz, Mi/Il, Vm, Ct, Fs, Pg
RUve	A	Cl, Vm, Es, Mi/Il, Ct, Qz	Qz, Ct, Mi/Il, Es, Cl, Vm, Fs	Qz, Mi/Il, Vm, Ct, Fs, Pg
	5C ₅	Cl, Vm, Es, Mi/Il, Ct, Qz	Qz, Ct, Mi/Il, Es, Cl, Vm, Fs	Qz, Mi/Il, Vm, Ct, Fs, Pg
Seqüência 2 – Alto Amazonas				
APt	A	Vm, Es, Mi/Il, Pf, Ct, Qz	Qz, Mi/Il, Vm, Ct, Fs	Qz, Pg
	Bt	Vm, Mi/Il, Pf, Ct, Qz	Qz, Ct, Mi/Il, Es, Vm, Pf, Pg	Qz
	2C ₂	Vm, Es, Mi/Il, Ct, Qz	Qz, Ct, Mi, Vm, Pg	Qz, Ca, Pg
FTa	A	Vm, Mi/Il, Pf, Ct, Qz	Qz, Mi/Il, Pf, Ct, Pg	Qz
	Btf	Vm, Mi/Il, Pf, Ct, Qz	Qz, Mi/Il, Pf, Ct, Pg	Qz
	C	Vm, Mi/Il, Pf, Ct, Qz	Qz, Mi/Il, Pf, Ct, Pg	Qz, Mi, Pg
RUve	A	Cl, Vm, Es, Mi/Il, Ct, Qz	Qz, Ct, Mi/Il, Es, Cl, Vm, Fs	Qz, Mi/Il, Vm, Ct, Fs, Pg
	3C ₃	Cl, Vm, Es, Mi/Il, Ct, Qz	Qz, Ct, Mi/Il, Es, Cl, Vm, Fs	Qz, Mi/Il, Vm, Ct, Fs, Pg

An – anatásio; Ca – calcita; Ct – caulinita; Cl – clorita; Es – esmectita; Fs – feldspato; Gt – goethita; Hm – hematita; Il – ilita; Mi – mica; Pf – pirofilita; Pg – plagioclásio; Qz – quartzo; Ru – rutilo; Vm – vermiculita

Sob clima tropical úmido e vegetação de floresta, estas crostas ou couraças têm sido intemperizadas por processos de hidratação, redução e lixiviação, com transformação parcial da hematita em goethita (BEAUVAIS e TARDY, 1993). Nos estádios mais avançados deste processo, é provável que a hematita esteja completamente ausente. Por isso, os Latossolos Amarelos da região são freqüentemente desprovidos de hematita na fração argila, como tem

sido observado por diversos autores (SOMBROEK, 1966; KITAGAWA e MÖLLER, 1979; IRION, 1984; MÖLLER, 1986).

Restos de crosta permanecem expostos na parte inferior do perfil do Latossolo Amarelo distrófico petroplíntico (Horizonte Bw), a aproximadamente de 1,00 m de profundidade. No Latossolo Amarelo distrófico típico, até a profundidade avaliada (cerca de 1,80 m), não há evidências de resquícios de antigas crostas lateríticas.

Segundo IRION (1978), nas áreas de platô, a profundidade de ocorrência de resquícios da antiga crosta laterítica é, em média, 10 m. CHAUVEL (1981) também não encontrou indícios de ocorrência de crosta até 3,5 m de profundidade no topo de um platô na região de Manaus. No entanto, podem ser encontrados aflorando nas bordas dos platôs ou próximo à superfície.

Camadas de petroplintita nas áreas de encosta, ocorrem possivelmente em razão da drenagem mais acentuada neste ambiente, o que resulta em menor infiltração e um menor teor de umidade nos perfis das encostas. Nas áreas planas, há maior infiltração e, certamente, um maior tempo de residência da água no perfil. Estas condições facilitam a dissolução de óxidos de ferro nas partes mais elevadas e planas da paisagem e posterior migração do ferro solúvel para as áreas de encostas, a qual, de acordo com KÄMPF e CURI (2000), pode alcançar até 10⁴ m na paisagem. Ao atingir as bordas da encosta, um ambiente mais oxidado, o Fe²⁺ solúvel se reoxida e se precipita (SCHWARZ, 1994), o que possibilita a manutenção de petroplintita neste ambiente, apesar das condições bioclimáticas atuais desfavoráveis a sua ocorrência.

Estudos acerca da micromorfologia desses solos (capítulo 4) revelam a ocorrência de pequenas concreções ferruginosas inseridas no plasma do

horizonte Bw do Latossolo Amarelo distrófico típico. A ocorrência dessas concreções, bem como a presença de hematita, poderiam indicar a presença de antiga crosta laterítica. Não se pode, no entanto, afirmar que este solo tenha sido formada exclusivamente pela intemperização de antigas crostas lateríticas.

Todavia, é mais provável que condições de paleodrenagem mais restrita tenham levado à formação de um horizonte mais rico em plintita na parte inferior do perfil (a exemplo do que se observa atualmente nos Plintossolos e Gleissolos de toda a Amazônia e alguns Argissolos das Bacias do Alto Amazonas e do Acre), com a melhoria das condições de drenagem e um clima mais seco a plintita tenderia a transformar-se em petroplintita, a qual com o estabelecimento das condições climáticas atuais e a da vegetação de floresta tornou-se instável no ambiente e vem sofrendo progressiva destruição. Convém observar, no entanto, que este modelo de gênese ou mesmo aquele postulado pela formação a partir de destruição de crosta lateríticas não pode ser estendido para o ambiente amazônico como um todo.

Menor atenção tem sido dispensada aos óxidos de titânio, mesmo considerando-se a resistência que esses minerais apresentam ao intemperismo, espera-se que ocorram com freqüência nos solos Latossolos da Amazônia derivados de sedimentos intemperizados. De acordo com CHAUVEL (1981), os óxidos de titânio representam entre 2 e 3% da composição mineralógica da terra fina de Latossolos Amarelos. IRION (1978 e 1984) e KER (1995) observaram a ocorrência de anatásio, em Latossolos da Amazônia, MÖLLER (1986), por sua vez, registrou traços de anatásio e de rutilo em Latossolos da Amazônia. Não se sabe ao certo se o anatásio ocorre por neoformação ou se foi enriquecido devido à sua resistência ao intemperismo (IRION, 1984).

Em contraste com os solos de terra firme, bem drenados, os demais solos apresentam uma composição mineralógica da fração argila bastante variada, especialmente aqueles da várzea (Quadro 3).

Caulinita, mica/ilita, vermiculita, pirofilita, quartzo, hematita e goethita, constituem os principais componentes minerais da fração argila dos Plintossolos (Figura 5, 6, 7, 8, 9 e 10). É possível, ainda, a ocorrência de óxidos de Fe de pior cristalinidade, a inferir pelos valores da relação Fe_o/Fe_d destes solos. A exceção da pirofilita, identificada no Plintossolo do Alto Amazonas, os demais constituintes não diferem daqueles descritos por outros autores (SOMBROEK, 1966; MÖLLER, 1986; REGO, 1986) para os Plintossolos da Amazônia, contudo há um número muito restrito de estudos mineralógicos acerca desses solos na região.

As condições restritas de drenagem, resultantes das características ambientais e da granulometria fina dos sedimentos originais, condicionaram um processo de intemperismo menos acentuado do que aquele normalmente observado nos solos bem drenados, o que resulta em perfis mais rasos e de maior riqueza de componentes minerais, quando comparados com os solos bem drenados.

A pirofilita é um aluminossilicato muito raro nos solos (ALLEN e HAJEK, 1989), mas é freqüentemente encontrada em rochas e saprolitos nos Andes (WILKE e ZECH, 1987), tendo sido observada em solos que têm recebidos sedimentos andinos (ZOLASNY e CALHOUN, 1977; RODRIGUEZ e PERKINS, 1984; IRION, 1984; LIPS e DUIVENVOORDEN, 1996; MARQUES et al., 2001).

Segundo IRION (1984), a pirofilita seria formada a partir da lixiviação de cátions das entre-camadas da montmorilonita, anteriormente presente. No entanto, de acordo com MARQUES et al. (2001), a pirofilita, presente nos solos

da Amazônia Ocidental, foi transportada desde os Andes e depositada ao longo dos rios daquela região. Esses autores argumentam que se a pirofilita fosse formada no ambiente do solo, conforme argumenta IRION (1984), sua presença seria detectada na fração argila fina, o que não se observou.

Figura 5 – Difractogramas de raios-X da fração argila desferrificada, do horizonte A do Plintossolo Háplico distrófico, submetida a diferentes tratamentos. (Ct – caulinita; Il – illita; Mi – mica; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

Figura 6 – Difractogramas de raios-X da fração argila desferrificada, do horizonte B do Plintossolo Háplico distrófico, submetida a diferentes tratamentos. (Ct – caulinita; Il – illita; Mi – mica; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

Figura 7 – Difractogramas de raios-X da fração argila desferrificada, do horizonte C do Plintossolo Háplico distrófico, submetida a diferentes tratamentos. (Ct – caulinita; Il – illita; Mi – mica; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

Figura 8 – Difratoformas de raios-X da fração argila desferrificada, do horizonte A do Plintossolo Argilúvico alumínico abrupto, submetida a diferentes tratamentos. (Ct – caulinita; Il – illita; Mi – mica; Pf – pirofilita; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

Figura 9 – Difractogramas de raios-X da fração argila desferrificada, do horizonte Bt do Plintossolo Argilúvico aluminico abruptico, submetida a diferentes tratamentos. (Ct – caulinita; Il – illita; Mi – mica; Pf - Pirofilita; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

Figura 10 – Difractogramas de raios-X da fração argila desferrificada, do horizonte C do Plintossolo Argilúvico alumínico abrupto, submetida a diferentes tratamentos. (Ct – caulinita; Il – ilita; Mi – mica; Pf – pirofilita; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

A composição mineralógica do Alissolo não difere daquela observada para o Plintossolo da região do Alto Amazonas, acrescenta-se apenas a presença de esmectita no horizonte C (Quadro 3; Figura 11, 12 e 13). Esmectitas são componentes relativamente freqüentes nos solos pouco intemperizados das terras baixas amazônicas (SOMBROEK, 1966; IRION, 1984; MÖLLER, 1986; SILVA, 1999). A ocorrência de esmectita, neste solo em particular, pode ser atribuída aos teores elevados de cálcio e magnésio no horizonte 2C₂, o que resulta em um ambiente com teor elevado de bases e sílica necessário para garantir a síntese e manutenção de esmectitas. Na parte superior do perfil, onde a atuação dos agentes bioclimáticos é mais acentuada e a acidez mais elevada, as esmectitas tornam-se instáveis, dissolvendo-se e liberando alumínio para o meio, o que resulta em elevados teores de alumínio trocável nesses solos. Na parte inferior do perfil, em que o processo de intemperismo é menos intenso, a manutenção das esmectitas torna-se possível, podendo ser o componente predominante da fração argila, conforme observou IRION (1984) em solos da mesma formação geológica.

Na várzea, a diversidade de minerais na fração argila atinge seus níveis mais elevados. Caulinita, esmectita, mica/ilita, clorita, vermiculita, quartzo, hematita, goethita (Quadro 3; Figuras 14, 15, 16, 17, 18 e 19). É possível, ainda a ocorrência de lepidocrocita e ferrihidrita neste solos, a inferir-se a partir das condições de drenagem e dos valores da relação Fe_o/Fe_d .

Há poucos registros da ocorrência de clorita em ambientes de solo, provavelmente, em razão da grande instabilidade deste mineral em ambientes pedogenéticos (ALLEN e HAJEK, 1989). Sua ocorrência em solos da Amazônia Ocidental, foi observada por IRION (1984) e MARQUES et al. (2001). Estes poucos registros devem-se, certamente, ao limitado número de trabalhos sobre a

mineralogia dos solos de várzea da Amazônia, uma vez que neste estudo sua presença foi observada em todos os perfis de solos de várzea avaliados.

Figura 11 – Difratoogramas de raios-X da fração argila desferrificada, do horizonte A do Alissolo Hipocrômico argilúvico, submetida a diferentes tratamentos. (Ct – caulinita; Es – esmectita; Il – ilita; Mi – mica; Pf – pirofilita; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

Figura 12 – Difratoogramas de raios-X da fração argila desferrificada, do horizonte Bt do Argissolo Hipocrômico argilúvico, submetida a diferentes tratamentos. (Ct – caulinita; Il – ilita; Mi – mica; Pf – pirofilita; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

Figura 13 – Difratoogramas de raios-X da fração argila desferrificada, do horizonte 2C₂ do Argissolo Hipocrômico argilúvico, submetida a diferentes tratamentos. (Ct – caulinita; Es – esmectita II – ilita; Mi – mica; Pf – pirofilita; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

Figura 14 – Difratoformas de raios-X da fração argila desferrificada, do horizonte A do Gleissolo Háplico Ta eutrófico, submetida a diferentes tratamentos. (Cl – clorita; Ct – caulinita; Es – esmectita; Il – ilita; Mi – mica; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

Figura 15 – Difractogramas de raios-X da fração argila desferrificada, do horizonte 2Cg do Gleissolo Háplico Ta eutrófico, submetida a diferentes tratamentos. (Cl – clorita; Ct – caulinita; Es – esmectita; Il – illita; Mi – mica; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

Figura 16 – Difractogramas de raios-X da fração argila desferrificada, do horizonte A do Neossolo Flúvico Ta eutrófico (Médio Amazonas), submetida a diferentes tratamentos. (Cl – clorita; Ct – caulinita; Es – esmectita; Il – illita; Mi – mica; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

Figura 17 – Difractogramas de raios-X da fração argila desferrificada, do horizonte 5C₅ do Neossolo Flúvico Ta eutrófico (Médio Amazonas), submetida a diferentes tratamentos. (Cl – clorita; Ct – caulinita; Es – esmectita; Il – illita; Mi – mica; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

Figura 18 – Difractogramas de raios-X da fração argila desferrificada, do horizonte A do Neossolo Flúvico Ta eutrófico (Alto Amazonas), submetida a diferentes tratamentos. (Cl – clorita; Ct – caulinita; Es – esmectita; Il – illita; Mi – mica; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

Figura 19 – Difractogramas de raios-X da fração argila desferrificada, do horizonte 3C₃ do Neossolo Flúvico Ta eutrófico (Alto Amazonas), submetida a diferentes tratamentos. (Cl – clorita; Ct – caulinita; Es – esmectita; Il – illita; Mi – mica; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

Ao contrário das amostras dos Latossolos, nas quais os tratamentos para a concentração dos óxidos de ferro possibilitou uma identificação mais exata e segura, para as amostras dos demais solos, este tratamento não foi suficiente para garantir uma identificação mais exata. Em razão deste comportamento, apenas os óxidos de ferro dos Latossolos foram incluídos no Quadro 3 e apenas os difratogramas da fração argila desferrificada dos vários solos avaliados, apresentados.

Os difratogramas da fração argila tratada com NaOH 5 mol L⁻¹ dos demais solos mostraram uma diversidade extraordinária de picos que, além dos óxidos de ferro, refletem a presença de diversos minerais como quartzo, caulinita e minerais silicatados primários. SCHWERTMANN e KÄMPF (1983) reportam a presença de outros componentes como caulinita, feldspatos, quartzo e gibbsita em solos submetidos a tratamentos com NaOH 5 mol L⁻¹. De acordo com SCHWERTMANN e KÄMPF (1983), torna-se mais fácil esta identificação, quanto maior a concentração dos óxidos em particular e quanto melhor a sua cristalinidade. Para facilitar este reconhecimento, especialmente em solos ricos em óxidos de ferro de baixa cristalinidade, é conveniente o emprego de técnicas como difratometria diferencial de raios X (SCHULZE, 1981), o que não foi possível neste estudo. Não obstante, é possível identificar com razoável segurança picos de goethita, hematita e, em algumas amostras, lepidocrocita e, tomando-se por referência os valores de Fe_o e da relação Fe_o/Fe_d, inferir-se acerca da possível presença de óxidos de ferro de menor cristalinidade.

Goethita, lepidocrocita e ferrihidrita, formadas por processos abióticos e bióticos, representam os óxidos de ferro típicos de pedoambientes anaeróbicos sazonais (SCHWERTMANN e KÄMPF, 1983), enquanto a hematita está restrita a

mosqueados, nódulos e concreções (KÄMPF e CURI, 2000). A ocorrência de hematita nesses solos, a maioria com deficiência de drenagem e, por vezes, sujeitos às inundações sazonais, estaria associada à presença de plintita nos Plintossolos, no Alissolo e no Gleissolo. Nos solos de várzea, em especial nos Neossolos, pode, ainda, representar um componente detrítico presente nos sedimentos transportados e depositados na planície aluvial.

3.2.2. Fração silte

Não foram observadas grandes diferenças qualitativas na composição mineralógica da fração silte em comparação com a fração argila, exceto pela presença de quartzo na fração silte de todos os solos avaliados (Quadro 3). Nos Latossolos, além do quartzo e caulinita, aparecem apenas picos discretos de goethita e óxidos de titânio (Figura 1(A)). Nos Plintossolos, exceto pela presença de plagioclásio, também não se observaram diferenças qualitativas na composição das frações silte e argila dos (Figura 2(A)). De modo semelhante é o que se observa para o Alissolo (Figura 3(A)) e para os solos de várzea (Figura 4(A)), acrescentando-se na fração silte a presença de plagioclásio e feldspato em alguns dos horizontes desses solos. Deve-se, contudo, registrar que em todos os casos há evidência do domínio do quartzo sobre os demais componentes mineralógicos desta fração.

3.2.3. Fração areia fina

A fração areia fina dos solos de várzea também apresenta uma significativa diversidade de composição mineral, em cujos difratogramas é possível perceber,

além de reflexos de quartzo, como componente dominante, reflexos de caulinita, mica/ilita, vermiculita, feldspato e plagioclásio (Quadro 3; Figura 5(A)).

Os demais solos apresentam uma composição mineralógica bastante (Quadro 3). A fração areia fina dos Latossolos apresenta composição mineralógica simples e uniforme, composta exclusivamente por quartzo (Figura 6(A)). Os Plintossolos também apresentam basicamente quartzo como componente da fração areia fina, à exceção do horizonte C, no qual são observados reflexos discretos da presença de mica e plagioclásio no perfil do Alto Amazonas e de caulinita e hematita no perfil do Médio Amazonas (Figura 7(A)). No Alissolo, observa-se a presença de plagioclásio nos horizontes A e C, além de calcita no horizonte C (Figura 8(A)).

Dos horizontes avaliados, em grande parte, há presença de caulinita na fração areia fina. Sua manifestação, às vezes em picos discretos, deve-se provavelmente à ocorrência de pseudomorfos de caulinita, especialmente abundantes nos arenitos da formação Alter do Chão, nos quais areias, originalmente constituídas de feldspatos, encontram-se completamente caulinizadas (IRION, 1978 e 1984), ou à formação de agregados com minerais de ferro, conforme observou MELO (1998).

3.3. Características químicas

De modo geral, os solos apresentam caráter ácido e valores de ΔpH ($\text{pH KCl} - \text{pH H}_2\text{O}$) negativos (Quadro 4), o que indica predomínio de carga superficial líquida negativa.

Nos Latossolos, a acidez é mais acentuada com valores de pH em água inferiores a 5,0 em todo o perfil, o que pode ser resultante de um intenso processo

de lixiviação, da idade e características dos sedimentos, do grau de distrofismo e da rápida e contínua decomposição da matéria orgânica. Baixos valores de pH são, ainda, observados nos Plintossolos. Na várzea, dada a natureza dos sedimentos, ao menor grau de intemperismo às condições de redução que levam ao incremento do pH e limitações à decomposição da matéria orgânica, a acidez é moderada e os valores de pH são, em geral, superiores a 5,0. Valores elevados de pH foram também observados no Alissolo, notadamente no horizonte 2C₂, o que se deve à ocorrência de conchas fósseis de moluscos (Quadro 4).

No Médio Amazonas, os teores de nutrientes (Ca, Mg, K e P), dos Latossolos e Plintossolo são extremamente baixos e os teores de Al³⁺ elevados, especialmente no Plintossolo, no qual atinge a 10 cmol_c kg⁻¹, o que resulta em baixos valores de soma de bases e saturação por alumínio superior a 90%. A CTC dos Latossolos, embora mais elevada nos horizontes superficiais, é inferior a 7 cmol_c kg⁻¹. Os valores mais baixos, observados nos horizontes subsuperficiais, situam-se próximo de 3 cmol_c kg⁻¹. O Plintossolo apresenta CTC mais elevada, variando entre 10 e 13 cmol_c kg⁻¹ (Quadro 4), todavia, a exemplo dos Latossolos, possui argila de atividade baixa.

Essas características químicas assemelham-se àquelas descritas pelo PROJETO RADAMBRASIL (1978) para os Latossolos desta área em particular, bem como para a região Amazônica como um todo por FALESI (1986), VIEIRA e SANTOS (1987), SCHAEFER (1991) e RODRIGUES (1996). Atribui-se a baixa fertilidade desses solos à pobreza mineral do material de origem e à intensa lixiviação de bases decorrente da alta precipitação pluviométrica da região (RADAMBRASIL, 1978).

Na várzea, os solos apresentam caráter eutrófico. Os teores de nutrientes são mais elevados, notadamente Ca, Mg e P, enquanto os teores de Al^{3+} são relativamente baixos, exceto no horizonte superficial do Gleissolo. O Ca^{2+} é o cátion predominante nos solos de várzea, todavia os teores de Mg^{2+} e Na^+ são também elevados, o que resulta em valores elevados de soma e de saturação por bases e valores reduzidos de saturação por alumínio (Quadro 4). Os valores elevados da CTC dos solos de várzea e os teores relativamente baixos de argila resultam em solos de argila de atividade alta. Não há diferença expressiva entre os solos de várzea, do Médio e Alto Amazonas.

O Alissolo apresenta teores mais elevados de nutrientes, principalmente Ca e Mg, se comparado aos solos de terra firme do Médio Amazonas. No horizonte Bt deste solo, o teor de Al^{3+} é superior a $10 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, o que resulta em uma saturação por alumínio superior a 60% (Quadro 4). Nos demais horizontes, o Ca^{2+} é o cátion predominante e os valores de soma e saturação por bases são elevados. Os teores de P “disponível” são baixos, exceto no horizonte 2C_2 , onde encontram-se conchas fósseis de moluscos completamente intemperizadas (RADAMBRASIL, 1977). Neste caso, grande parte do P primário, ligado ao cálcio, seria extraída em razão da natureza ácida do extrator Mehlich-1, utilizado na determinação do P “disponível”. O Alissolo apresenta, ainda, valor elevado de CTC e argila de atividade alta.

Quadro 4 - Características químicas dos solos estudados

Horiz.	pH		P	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al	SB	CTC	T	V	m
	H ₂ O	KCl												
Seqüência 1 – Médio Amazonas														
Latossolo Amarelo distrófico típico														
A	4,57	3,90	1	15	0	0,01	0,03	1,06	6,84	0,08	6,92	21,04	1	93
AB	4,33	4,07	1	4	0	0,01	0,01	1,34	5,10	0,03	5,13	12,26	<1	98
BA	4,39	4,19	1	3	0	0,01	0,01	0,86	3,52	0,03	3,55	7,40	1	97
Bw2	4,43	4,23	1	2	0	0,01	0,01	0,77	2,88	0,03	2,91	5,54	1	96
Bw3	4,45	4,26	1	2	0	0,01	0,01	0,77	2,72	0,03	2,75	4,94	1	96
Latossolo Amarelo distrófico petroplíntico														
A	4,71	3,95	2	16	0	0,01	0,03	1,63	6,89	0,08	6,97	17,97	1	95
AB	4,67	4,05	1	11	0	0,01	0,03	1,15	5,73	0,07	5,8	12,71	1	94
Bw	4,68	4,19	1	2	0	0,01	0,01	0,99	3,52	0,03	3,55	7,10	1	97
Bwc	4,76	4,30	1	2	0	0,01	0,01	0,67	3,36	0,03	3,39	5,84	1	96
Plintossolo Háptico distrófico típico														
A	4,30	3,82	2	19	17	0,00	0,06	6,24	10,17	0,18	10,35	15,45	2	97
B	4,48	3,70	0,3	15	15	0,00	0,04	8,38	11,48	0,14	11,62	17,09	2	98
C	5,08	3,50	0,3	37	27	0,00	0,03	10,24	13,18	0,24	13,42	21,30	2	98
Gleissolo Háptico Ta eutrófico														
A	4,84	3,58	69	46	38	9,86	3,21	2,50	6,37	13,35	19,72	73,36	68	16
Acg	5,83	3,97	34	39	66	12,45	4,99	0,48	3,44	17,83	21,27	74,06	84	3
Cg	5,94	4,02	33	30	73	11,92	5,33	0,35	2,57	17,65	20,22	66,64	87	2
2Cg	6,51	4,47	33	44	80	13,01	7,37	0,08	2,57	20,84	23,41	55,23	89	<1
Neossolo Flúvico Ta eutrófico														
A	5,40	3,91	25	79	32	10,62	2,52	0,51	5,53	13,48	19,01	124,9	71	4
C	5,98	4,39	71	52	33	10,79	2,37	0,10	3,15	13,43	16,58	-	81	1
2C ₂	5,76	4,26	108	38	32	10,88	2,42	0,10	3,20	13,54	16,74	94,15	81	1
3C ₃	5,21	3,78	78	47	39	10,49	2,50	0,99	5,10	13,28	18,38	-	72	7
4C ₄	5,48	3,96	67	46	41	11,37	3,11	0,54	3,72	14,78	18,5	-	80	4
5C ₅	5,60	4,02	45	44	63	11,17	3,44	0,42	3,20	14,99	18,19	68,20	82	3
Seqüência 2 – Alto Amazonas														
Alissolo Hipocrômico argilúvico														
A	5,82	4,70	4	46	38	9,85	2,07	0,13	4,83	12,2	17,03	47,31	72	1
Bt	5,41	3,60	1	32	28	5,42	1,14	10,82	15,29	6,76	22,05	36,75	31	62
C	6,74	4,78	152	34	48	15,40	2,20	0,00	1,66	17,9	19,56	50,15	92	0
2C ₂	8,09	6,85	6	14	65	16,32	3,90	0,00	0,00	20,54	20,54	42,79	100	0
Plintossolo Argilúvico aluminíco abrupto														
A	4,91	3,98	6	57	41	1,09	0,42	1,22	6,57	1,84	8,41	46,72	22	40
Bt	4,96	3,53	1	42	33	0,49	0,30	11,42	14,92	1,04	15,96	30,69	7	92
C	5,12	3,48	1	70	51	0,28	0,54	17,31	20,99	1,22	22,21	37,02	5	93
Neossolo Flúvico Ta eutrófico														
A	5,38	4,36	92	300	186	9,04	3,34	0,19	5,62	13,96	19,58	65,27	71	1
C	5,62	4,14	14	72	59	10,08	4,41	0,35	3,79	14,93	18,72	36,00	80	2
2C ₂	6,36	4,43	11	39	44	4,87	4,98	0,13	1,88	10,14	12,02	85,86	84	1
3C ₃	6,41	4,44	173	35	48	4,04	5,62	0,13	1,73	9,96	11,69	97,42	85	1

SB – soma de bases; CTC – capacidade de troca de cátions a pH 7,0; T – atividade da fração argila; V – saturação por bases; m – saturação por alumínio da ctc efetiva

O Plintossolo do Alto Amazonas diferencia-se daquele do Médio Amazonas por apresentar teores, relativamente, mais elevados de nutrientes, valores mais elevados de soma de bases e argila de atividade alta, provavelmente em razão da maior riqueza do material de origem e do menor tempo de exposição aos agentes bioclimáticos

3.4. Alumínio, ferro e manganês extraídos por ditionito-citrato de sódio e oxalato de amônio na fração argila dos solos.

Os teores de ferro extraídos por ditionito variaram entre 3,32 e 68,15 g kg⁻¹ (Quadro 5). São valores relativamente baixos, os quais podem ser atribuídos à pobreza em ferro do material de origem, às condições úmidas durante o transporte e a deposição dos sedimentos e às condições bioclimáticas atuais da Região Amazônica. A concentração de óxidos de ferro em solos está relacionada com o material de origem, o grau de intemperização e os processos pedogênicos de acumulação e remoção (KÄMPF e CURI, 2000).

Os maiores valores de Fe_d foram observados nos Latossolos e os menores nos Plintossolos. Observou-se aumento nos teores de Fe_d do horizonte A para o B, sendo este aumento menor nos Latossolos que nos Plintossolos. Nos demais solos com pedogênese mais incipiente ou drenagem imperfeita, não há uma tendência clara entre os teores dos horizontes superficiais e subsuperficiais.

Os valores mais baixos de Fe_d, observados nos horizontes superficiais dos Plintossolos, devem-se provavelmente à migração do ferro do horizonte superficial e posterior precipitação e segregação nos horizontes subsuperficiais, formando plintita, o que resulta em teores mais elevados do elemento na parte inferior do perfil, em comparação ao horizonte superficial, além da influência da matéria orgânica, associada a condições de drenagem restrita que pode inibir a cristalização dos óxidos de ferro.

Os teores de ferro extraídos por oxalato de amônio variaram entre 0,44 e 26,90 g kg⁻¹ (Quadro 5). Os valores são maiores nos solos de várzea e menores nos Latossolos, especialmente nos horizontes subsuperficiais destes, nos quais o baixo conteúdo de matéria orgânica, associado às boas condições de drenagem,

resulta em um maior grau de envelhecimento dos óxidos de ferro (SCHWERTMANN, 1966). O Alissolo e os Plintossolos apresentaram teores intermediários de Fe_o entre os solos bem drenados de terra firme e os solos de várzea.

Esses resultados são mais bem visualizados, tomando-se por referência os valores da relação Fe_o/Fe_d (Quadro 5) muito elevados nos solos de várzea e nos horizontes superficiais dos Plintossolos e muito baixos nos Latossolos, notadamente nos horizontes subsuperficiais.

Os altos valores da relação Fe_o/Fe_d nos solos de várzea e nos horizontes superficiais dos Plintossolos (nos quais são observados os maiores valores desta relação) indicam o predomínio de formas de óxidos de ferro de menor grau de cristalinidade nesses ambientes, possivelmente como lepidocrocita e ferrihidrita. Enquanto os baixos valores desta relação, especialmente nos horizontes subsuperficiais dos Latossolos, indicam o predomínio de formas de óxidos de ferro de maior grau de cristalinidade (neste caso, especialmente goethita), em razão de sua alta estabilidade termodinâmica em ambientes aeróbicos (KÄMPF e CURI, 2000).

A relação Fe_o/Fe_d é sempre mais elevada nos horizontes superficiais do que nos subsuperficiais, em decorrência da atuação da matéria orgânica, que dificulta o processo de cristalização dos óxidos de ferro, como comentado anteriormente. Esse comportamento é muito mais evidente nos solos mais evoluídos cujos horizontes subsuperficiais apresentam os menores valores dessa relação.

Em alguns dos horizontes dos solos de várzea, bem como nos horizontes superficiais dos Plintossolos, os óxidos de ferro mal cristalizados representam

mais do que 50% do total de ferro livre. Neste caso, além dos efeitos da matéria orgânica, retardando ou inibindo o processo de cristalização, têm-se também os efeitos decorrentes do regime hídrico desses solos, os quais podem permanecer saturados ou inundados por períodos prolongados de tempo. Isto resulta em condições predominantemente redutoras na maior parte do solo, o que contribui para a manutenção de teores relativamente elevados de formas de ferro de menor grau de cristalinidade, notadamente nos horizontes superficiais.

A relação Fe_d/Fe_t (Fe ditionito/Fe total), determinada na fração argila, variou entre 0,20 e 0,94 (Quadro 5). Os maiores valores dessa relação ocorreram nos Latossolos. Em média, mais de 90% do total de ferro desses solos se encontram sob a forma de óxidos, confirmando, assim, o relativo alto grau de intemperismo dessa ordem de solos. Nos demais solos, o Fe livre representa, em média, menos do que 50% do ferro total.

Os Plintossolos apresentaram os menores valores da relação Fe_d/Fe_t , possivelmente em razão da maior parte dos óxidos de Fe dos Plintossolos se encontrarem sob a forma de plintita, que forma concreções que ocorrem predominantemente na fração areia fina, o que resulta em teores muito elevados de Fe como mostram os dados de teores totais de Fe na fração areia fina (Quadro 7).

Os valores de alumínio extraível por ditionito-citrato são maiores nos Latossolos, acompanhando os maiores valores de Fe_d , enquanto os demais solos apresentam valores bem menores e semelhantes entre si. Não se observaram diferenças expressivas nos valores de alumínio extraível por oxalato para todos os solos, embora aqueles de várzea apresentem valores ligeiramente superiores aos demais. Os valores da relação Al_o/Al_d são baixos nos Latossolos e mais

elevados nos demais solos, provavelmente em decorrência de uma maior substituição de Fe por Al nos Latossolos (Quadro 5).

Os baixos teores de Mn extraídos por ditionito e por oxalato indicam a virtual ausência de formas oxídicas deste elemento na fração argila dos Latossolos e Plintossolos. Nos demais solos, esses teores são relativamente mais elevados (Quadro 5). IRION (1984) tem considerado o teor de Mn como um indicador do intemperismo químico em solos sedimentares da Amazônia. De fato, parece haver uma relação clara entre o grau de intemperismo químico dos solos e a concentração de Mn total ou extraído por ditionito ou oxalato.

Tomando-se por base os teores de Fe e Al extraídos por ditionito e oxalato na fração argila, estimou-se a substituição do primeiro pelo segundo. Os valores da substituição observados variaram entre 0,02 e 0,29 mol mol⁻¹ (Quadro 5). Estes valores encontram-se dentro do limite máximo estabelecido para goethitas de solos (SCHWERTMANN e TAYLOR, 1989; SCHWERTMANN, 1988).

Os valores de substituição obtidos aproximaram-se daqueles observados por SILVA (1999), que empregou o mesmo método de estimação, para alguns dos solos do Acre, embora os valores obtidos para o Neossolo Flúvico do Alto Amazonas e para os horizontes superficiais dos Plintossolos sejam bastante inferiores à média encontrada por esse autor. KITAGAWA (1983), empregando métodos químicos e mineralógicos, encontrou valores de substituição de Fe por Al em solos da região inferiores a 0,33 mol mol⁻¹, à semelhança do que se observou neste estudo.

Quadro 5 - Alumínio, ferro e manganês extraídos por oxalato ácido de amônio e ditionito-citrato de sódio e ferro total da fração argila, suas relações e estimativa da substituição do ferro por alumínio na fração argila dos solos selecionados

Horiz.	Al _d	Al _o	Fe _d	Fe _o	Mn _d	Mn _o	Fe _t	Al _o /Al _d	Fe _o /Fe _t	Fe _o /Fe _d	Fe _d /Fe _t	Sub. Fe/Al ¹
	----- g kg ⁻¹ -----											
Seqüência 1 – Médio Amazonas												
Latossolo Amarelo distrófico típico												
A	12,68	2,85	65,05	6,22	0,00	0,00	69,4	0,22	0,09	0,10	0,94	0,27
Bw2	14,23	1,99	68,15	0,44	0,00	0,00	76,8	0,14	0,01	0,01	0,89	0,27
Latossolo Amarelo distrófico petroplúntico												
A	14,04	2,72	62,68	3,62	0,00	0,00	67,2	0,19	0,05	0,06	0,93	0,29
Bw	14,19	2,42	66,38	1,28	0,00	0,00	71,0	0,17	0,02	0,02	0,93	0,27
Plintossolo Háplico distrófico típico												
A	3,13	2,93	3,32	2,50	0,01	0,01	16,3	0,94	0,15	0,75	0,20	-
B	6,08	2,49	22,13	1,87	0,00	0,00	-	0,41	-	0,08	-	0,28
C	4,58	2,90	14,15	1,45	0,00	0,00	30,5	0,63	0,05	0,10	0,46	0,22
Gleissolo Háplico Ta eutrófico												
A	4,23	3,64	36,55	20,16	0,59	0,43	72,3	0,86	0,28	0,55	0,51	0,14
2Cg	3,52	2,26	26,49	8,69	0,24	0,17	57,7	0,64	0,15	0,33	0,46	0,16
Neossolo Flúvico Ta eutrófico												
A	4,28	3,89	46,39	26,90	0,69	0,53	74,9	0,91	0,36	0,58	0,62	0,09
5C ₅	4,26	4,19	33,68	19,28	0,48	0,41	64,1	0,98	0,30	0,57	0,53	0,02
Seqüência 2 – Alto Amazonas												
Alissolo Hipocrômico argilúvico												
A	4,54	2,86	25,69	6,08	1,15	1,12	53,4	0,63	0,11	0,24	0,48	0,17
Bt	5,47	3,10	25,11	4,24	0,17	0,09	-	0,57	-	0,17	-	0,21
C	3,37	1,69	32,76	4,34	0,59	0,28	66,0	0,50	0,07	0,13	0,50	0,12
Plintossolo Argilúvico aluminico abrupto												
A	2,86	2,75	14,65	14,43	0,02	0,02	33,2	0,96	0,43	0,98	0,44	0,00
Bt	4,64	2,70	24,13	6,31	0,00	0,00	-	0,58	-	0,26	-	0,21
C	3,05	2,56	7,03	1,17	0,00	0,00	30,1	0,84	0,04	0,17	0,23	0,16
Neossolo Flúvico Ta eutrófico												
A	3,62	3,06	25,06	15,36	0,14	0,13	51,3	0,85	0,27	0,61	0,49	0,27
3C ₃	5,91	3,76	40,52	20,05	1,33	1,13	73,0	0,64	0,15	0,49	0,56	0,27

¹estimativa de substituição de ferro por alumínio nos óxidos da fração argila, segundo a fórmula: $(Al_{oFe}/27)/[(Al_{oFe}/27) + (Fe_c/56)]$, em que $Al_{oFe} = Al_d - Al_o$ e $Fe_c = Fe_d - Fe_o$

Nos Latossolos, a substituição do Fe pelo Al variou entre 0,27 e 0,29 mol mol⁻¹. Estes valores estão entre os mais elevados observados para os vários solos e aproximam-se daqueles observados por MOLLER (1991), em que se empregou método similar de estimativa, para Latossolos Amarelos da Amazônia Oriental.

Em média, a substituição nos Latossolos é mais elevada do que nas demais ordens de solos avaliadas, todavia os valores estimados de substituição para o Neossolo do Alto Amazonas não permitem estabelecer uma distinção entre os ambientes de terra firme e de várzea.

Os Latossolos e Plintossolos, excetuando-se os valores dos horizontes superficiais dos últimos, apresentam substituição média a alta, isto é, entre 0,15 e 0,33 mol mol⁻¹, o que é normalmente observado em goethitas de ambientes oxidantes com baixa atividade de Si, encontrados em solos intemperizados de regiões tropicais e subtropicais (FITZPATRICK e SCHWERTMANN, 1982; CURI e FRANZMEIER, 1984; SCHWERTMANN e KÄMPF, 1985).

Os solos de várzea, à exceção do Neossolo do Alto Solimões, e os horizontes superficiais dos Plintossolos, apresentaram baixa substituição de Fe por Al, entre 0 e 0,15 mol mol⁻¹, valores estes normalmente associados a ambientes de solos ligeiramente ácidos, eutróficos e sujeitos a inundações sazonais, nos quais a mobilidade do Fe é maior do que aquela do Al (FITZPATRICK e SCHWERTMANN, 1982).

A extração seqüencial de ferro por ditionito, realizada na fração argila, revela que a maior parte do ferro presente na forma de óxidos é removida já na primeira extração (Quadro 6).

A eficiência do extrator foi maior nos solos menos evoluídos e com maiores proporções de formas de ferro de pior cristalinidade. Nestes, em média, são removidos cerca de 93% do total de ferro extraído por ditionito já na primeira extração. Nos Latossolos, cujos valores da substituição do Fe por Al são os mais elevados, há redução na eficiência do extrator, em média, cerca de 83% do ferro é extraído na primeira extração.

Quadro 6 - Extração seqüencial de ferro por ditionito na fração argila

Horizonte	1ª extração	2ª extração	3ª extração	4ª extração	Total
----- g kg ⁻¹ -----					
Seqüência 1 – Médio Amazonas					
Latossolo Amarelo distrófico típico					
A	53,10(82)	7,40(93)	3,13(98)	1,42(100)	65,05
Bw2	53,70(79)	8,80(92)	3,94(97)	1,71(100)	68,15
Latossolo Amarelo distrófico petroplíntico					
A	53,70(86)	7,00(97)	1,45(99)	0,53(100)	62,68
Bw	58,10(88)	6,10(97)	1,60(99)	0,58(100)	66,38
Plintossolo Háplico distrófico típico					
A	3,10(93)	0,04(94)	0,09(97)	0,09(100)	3,32
B	21,90(99)	0,10(99)	0,07(100)	0,06(100)	22,13
C	14,00(99)	0,03(99)	0,07(100)	0,05(100)	14,15
Gleissolo Háplico Ta eutrófico					
A	32,90(90)	1,60(94)	1,18(98)	0,87(100)	36,55
2Cg	23,50(89)	1,20(93)	1,01(97)	0,78(100)	26,49
Neossolo Flúvico Ta eutrófico					
A	42,10(91)	2,30(96)	1,18(98)	0,81(100)	46,39
5C ₅	29,40(87)	2,20(94)	1,20(97)	0,88(100)	33,68
Seqüência 2 – Alto Amazonas					
Alissolo Hipocrômico argilúvico					
A	24,30(94)	0,60(97)	0,42(98)	0,37(100)	25,69
Bt	23,80(95)	0,50(97)	0,46(99)	0,35(100)	25,11
C	31,20(95)	0,50(97)	0,65(99)	0,41(100)	32,76
Plintossolo Argilúvico alumínico abruptico					
A	14,30(98)	0,10(98)	0,14(99)	0,11(100)	14,65
Bt	23,50(97)	0,30(99)	0,21(99)	0,12(100)	24,13
C	6,60(94)	0,10(95)	0,19(98)	0,14(100)	7,03
Neossolo Flúvico Ta eutrófico					
A	22,20(88)	1,20(93)	1,00(97)	0,66(100)	25,06
3C ₃	36,10(89)	1,90(94)	1,59(98)	0,93(100)	40,52

Valores entre parênteses representam a percentagem acumulada a cada extração

3.5. Teor total de elementos-traços

Os teores totais de elementos-traços foram quantificados nas frações argila, silte e areia fina, uma vez que para alguns dos solos estudados a fração areia grossa está ausente.

Os teores totais de Fe na fração argila não revelaram grandes diferenças, apesar da variabilidade de material de origem e das diferentes condições ambientais e pedogenéticas. Com exceção dos Plintossolos cujos valores observados foram os mais baixos, para os demais solos os teores totais de Fe variaram entre 51,7 e 76,8 g kg⁻¹ (Quadro 7).

Contudo, vale ressaltar que os teores totais de Fe dos Latossolos avaliados, neste estudo, são ligeiramente superiores àqueles obtidos por MELO (1998) para Latossolos desenvolvidos a partir de sedimentos da formação Barreiras da região Sudeste.

Observa-se que, nos Plintossolos, os mais baixos teores de Fe total podem ser atribuídos às condições ambientais, isto é, ambiente anaeróbico sazonal e posição na paisagem. Em ambientes anaeróbicos com prolongada saturação por água (regime aquílico), pode ocorrer a remoção completa do ferro, o que resulta em descoloração do solo (PETERSCHMITT et al., 1996). No entanto, o desenvolvimento de um baixo potencial redox, isoladamente, não é suficiente para promover a redução do Fe³⁺, a qual é catalizada por muitas espécies de organismos, principalmente bactérias anaeróbicas (LOVLEY, 1987 e 1995), as quais dependem da disponibilidade de biomassa para a oxidação metabólica. Assim, a intensidade da redução pode decrescer com a profundidade do perfil do solo (KÄMPF e CURI, 2000), o que resulta em teores mais elevados nos horizontes subsuperficiais, em comparação com os superficiais.

Os solos de várzea, à semelhança dos Plintossolos, estão igualmente sujeitos a períodos prolongados de saturação e inundação, porém, diferentes dos Plintossolos, os solos de várzea estão submetidos a menor tempo de pedogênese e continuam a receber anualmente aporte de novos sedimentos suficiente para manter o conteúdo de Fe em níveis mais elevados do que aqueles observados nos Plintossolos. Estes parecem representar claramente um ambiente anaeróbico sazonal de contínua remoção e ferrólise, em contraste com o ambiente de várzea, no qual predomina acumulação dos solos de várzea.

O Mn e o Zn apresentaram comportamento similar nas três frações analisadas (Quadro 7). Os Latossolos e Plintossolos apresentaram ordinariamente menores teores destes elementos em todas as frações, em comparação aos demais solos avaliados. Esta observação parece confirmar o uso do teor total de Mn como um indicador de intemperismo químico nesses solos sedimentares como mencionado por IRION (1984). Deve-se ressaltar, todavia, que esses solos são formados a partir de diferentes materiais de origem, cujos conteúdos primordiais de Mn podem ser bastante variáveis, o que tornaria limitado o emprego generalizado do mesmo como indicador de intemperismo químico para o ambiente amazônico.

Quadro 7 - Concentração de elementos-traços nas frações argila, silte e areia fina de horizontes selecionados dos solos estudados

Solo	Horizonte	Seqüência	Fe	Mn	Cu	Zn	Cd	Ni	Cr	
			-- g kg ⁻¹ --	----- mg kg ⁻¹ -----						
			Fração argila							
LAd	A	MA	69	84	81	41	21	86	92	
	Bw2		77	81	36	44	21	89	138	
LAd _c	A	MA	67	87	123	41	21	91	98	
	Bw		71	102	101	50	20	84	89	
FXd	A	MA	16	39	32	134	15	100	0	
	C		30	79	38	148	14	98	0	
GXve	A	MA	72	778	148	176	22	108	92	
	2Cg		58	379	106	168	18	99	80	
RUve	A	MA	75	755	121	156	17	103	0	
	5C ₅		64	502	82	158	16	91	54	
APt	A	AA	53	1031	67	226	16	90	0	
	2C ₂		66	575	81	230	15	100	0	
FTa	A	AA	33	141	92	198	14	100	0	
	C		30	38	72	170	14	88	0	
RUve	A	AA	51	210	64	217	12	93	0	
	3C ₃		73	1205	130	281	14	102	0	
			Fração silte							
LAd	A	MA	52,0	158	552	64	16	87	0	
	Bw2		46,6	167	180	52	14	87	0	
LAd _c	A	MA	24,2	176	278	87	12	71	0	
	Bw		18,7	243	278	84	12	67	0	
FXd	A	MA	6,0	119	28	54	4	72	0	
	C		31,9	66	23	41	5	80	0	
GXve	A	MA	28,9	252	99	96	11	88	0	
	2Cg		27,3	302	116	109	12	88	0	
RUve	A	MA	29,9	417	278	108	9	95	0	
	5C ₅		27,5	299	102	94	8	88	0	
APt	A	AA	10,5	505	69	53	9	76	0	
	2C ₂		10,6	518	95	74	7	75	0	
FTa	A	AA	3,3	34	72	24	4	67	0	
	C		11,9	48	80	39	6	69	0	
RUve	A	AA	25,2	254	83	115	6	87	0	
	3C ₃		25,0	279	60	86	6	83	0	
			Fração areia fina							
LAd	A	MA	51,0	122	6	12	5	71	0	
	Bw2		87,5	277	9	26	2	68	0	
LAd _c	A	MA	23,2	198	8	17	2	66	0	
	Bw		23,1	116	7	22	3	38	0	
FXd	A	MA	5,5	61	12	8	13	73	0	
	C		233,3	68	15	24	14	80	0	
GXve	A	MA	12,3	1480	56	75	20	76	0	
	2Cg		12,7	11325	57	92	30	119	0	
RUve	A	MA	24,7	316	26	68	11	49	0	
	5C ₅		16,0	258	22	64	13	43	0	
APt	A	AA	11,8	304	10	33	9	43	0	
	2C ₂		14,6	624	15	67	8	42	0	
FTa	A	AA	1,9	63	30	13	8	34	0	
	C		19,4	34	36	22	9	31	0	
RUve	A	AA	30,5	1470	36	60	15	78	0	
	3C ₃		25,0	476	28	83	10	49	0	

Solo: LAd – Latossolo Amarelo distrófico típico; LAd_c – Latossolo Amarelo distrófico petroplíntico; FXd - Plintossolo Háptico distrófico típico; GXve – Gleissolo Háptico Ta eutrófico; RUve – Neossolo Flúvico Ta eutrófico; APt – Alissolo Hipocrômico argilúvico; FTa – Plintossolo Argilúvico aluminico abruptico. Seqüência : MA – Médio Amazonas; AA – Alto Amazonas

Também não se observaram grandes variações nos teores totais de Cd e Ni quantificados na fração argila dos diferentes solos. Os teores de Cu mostraram-se dissociados de condições pedogenéticas e material de origem e não revelaram uma tendência distinta entre os vários ambientes e solos.

O Fe, assim como Ni e Cd, concentrou-se principalmente na fração argila, independente das características dos sedimentos e das condições pedogenéticas. Por outro lado, os teores totais de Fe na fração areia fina dos solos de várzea são baixos, indicando um material de origem relativamente pobre neste elemento. O Zn concentrou-se principalmente na fração argila, excetuando-se os Latossolos cujos teores mais elevados foram observados na fração silte. Os teores elevados de Fe, na fração areia fina do Plintossolo do Médio Amazonas, são devidos à participação abundante de plintita como componente desta fração deste solo.

3.6. Capacidade máxima de adsorção de fosfato (CMAF)

A capacidade máxima de adsorção de fosfato variou entre 0,21 e 2,17 mg g⁻¹ de P (Quadro 8), revelando grande amplitude de valores, o que pode ser atribuído às diferentes características dos solos avaliados.

De acordo com a classificação proposta por CURI et al. (1988), os solos apresentaram, na sua maioria, baixa CMAF, isto é, inferior a 1 mg g⁻¹ de P. Porém, o Plintossolo Háplico, os horizontes B do Alissolo e do Plintossolo Argilúvico e o horizonte A do Gleissolo apresentaram CMAF média.

Valores semelhantes foram observados por outros autores em solos da região. SILVA (1999), trabalhando com solos do Acre encontrou valores de CMAF variando entre 0,13 e 2,18 mg g⁻¹ de P; MORAIS et al. (1995) encontraram valores entre 0,09 e 0,84 mg g⁻¹ P em amostras de dois Plintossolos da Ilha de

Marajó, com teores de argila de 4 e 10%, respectivamente. BRASIL e MUKADA (1995), trabalhando com Latossolos e Podzólicos Vermelho-Amarelos, com teores de argila entre 22 e 71%, obtiveram valores de CMAF que variaram entre 0,24 e 0,63 mg g⁻¹ de P; e SINGH et al. (1983) e encontraram valores variando entre 0,16 a 0,98 mg g⁻¹ P.

Quadro 8 - Capacidade máxima de adsorção de fosfato e fósforo remanescente dos solos estudados

Horizonte	CMAF ----- mg g ⁻¹ P -----	P remanescente ----- mg L ⁻¹ -----
Seqüência 1 – Médio Amazonas		
Latossolo Amarelo distrófico típico		
A	0,50	31,84
Bw2	0,80	14,05
Latossolo Amarelo distrófico petroplíntico		
A	0,61	26,40
Bw	0,65	21,85
Plintossolo Háptico distrófico típico		
A	1,95	6,30
B	2,17	-
C	1,90	3,51
Gleissolo Háptico Ta eutrófico		
A	1,14	18,60
2Cg	0,39	38,56
Neossolo Flúvico Ta eutrófico		
A	0,54	35,20
5C ₅	0,49	36,03
Seqüência 2 – Alto Amazonas		
Alissolo Hipocrômico argilúvico		
A	0,40	34,42
Bt	1,66	-
C	0,73	36,33
Plintossolo Argilúvico alumínico abrupto		
A	0,52	34,03
Bt	1,99	5,86
Neossolo Flúvico Ta eutrófico		
A	0,77	21,37
3C ₃	0,21	50,00

Nos Latossolos, Plintossolos e Alissolo, há um evidente acréscimo da CMAF do horizonte A para B, o que pode ser atribuído ao aumento do teor de argila, principalmente no Plintossolo Argilúvico. É provável que também ácidos orgânicos produzidos durante a decomposição da matéria orgânica diminuam a CMAF nos horizontes superficiais mais ricos em matéria orgânica, em razão da competição com o fosfato por sítios de adsorção (PARFITT, 1978; EASTERWOOD e SARTAIN, 1990; IYAMUREMYE e DICK, 1996; NZIGUHEBA et al., 1998).

Nos solos de várzea, observa-se comportamento contrário daquele encontrado para os demais solos. Isto é, os horizontes superficiais, onde os teores de matéria orgânica são mais elevados, apresentam maiores valores de CMAF do que os horizontes subsuperficiais. Neste caso, provavelmente, a atuação dos óxidos de ferro de menor cristalinidade se sobrepõe aos demais agentes que influenciam a adsorção de fosfato resultando em maior adsorção nos horizontes superficiais.

Os valores de CMAF observados em alguns solos, notadamente nos Plintossolos e no Alissolo (horizonte Bt), indicam que, ao contrário do que foi postulado por SÁNCHEZ et al. (1982), a adsorção de fosfato pode representar um problema agrícola importante no cultivo de solos, notadamente em solos que apresentam horizontes plínticos, o que se observa em grande parte dos solos da bacia do Alto Amazonas.

Como variáveis isoladas, apenas a percentagem de argila e o teor de ferro total da fração argila apresentaram correlação significativa (a 1% de probabilidade) com a CMAF, sendo esta positiva com a argila e negativa com o ferro total. Correlação negativa e significativa (a 10% de probabilidade) foi ainda

observada entre a CMAF e o ferro ditonito da fração argila. Para todas as demais variáveis consideradas, Al_o , Al_d , Fe_o , Fe_s (ferro extraído pelo ataque sulfúrico), índice Ki, relações Al_o/Al_d , Fe_o/Fe_d , Fe_o/Fe_t , Fe_d/Fe_t , carbono orgânico total e frações ácido fúlvico, ácido húmico e humina, não houve correlações significativas com a capacidade máxima de adsorção de fosfato (Quadro 9).

Quadro 9 - Coeficientes de correlação linear simples entre a CMAF e Fe total (Fe_t), Fe do ataque sulfúrico (Fe_s), Fe extraído por ditonito (Fe_d) e por oxalato (Fe_o), índice Ki, carbono orgânico total e substâncias húmicas e percentagem de argila

	Argila	Fe_d	Fe_o	Fe_o/Fe_d	Al_d	Al_o	Al_o/Al_d	Fe_s
CMAF	0.70**	0.47 ^o	-0.37 ^{ns}	-0.14 ^{ns}	-0.19 ^{ns}	-0.07 ^{ns}	0.19 ^{ns}	0.07 ^{ns}
	Ki	Fe_t	Fe_d/Fe_t	Fe_o/Fe_t	COT	FAF	FAH	Humina
CMAF	-0.34 ^{ns}	-0.66**	-0.40 ^{ns}	-0.24 ^{ns}	-0.05 ^{ns}	-0.01 ^{ns}	-0.01 ^{ns}	-0.10 ^{ns}

** e ^o = significativo a 1 e 10% de probabilidade; ns = não-significativo; FAF – fração ácidos fúlvicos; FAH – fração ácidos húmicos

A CMAF correlacionou-se melhor com a percentagem de argila, sendo esta correlação positiva, como já mencionado; o que indica que os solos mais argilosos tendem a adsorver maior quantidade de fosfato, fato este observado por outros autores (NOVAIS et al., 1991; OLIVEIRA, 1999; SILVA, 1999). No entanto, isoladamente, a percentagem de argila contribuiria com menos do que 50% da CMAF. Uma regressão múltipla, incluindo o ferro extraído por oxalato, o ferro total da fração argila e a percentagem de argila como variáveis independentes, elevou esse nível acima de 85%. A equação obtida $CMAF = 0,282 + 1,58argila + 1,83Fe_o - 0,92Fe_t$ apresentou-se significativa (a 1% de probabilidade) para todas as variáveis consideradas, sendo a variável Fe_o da fração argila a que maior influência exerce sobre a capacidade máxima de adsorção de fosfato. O menor

grau de cristalinidade dos óxidos de ferro resulta em maior reatividade e, conseqüentemente, maior adsorção de fosfato (McLAUGHLIN et al., 1981; PARFITT, 1989).

3.7. Carbono orgânico total e substâncias húmicas

De modo geral, os teores de carbono orgânico total são baixos, não excedendo a 24 g kg⁻¹ (Quadro 10). Não obstante a grande produtividade primária do ambiente amazônico, cujo aporte anual de carbono é estimado entre 0,35 e 0,40 kg m⁻² (CERRI et al., 1996), e o caráter álico de alguns dos solos, especialmente no ambiente de terra firme, não há evidências de grande acúmulo de matéria orgânica. Isto se deve certamente às condições bioclimáticas favoráveis a uma rápida e intensa decomposição da matéria orgânica no ambiente amazônico.

Mesmo nos solos de drenagem mais restrita ou sujeitos a inundações sazonais (Gleissolos e Plintossolos) e Neossolos Flúvicos, nos quais presumivelmente o processo de decomposição ocorre mais lentamente durante parte do ano, os teores de carbono orgânico são relativamente baixos. É provável que, nos solos de várzea, o teor de COT seja um reflexo do baixo conteúdo médio de COT dos sedimentos frescos depositados periodicamente na várzea, conforme observaram MARQUES et al. (2001) e nos Plintossolos sejam conseqüência de uma menor produtividade primária. █

O fracionamento das substâncias húmicas revelou o predomínio da fração humina tanto em superfície quanto em subsuperfície, a qual correspondeu de 55 a 86% do total do carbono orgânico dos solos avaliados. De modo geral, a menor

fração do COT revelou-se sobre a forma de ácidos húmicos (FAH). Este comportamento mostrou-se independente do ambiente ou das classes de solo.

Quadro 10 - Carbono orgânico total (COT), fração ácido fúlvico (FAF), fração ácido húmico (FAH), fração humina e relação FAF/FAH dos solos estudados

Horizonte	COT	FAF	FAH	Humina	FAH/FAF
----- g kg ⁻¹ -----					
Seqüência 1 – Médio Amazonas					
Latossolo Amarelo distrófico típico					
A	13,6	4,1	1,5	7,4	0,36
Bw2	3,8	0,8	0,1	3,2	0,12
Latossolo Amarelo distrófico petroplíntico					
A	14,8	3,5	3,0	8,6	0,86
Bw	5,2	4,3	1,5	7,1	0,35
Plintossolo Háplico distrófico típico					
A	14,4	2,9	2,7	8,1	0,93
C	5,0	1,1	0,3	4,6	0,27
Gleissolo Háplico Ta eutrófico					
A	8,3	1,5	0,4	5,6	0,27
2Cg	4,9	0,6	0,1	3,9	0,17
Neossolo Flúvico Ta eutrófico					
A	9,7	1,3	1,1	6,8	0,82
5C ₅	5,5	0,6	0,2	4,4	0,33
Seqüência 2 – Alto Amazonas					
Alissolo Hipocrômico argilúvico					
A	23,6	3,6	2,4	17,3	0,67
2C ₂	1,1	0,9	0,0	2,9	0,00
Plintossolo Argilúvico alumínico abruptico					
A	21,0	3,1	5,2	10,4	1,68
C	1,6	0,3	0,4	3,6	1,33
Neossolo Flúvico Ta eutrófico					
A	20,7	2,6	2,6	13,8	1,00
3C ₃	2,8	0,4	0,1	3,1	0,25

Na maioria das vezes, a soma do teores de COT determinado nas frações das substâncias húmicas isoladamente, que corresponde a recuperação em relação ao carbono total, resultou em valores diferentes do COT, estas diferenças são mais acentuadas nos horizontes subsuperficiais, nos quais o teor de carbono

é mais baixo, e, portanto, pequenas variações na determinação podem resultar em diferenças expressivas.

A baixa concentração de FAH resulta em uma relação fração ácidos húmicos/ fração ácidos fúlvicos (FAH/FAF) sempre inferior a 1, exceto no Plintossolo Argilúvico do Alto Amazonas. Nos solos mais bem drenados esta tendência pode ser atribuída a uma taxa mais elevada de decomposição da matéria orgânica, predominando no ambiente humina e ácidos fúlvicos, enquanto os ácidos húmicos, por serem intermediários entre a humina e os ácidos fúlvicos, tendem a ocorrer em menores concentrações (MENDONÇA e ROWELL, 1996). Ao passo que, nos ambientes de drenagem mais restrita, os ácidos fúlvicos, por serem menos complexos e de cadeia mais curta, tendem a predominar no solo em relação aos ácidos húmicos (THENG et al., 1989).

Dados compilados de resultados analíticos contidos no PROJETO RADAMBRASIL para a Amazônia (MORAES, 1991; MORAES et al., 1995) revelam que Neossolos Flúvicos e Gleissolos eutróficos, Plintossolos e Latossolos estão entre aqueles solos que possuem menor conteúdo de carbono orgânico. Esses dados revelam também valores de relação C/N cerca de duas vezes mais elevados nos Latossolos em comparação com os solos de várzea, o que poderia ser atribuído a um mais avançado processo de humificação da matéria orgânica do Latossolos. Todavia, os dados de fracionamento das substâncias húmicas (Quadro 9) não parecem confirmar esta suposição.

O estoque de carbono no solo é, em grande parte, determinado por algumas características como teor de nutrientes, pH, drenagem e textura (CERRI et al., 1996). Certamente, essas características precisam ser mais bem avaliadas nas condições do ambiente amazônico. Afinal, solos de várzea eutróficos, como

os citados neste estudo ou os descritos nos levantamentos do PROJETO RADAMBRASIL, os quais permanecem inundados durante grande parte do ano, apresentam de modo geral menores conteúdos de carbono orgânico do que aqueles de terra firme.

Por outro lado, Gleissolos distróficos, embora apresentem, normalmente, menores teores de argila do que os Latossolos, mantêm maiores estoques de carbono orgânico, conforme revelam dados do PROJETO RADAMBRASIL (MORAES et al., 1995). Isto indica que não só a quantidade, mas também a qualidade da argila e outras características relativas à fertilidade dos solos, são determinantes nos processos de acumulação e decomposição da matéria orgânica do solo.

4. CONCLUSÕES

Os solos estudados apresentaram diferenças acentuadas nas características químicas, físicas e mineralógicas. Os solos de várzea mostraram maior fertilidade natural, maior teor de silte e maior diversidade mineralógica, o que é consistente com um material de origem mais rico, deficiência nas condições de drenagem e, portanto, menor grau de pedogênese, além de renovação anual pela deposição de novos sedimentos. Por outro lado, os solos de terra firme, especialmente os Latossolos, derivados de sedimentos mais antigos e mais pobres, situados em posição mais elevada na paisagem e com boas condições de drenagem, apresentaram como características dominantes baixa fertilidade natural, baixo teor de silte e menor diversidade mineralógica em todas as frações analisadas, quando comparados com os demais solos analisados.

A mineralogia das frações silte e areia fina dos solos de terra firme, composta principalmente por quartzo, revelou uma ausência acentuada de reservas de nutrientes. As características químicas e a reserva mineralógica das frações silte e areia fina dos solos de várzea, o relevo plano e a proximidade dos rios, que podem servir tanto como via para o transporte de produtos agrícolas,

quanto como fonte de água para irrigação nos períodos mais secos, confirmam o elevado potencial agrícola destes solos. Todavia, as enchentes anuais e as alterações provocadas pela inundação na disponibilidade dos nutrientes, as dificuldades de mecanização, o grande número de pragas, a necessidade de preservação de matas ciliares, os riscos de contaminação da água por insumos agrícolas constituem importantes características a serem consideradas no uso e na ocupação da várzea.

Nos solos de várzea, de modo geral, os valores da relação Fe_o/Fe_d foram maiores do que 0,5, o que indica que neste ambiente mais da metade do ferro livre encontra-se sob a forma de ferro amorfo, enquanto, nos solos de terra firme, o ferro amorfo representa menos de 5% do ferro total livre. Nos Latossolos, em média, mais de 90% do ferro total da fração argila encontram-se sob a forma de óxidos bem cristalizados, o que indica avançado estágio de intemperismo dos Latossolos. Nos demais solos, os óxidos de ferro representam menos do que 50% do total da fração argila.

A várzea representa um ambiente onde a remoção é superada pela deposição atual, conseqüentemente há acúmulo de material, em que mesmo os elementos minerais mais móveis como o Mn continuam presentes. Por outro lado, o domínio dos Plintossolos representa um ambiente onde predomina atualmente o processo de remoção e ferrólise, em que há perdas acentuadas de Mn e de Fe. A terra firme, por sua vez, parece representar o ambiente atual de maior equilíbrio pedogenético, onde possíveis perdas parecem ser compensadas pelo processo de ciclagem biogeoquímica.

A caulinita é o único dos argilominerais silicatados presentes em todos os horizontes e solos avaliados, independente das características do ambiente e do

material de origem. Clorita foi observada apenas nos solos de várzea, o que indica baixo grau de evolução destes solos e a pirofilita foi observada apenas nos solos derivados de sedimentos da Formação Içá. A fração areia fina dos solos Latossolos e Plintossolos, é composta quase que exclusivamente por quartzo. A presença de outros minerais, nesta fração, foi detectada apenas no horizonte C dos Plintossolos.

Na Amazônia, o teor total de manganês pode representar um bom indicador de intemperismo químico na diferenciação de um ambiente anaeróbico sazonal de deposição e um ambiente anaeróbico sazonal de remoção.

A substituição de Fe por Al mostrou-se dependente das características ambientais, de modo que na várzea, onde os solos são menos ácidos, eutróficos e sujeitos a inundações sazonais, ricos em ferro amorfo e, portanto, onde a mobilização de ferro é maior, ocorreu menor substituição do Fe por Al.

Apesar das condições bioclimáticas atuais do ambiente amazônico, os Latossolos derivados de rochas sedimentares da Amazônia parecem menos intemperizados que os Latossolos do Planalto Central.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'SÁBER, A.N. **A Amazônia: do discurso à práxis**. São Paulo, Editora da Universidade de São Paulo, 1996. 319p.
- ALLEN, B.L.; HAJEK, B.F. Mineral occurrence in soil environments. In: DIXON, J.B.; WEED, S.B. (Eds). **Mineral in soil environments**. 2.ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p.199-278.
- ALVAREZ V., V.H., FONSECA, D.M. Definição de doses de fósforo para determinação da capacidade máxima de adsorção de fosfatos e para ensaios em casa de vegetação. **R. bras. Ci. Solo**, 14:49-55, 1990.
- BATES, H.W. The naturalist on the river Amazonas. London. 1944.
- BEAUVAIS, A.; TARDY, Y. Degradation and dismantling of iron crusts under climatic changes in Central Africa. **Chem. Geol.**, 107:277-280, 1993.
- BRASIL, E.C.; MUKADA, T. Capacidade de adsorção de fósforo em Latossolo amarelo e podzólico vermelho amarelo da Amazônia Oriental. **B. FCAP**, Belém, n.24, p.81-91, 1995.
- CERRI, C.C.; BERNOUX, M.; VOLKOFF, B.; MORAES, J.F.L. Dinâmica do carbono nos solos da Amazônia. . In: **O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado**. ALVAREZ, V. V.H.; FONTES, L.E.F. e FONTES, M.P.F. Viçosa, SBCS, 1996. p.61-69.
- CHAUVEL, A. Contribuição para o estudo da evolução dos Latossolos amarelos distróficos argilosos na borda do platô, na região de Manaus: mecanismos de gibbsitização. Manaus: **Acta Amazônica**, 11(2)22-245. 1981.
- COFFIN, D.E. A method for the determination of free iron in soils and clays. **Can. J. Soil Sci.**, Ottawa, 43:7-17, 1963.

- CORNU, S., LUCAS, Y., AMBROSI, J.P., DESJARDINS, T. Transfer of dissolved Al, Fe and Si in two Amazonian forest environments in Brazil. **European Journal of Soil Science**, 49:377-384, 1998.
- COSTA, M.L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, 21:146-160. 1991.
- CURI, N., CAMARGO, O.A., GUEDES, G.A.A., SILVEIRA, J.V., Sorção de fósforo em materiais de Latossolos do Brasil Sudeste e Sul. In: REUNIÃO DE CLASSIFICAÇÃO, CORRELAÇÃO DE SOLOS E INTERPRETAÇÃO DE APTIDÃO AGRÍCOLA, 3, 1988, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: EMBRAPA/SNCLS-SBCS, 1988. p.267-282.
- CURI, N.; FRANZMEIER, D.P. Toposequence of Oxisols from the Central Plateau of Brazil. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 48:341-346, 1984.
- DAEMON, R.F. Contribuição à datação da formação Alter do Chão. Bacia do Amazonas. **R. Bras. Geociênc.**, 5:78-84, 1975.
- EASTERWOOD, G.W.; SARTAIN, J.B. Clover residue effectiveness in reducing orthophosphate sorption in ferric hydroxide coated soil. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.54, n.5, p.1345-1350, 1990.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro, 1997. 212p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Rio de Janeiro, EMBRAPA Solos, 1999. 412p.
- FALESI, I.C. Estado atual de conhecimentos de solos da Amazônia brasileira. Simpósio do trópico úmido, 1. Belém, 1984. **Anais...** Belém, EMBRAPA-CPATU, 1986. p.168-191.
- FITZPATRICK, R.W.; SCHWERTMANN, U. Al-substituted goethite – An indicator of pedogenic and other weathering environments in South Africa. **Geoderma**, 27:335-347, 1982.
- GIBBS, J.R. **The geochemistry of the Amazon Basin**. San Diego, University of California, 1964. 95p. (PhD. Thesis).
- HERNANI, L.C., FRANZINELLI, E., POTTER, P.E. **Importância da composição de areias recentes do rio Solimões-Amazonas para a agricultura regional**. 1982. 8p.
- HORBE, A.M.C.; COSTA, M.L. Solos gerados a partir do intemperismo de crostas lateríticas sílico-ferruginosas. Manaus: **Acta Amazônica**, 27(4):241-256, 1997.

- IRION, G. Die entwicklung des zentral-und obeamazonischen tieflands im spat-pleistozän und im holozän. Kiel, **Amazoniana**, 6(1):67-79, 1976.
- IRION, G. Soil infertility in the Amazonian rain forest. **Naturwissenschaften**, 65:515-519, 1978.
- IRION, G. Clay minerals of Amazonian soils. In: **The Amazon: limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**. SIOLI, H (Ed). Dordrecht, Dr. W. Junk Publishers, 1984. p.537-579 (Monographiae biologicae, v. 56).
- IRION, G. Quaternary geology of amazonian lowland. Simpósio do trópico úmido, 1. Belém, 1984. **Anais...** Belém, EMBRAPA-CPATU, 1986. p.494-498.
- IRIONDO, M.H. Geomorfologia da planície amazônica. In: Simpósio do Quaternário do Brasil, 4. **Anais...** p.323-348. 1982.
- IYAMUREMYE, F.; DICK, R.P. Organic amendments and phosphorus sorption by soils. **Adv. Agron.**, v.56, p.139-185, 1996.
- KÄMPF, N.; CURI, N. Óxidos de ferro: indicadores de ambientes pedogênicos e geoquímicos. In: **Tópicos em Ciência do Solo**. NOVAIS, R.F.; ALVAREZ V., V.H.; SCHAEFER, C.E.G.R. (Eds). Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2000. P.107-138.
- KER, J.C. **Mineralogia, sorção e dessorção de fosfato, magnetização e elementos traços de Latossolos do Brasil**. Viçosa, UFV, 1995, 181p. (Tese de Doutorado).
- KITAGAWA, Y. Goethite and hematite in some soils from the Amazon region. **Soil Sci. Plant Nutr.**, 29:209-217, 1983.
- KITAGAWA, Y., MÖLLER, M.R.F. Clay mineralogy of some typical soils in the Brazilian Amazon region. **Pesq. agropec. bras.**, 14:201-208, 1979.
- KUO, S. Phosphorus. In: Methods of soil analysis. Part 3. Chemical methods. D.L. Sparks et al. (eds.). **Soil Science Society of American**, 1996. p.869-919.
- LEMOS, R.C.; SANTOS, R.D. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 3ª ed. Campinas, SBCS, 1996. 84p.
- LIPS, J.M., DUIVENVOORDEN, J.F. Regional patterns of well drained upland soil differentiation in the middle Caquetá basin of Colombian Amazonia. **Geoderma**, 72: 219-257, 1996.
- LOVLEY, D. R. Organic matter mineralization with the reduction of ferric iron: a review. **Geomicrobiology Journal**, vol. 5, no. 3-4, 1987.

- LOVLEY, D.R. Microbial reduction of iron, manganese, and other metals. **Adv. Agron.**, 54:175-231, 1995.
- LUCAS, Y., KOBILSEK, B., CHAUVEL, A. Structure, genesis and present evolution of amazonian bauxites developed on sediments. **Anais... Inter. Cong. ICSOBA**, Poços de Caldas, 22:81-94, 1989.
- LUCAS, Y., LUIZÃO, F.J., CHAUVEL, A., ROUILLER, J., NAHON, D. The relation between biological activity of the rain forest and mineral composition of soils. **Science**, 260:521-523, 1993.
- MARQUES, J.J., TEIXEIRA, W.G., SCHULZE, D.G., CURTI, N. Mineralogy of soils with unusually high exchangeable Al from the western Amazon Region. **In press**.
- McLAUGHLIN, J.R.; RYDEN, J.C.; SYERS, J.K. Sorption of inorganic phosphate by iron-and-aluminum-containing compounds. **J. Soil Sci.**, 32:365-377, 1981.
- MELO, V.F. **Potássio e magnésio em minerais de solos e relação entre propriedades da caulinita com formas não trocáveis destes nutrientes**. Viçosa, UFV, 1998. 205p. (Tese de Doutorado).
- MENDONÇA, E.S.; ROWELL, D.L. Mineral and organic fractions of two oxisols and their influence on effective cation-exchange capacity. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.60, n.6, p.1888-1892, 1996.
- MÖLLER, M.R.F. Mineralogia de argilas de solos da região Amazônica brasileira. Simpósio do trópico úmido, 1. Belém, 1984. **Anais...** Belém, EMBRAPA-CPATU, 1986. p.214-223.
- MÖLLER, M.R.F. **Substituição isomórfica em óxidos de ferro de Latossolos da Amazônia e suas implicações na sorção de fósforo**. ESALQ, Piracicaba, 1991. 70p. (Tese de Doutorado)
- MORAES, J.F.L. **Conteúdos de carbono e nitrogênio e tipologia de horizontes nos solos da Bacia Amazônica**. Piracicaba, CENA-USP, 1991. 85p. (Dissertação de Mestrado).
- MORAES, J.F.L.; NEILL, C.; VOLKOFF, B.; CERRI, C.C.; MELILLO, J. LIMA, V.C.; STEUDLER, P.A. Soil carbon stocks of the Brazilian Amazon basin. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 59:224-247, 1995.
- MORAIS, F.I.O ; MARTINS JUNIOR, H.B.; TEIXEIRA NETO, J.F.; COUTO, W.S. Fixação de fósforo em Plintossolo da Ilha de Marajó (PA). **B. FCAP**, Belém, 26:67-76, 1995.
- MOREIRA, A.A.N. Relevo. In: **Geografia do Brasil: Região Norte**. Rio de Janeiro, Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, p.1-38, 1977.

- NORRISH, K.; TAYLOR, M. The isomorphous replacement of iron by aluminum in soil goethites. **J. Soil Sci.**, 12:294-306, 1961.
- NOVAIS, R.F.; NEVES, J.C.L.; BARROS, N.F. Aspectos físico-químicos envolvidos na fixação de fósforo no solo. In: ENCONTRO NACIONAL DE ROCHA FOSFÁTICA, 5, 1991, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Potafos, 1991. p. 133-177.
- NZIGUHEBA, G.; PALM, C.A.; BURESH, R.J.; SMITHSON, P.C. Soil phosphorus fraction and adsorption as affected by organic and inorganic sources. **Plant and Soil**, v.198, n.2, p.159-168, 1998.
- OLIVEIRA, C.V. **Atributos químicos, mineralógicos e micromorfológicos, gênese e uso de solos do projeto Jaíba, norte de Minas Gerais**. Viçosa, UFV, 1999. 161p. (Tese de Doutorado).
- PARFITT, R.L. Anion adsorption by soils and soil materials. **Adv. Agron.**, v.30, n.1, p.1-50, 1978.
- PETERSCHMITT, E., FRITSCH, E. RAJOT, J.L., HERBILLON, A.J. Yellowing, bleaching and ferritisation processes in soil mantle of the Wester Ghâts, South India. **Geoderma**, 74:235-253, 1996.
- RADAMBRASIL. **FOLHA SA20 MANAUS. Vol. 18. Pedologia**. p.245-410. Rio de Janeiro, 1978. Ministério das Minas e Energia – Departamento Nacional da Produção Mineral. Levantamentos de Recursos Naturais.
- RADAMBRASIL. **FOLHA SB19 JURUÁ. Vol. 15**. Rio de Janeiro, 1977. Ministério das Minas e Energia – Departamento Nacional da Produção Mineral. Levantamentos de Recursos Naturais.
- REGO, R.S. **Caracterização e gênese de solos com plintita da Ilha de Marajó**. Itaguaí, UFRRJ, 1986, 156p. (Tese de Mestrado).
- RODRIGUES, T.E. Solos da Amazônia. In: **O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado**. ALVAREZ, V. V.H.; FONTES, L.E.F. e FONTES, M.P.F. Viçosa, SBCS, 1996. p.19-60.
- RODRIGUEZ, O.A.; PERKINS, H.F. Turbio soils of northwestern Venezuela: properties and placement in ustropeptic subgroup. **Soil Sci**. 138:33-39, 1984.
- ROSE, A.W., KATO, T., MACHESKY, M.L. The significance of biogenic element cycling in ancient tropical soils. **Chemical Geology**, 107:401-403, 1983.
- SÁNCHEZ, P.A., BANDY, D.E., VILLACHICA, J.H., NICHOLAIDES, J.J. Amazon Basin soils: management for continuous crop production. **Science**, 216:821-227, 1982.

- SANTOS, J.O.S. A parte setentrional do cráton amazônico (escudos das Guianas) e a bacia Amazônica. In: **Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escla 1:2.500.000**. SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R. E ASMUS, H.E. Brasília, Departamento Nacional de Produção Mineral, p.57-91. 1984.
- SCHAEFER, C.E.G.R. **Ambientes no nordeste de Roraima: solos, palinologia e implicações paleoclimáticas**. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, 1991. 114p. Tese (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa, 1991.
- SCHAEFER, C.E.G.R.; LIMA, H.N.; VALE JÚNIOR, J.F., MELLO, J.W.V. Uso dos solos e alterações da paisagem na Amazônia: cenários e reflexões. **Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, sér. Ciênc. da Terra**, 12:63-104, 2000.
- SCHULZE, D.G. Identification of soil oxide minerals by differential X-ray diffraction. **Soil Sci. Am. J.**, vol.45, p.437-440, 1981.
- SCHWARZ, T. Ferricrete formation and relief inversion: na example from Central Sudan. **Catena**, 21:257-268, 1994.
- SCHWERTMANN, U. Differenzierung der eisenoxide des bondes durch photochemische extraktion mit saurer ammonium-oxalat-Lösung. Z. Pflanzenernähr. **Bodenk**, 105:194-202, 1964.
- SCHWERTMANN, U. Inhibitory effect of soil organic matter on the crystallization of amorphous ferric hidroxide. **Nature**, 212:645-646, 1966.
- SCHWERTMANN, U. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. In: STUCKI, J.W., GOODMAN, B.A., SCHWERTMANN, U. (eds.) **Iron in soils and clay minerals**. Dordrecht, D. Reidel, 1988. p.267-308.
- SCHWERTMANN, U., TAYLOR, R.M. Iron oxides. In: DIXON, J.B.; WEED, S.B. (EDS.). **Minerals in soil environments**. Madison, Soil Science Society of America, 1989. P.379-438.
- SCHWERTMANN, U.; KÄMPF, N. Óxidos de ferro jovens em ambientes pedogenéticos brasileiros. **R. Bras. Ci. Solo**, 7:251-255, 1983.
- SCHWERTMANN, U.; KÄMPF, N. Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of Southern and central Brazil. **Soil Sci.**, 139:344-350, 1985.
- SILVA, J.R.T. **Solos do Acre: caracterização física, química e mineralógica e adsorção de fosfato**. Viçosa, UFV, 1999. 117p. (Tese de Doutorado).
- SINGH, R., MÖLLER, M.R.F., FERREIRA, W.A. Características da sorção do fósforo relacionadas com propriedades selecionadas de solos dos trópicos úmidos da Amazônia. **R. bras. Ci. Solo**, 7:233-241, 1983.

- SIOLI, H. **Alguns resultados e problemas da limnologia amazônica**. Belém, IPEAN, 1951. p.3-44 (IPEAN. Boletim Técnico, 24).
- SOMBROEK, W.G. **Amazon soils; a reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon region**. Wageningen, Centre for agricultural publications and documentation, 1966. 262p.
- SWIFT, R.S. Organic Matter characterization. In: **Methods of Soils Analysis. Part 3. Chemical Methods**. D.L. SPARKS et al (eds.). Madison, Soil Science Society of American, 1996. p.1011-1069.
- THENG, B.K.G.; TATE, K.R.; SOLLINS, P. Constituents of organic matter in temperate and tropical soils. In: COLEMAN, D.C., OADES, J.M., UEHARA, G. (Eds.). **Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems**. Honolulu: University of Hawaii Press, 1989. P.5-32.
- UNITED STATE DEPARTMENT OF AGRICULTURE. USDA. **Soil Survey Laboratory Methods Manual**. Soil Survey Investigations Report No. 42 Version 3.0, 1996. 693p.
- VIEIRA, L.S., SANTOS, P.C.T. **Amazônia: seus solos e outros recursos naturais**. São Paulo, Editora Agronômica Ceres, 1987. 416p.
- WALLACE, A.R. A narrative of travels on the Amazon and rio Negro. London. 1870.
- WHITTIG, L.D., ALLARDICE, W.R. X-ray diffraction techniques. In: Klute, A., ed. **Methods of soil analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods**. Madison: American Society of Agronomy, 1986. p.331-362.
- WILKE, B.M., ZECH, W. Mineralogies of silt and clay fractions of twelve soil profiles in Bolivian Andes (Callavaya region). **Geoderma**, 39:193-208. 1987.
- YEOMANS, J.C., BREMNER, J.M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. **Commun. in Soil Sci. Plant Anal.**, 19(13):1467-1476, 1988.
- ZOLASNY, L.W.; CALHOUN, F.C. Palygorskite (attapulgate), sepiolite, talc and pyrophyllite, and zeolites. In: **Minerals in soil environments**. DIXON, J.B.; WEED, S.B. (Eds). Madison: Soil Science Society of America, 1977. p.435-466.

CAPÍTULO 2

DINÂMICA DA MOBILIZAÇÃO DE ELEMENTOS EM SOLOS DA AMAZÔNIA SUBMETIDOS À INUNDAÇÃO

1. INTRODUÇÃO

Parte importante dos solos da Amazônia pode permanecer saturada ou inundada por períodos que variam de alguns dias a alguns meses. Em alguns casos, o excesso de água resulta das inundações sazonais decorrentes da elevação do nível das águas durante o período de cheia dos rios da região; em outros, o excesso de água decorre das altas precipitações pluviais, das restrições de drenagem ou da elevação do nível do lençol freático.

A inundação altera o equilíbrio dos elementos e dos compostos no solo, o que resulta em importantes mudanças químicas, físicas, biológicas e mineralógicas, das quais a mais significativa é, possivelmente, o decréscimo no potencial eletroquímico de elétrons ou potencial redox. Outras alterações importantes são aumento do pH nos solos ácidos e decréscimo nos solos alcalinos, mudanças na condutividade elétrica, na força iônica e na sorção e

dessorção de íons (REDDY e PATRICK JR., 1975; YU, 1991; OLIVIE-LAUQUET et al., 2001). A magnitude dessas alterações depende de características do solo como pH inicial, teores de ferro e de manganês, conteúdo de matéria orgânica e grau de cristalinidade dos óxidos presentes (MELLO et al., 1992).

O potencial redox, ou atividade de elétrons, influencia o estado de oxidação do hidrogênio, carbono, nitrogênio, oxigênio, enxofre, manganês, ferro, cobalto e cobre no sistema aquoso, e representa uma medida quantitativa da tendência de um dado sistema oxidar ou reduzir substâncias ou elementos susceptíveis a esses fenômenos. Valores altos e positivos do potencial indicam uma baixa atividade de elétrons e, portanto, condições oxidantes; enquanto valores baixos e negativos do potencial, condições redutoras. Um sistema natural raramente alcançará o equilíbrio entre oxidação e redução em razão da contínua adição de doadores de elétrons, isto é, compostos orgânicos oxidáveis (BOHN, 1970).

Após a inundação, o suprimento de oxigênio para o solo é drasticamente reduzido (WILLETT, 1991; McLATCHEY e REDDY, 1998). Em pouco tempo de inundação, bactérias aeróbicas e reações químicas de oxidação consomem todo o oxigênio disponível na água, reduzindo seu nível rapidamente em várias regiões do solo (LIESACK et al., 2000), o que o torna virtualmente desprovido de oxigênio (PONNAMPERUMA, 1972). Sob redução, intensifica-se a atividade biológica anaeróbica e uma diversidade de substâncias redutoras é produzida, sem as quais a redução de compostos inorgânicos não ocorreria (YU, 1991).

Na ausência de oxigênio, receptores alternativos de elétrons passam a ser usados. A ordem, na qual os receptores de elétrons são usados por uma população microbiana, segue geralmente o conceito de energia livre, resultando na seguinte seqüência: respiração aeróbica (redução do oxigênio), redução do

nitrato, redução de óxidos metálicos, redução do sulfato e redução do bicarbonato (McLATCHEY e REDDY, 1998; LIESACK et al., 2000).

A liberação de oxigênio na rizosfera de determinadas plantas e a difusão através da água de superfície criam um gradiente redox ao redor das raízes e nos primeiros milímetros dos solos inundados. O oxigênio na superfície do solo e ao longo das raízes é um fator-chave no controle de receptores alternativos de elétrons, como nitrato, manganês, ferro e sulfato. Na presença de oxigênio, esses receptores são regenerados pela oxidação de suas formas reduzidas.

Este trabalho foi conduzido com os objetivos de avaliar as alterações na mobilização de alguns nutrientes e outros elementos de importância ambiental em diferentes solos da Amazônia submetidos a inundação, e discutir as implicações ambientais e agronômicas decorrentes dos processos redox nesses solos.

2. MATERIAL E MÉTODOS

Utilizaram-se neste estudo amostras de onze diferentes solos, oito dos quais foram descritos e analisados no Capítulo 1. A estes foram acrescentadas amostras de três novos solos, que ocorrem em ambiente de terra firme e distinguem-se dos demais solos desta área especialmente pela presença de um horizonte superficial antropogênico. De acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999), os solos foram assim classificados: Argissolo Amarelo com horizonte A antrópico (PA); Latossolo Amarelo com horizonte A antrópico (LA); Cambissolo com horizonte A antrópico (CAA); Latossolo Amarelo distrófico típico (LAd); Latossolo Amarelo distrófico petroplíntico (LAd_c); Plintossolo Háptico distrófico típico (FXd); Glessolo Háptico Ta eutrófico (GXve); e Neossolo Flúvico Ta eutrófico (RUve), do Médio Amazonas; Alissolo Hipocrômico argilúvico (APt); Plintossolo Argilúvico alumínico abrupto (FTa); Neossolo Flúvico Ta eutrófico (RUve), do Alto Amazonas.

Os solos utilizados foram reunidos em quatro diferentes grupos para melhor visualizar o fenômeno de mobilização dos elementos avaliados em ambientes com diferentes características, embora estejam inseridos em uma

paisagem ampla e não dissociada, onde, portanto, uns influenciam os outros. O agrupamento foi feito, levando-se em consideração algumas das características químicas e mineralógicas, as características de drenagem e posição na paisagem.

Os grupos foram assim constituídos: 1 - solos de várzea (Neossolo Flúvico Ta eutrófico, do Médio Amazonas, Neossolo Flúvico Ta eutrófico, do Alto Amazonas e Gleissolo Háptico Ta eutrófico); 2 – Latossolos (Latossolo Amarelo distrófico típico e Latossolo Amarelo distrófico petroplântico) 3 - solos antropogênicos (Argissolo Amarelo com horizonte A antrópico, Latossolo Amarelo com horizonte A antrópico e Cambissolo com horizonte A antrópico); e 4 – Plintossolos e Argissolo (Plintossolo Háptico distrófico típico, Plintossolo Argilúvico alumínico abrupto e Alissolo Hipocrômico argilúvico).

Amostras dos horizontes superficial e subsuperficial dos diferentes solos foram secas ao ar e peneiradas em malhas de 2 mm de abertura para obtenção da terra fina seca ao ar (TFSA) e foram analisadas de acordo com metodologias-padrão descritas por EMBRAPA (1997) para caracterização química. Determinaram-se, ainda, os teores de Fe por ditionito-citrato de sódio (Fe_d) (COFFIN, 1963) e por oxalato ácido de amônio (Fe_o) (SCHWERTMANN, 1964), o carbono orgânico total do solo e das substâncias húmicas (YEOMANS e BREMNER (1988) (Quadro 1).

Em frasco de polietileno, foram colocados 300 g de terra fina seca ao ar e, em seguida, adicionou-se lentamente água deionizada até completa saturação do solo. As amostras foram mantidas submersas, sob uma lâmina de água de, aproximadamente, 1 cm durante seis meses. Em cada frasco, foi instalada uma pequena mangueira (dreno) com uma pedra porosa na extremidade (pedra de

aquário), a qual foi revestida por uma camada de areia, previamente lavada com ácido clorídrico, e envolta por um tecido de algodão. Os frascos foram mantidos fechados com tampas, que possuíam um orifício para a passagem da mangueira, permitindo trocas gasosas.

Alíquotas de solução foram coletadas através do dreno, após 1, 15, 29, 43, 71, 99, 127, 155 e 183 dias de inundação. Depois de cada coleta, o nível de água de cada amostra era reestabelecido pela adição de água deionizada. A solução coletada foi filtrada e imediatamente acidificada para pH próximo de 2, com solução de ácido clorídrico 1 mol L^{-1} . Em algumas amostras, principalmente aquelas dos horizontes superficiais, houve floculação de ácidos orgânicos, razão pela qual todas as amostras foram novamente filtradas, após acidificação.

Os teores de Fe, Mn, Ca e Mg foram determinados por espectrometria de absorção atômica; Al e Si por espectrometria de emissão com plasma induzido; Na e K por fotometria de chama e P por colorimetria (KUO, 1986).

Quadro 1 - Características químicas dos solos estudados

Horizonte	pH	P	K	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	Fe _o	Fe _d	COT
		----- mg kg ⁻¹ -----			----- cmol _c kg ⁻¹ -----			----- g kg ⁻¹ -----		
Grupo 1 - Solos de várzea										
Gleissolo Háptico Ta eutrófico - GXve										
A	4,84	69	46	38	9,86	3,21	2,50	15,00	25,70	8,30
C	6,51	33	44	80	13,01	7,37	0,08	10,50	23,90	4,90
Neossolo Flúvico Ta eutrófico – RUve (MA)										
A	5,40	25	79	32	10,62	2,52	0,51	11,80	23,60	9,70
C	5,60	45	44	63	11,17	3,44	0,42	11,50	25,20	5,50
Neossolo Flúvico Ta eutrófico – RUve (AA)										
A	5,38	92	300	186	9,04	3,34	0,19	11,40	23,20	20,70
C	6,41	173	35	48	4,04	5,62	0,13	7,80	24,30	2,80
Grupo 2 - Latossolos										
Latossolo Amarelo distrófico petroplíntico – LAd _c										
A	4,71	2	16	0	0,01	0,03	1,63	2,70	35,90	14,8
Bw	4,68	1	2	0	0,01	0,01	0,99	0,70	40,20	5,20
Latossolo Amarelo distrófico típico – LAd										
A	4,57	1	15	0	0,01	0,03	1,06	4,50	33,70	13,60
Bw	4,43	1	2	0	0,01	0,01	0,77	0,30	50,20	3,80
Grupo 3 – Solos antropogênicos										
Argissolo Amarelo com horizonte A antrópico – PA										
A	5,20	173	12	0	3,85	0,63	0,19	2,60	35,70	18,30
Bt	5,13	145	4	0	1,31	0,12	0,13	1,00	51,60	4,60
Latossolo Amarelo com horizonte A antrópico – LA										
A	6,16	1991	55	51	14,13	1,32	0,00	5,50	35,20	34,60
Bw	6,49	1567	27	20	4,37	0,30	0,00	1,70	52,80	9,40
Cambissolo com horizonte A antrópico – CA										
A	6,28	1332	70	55	6,59	1,04	0,00	4,40	43,60	35,30
Bi	6,04	92	18	7	0,55	0,08	0,00	0,40	34,20	0,80
Grupo 4 – Plintossolos e Alissolo										
Alissolo Hipocrômico argilúvico – APt										
A	5,82	4	46	38	9,85	2,07	0,13	4,30	35,70	23,60
Bt	5,41	1	32	28	5,42	1,14	10,82	4,00	43,30	1,10
Plintossolo Argilúvico aluminico abrupto – FTa										
A	4,91	6	57	41	1,09	0,42	1,22	3,90	4,60	21,00
Bt	4,96	1	42	33	0,49	0,30	11,42	5,60	22,20	1,60
Plintossolo Háptico distrófico típico - FXd										
A	4,30	2	19	17	0,00	0,06	6,24	3,50	6,00	14,40
Bt	4,48	0,3	15	15	0,00	0,04	8,38	4,00	51,60	5,00

Fe_o – Fe extraído por oxalato de amônio; Fe_d – Fe extraído por ditionito; COT – Carbono orgânico total; P, K e Na – Mehlich 1; Ca, Mg e Al trocáveis – KCl 1 mol L⁻¹; pH em água, relação solo/água 1/2,5

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Ferro

Como cátion divalente, o Fe^{2+} solúvel compete com outros nutrientes como Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+ e K^+ pelos sítios de troca, o que acelera a liberação destes para a solução. Em solos fortemente reduzidos, o teor de Fe^{2+} em solução pode vir a ser muito elevado, particularmente em solos com alto conteúdo de óxidos de Fe amorfos e elevado conteúdo de matéria orgânica.

A dinâmica do Fe revelou comportamento similar em todos os solos avaliados, caracterizada por um rápido aumento inicial do teor em solução, seguido por um decréscimo igualmente rápido, atingindo níveis mais ou menos estáveis, 71 dias após a inundação. De modo geral, o pico de máximo teor em solução nos Plintossolos, Alissolo e nos solos de várzea, exceto o Gleissolo, foi atingido já ao final da segunda semana de inundação, comportamento semelhante foi observado por JUGSUJINDA et al. (1987). Nos Latossolos este pico foi deslocado para o final da quarta semana (Figura 1).

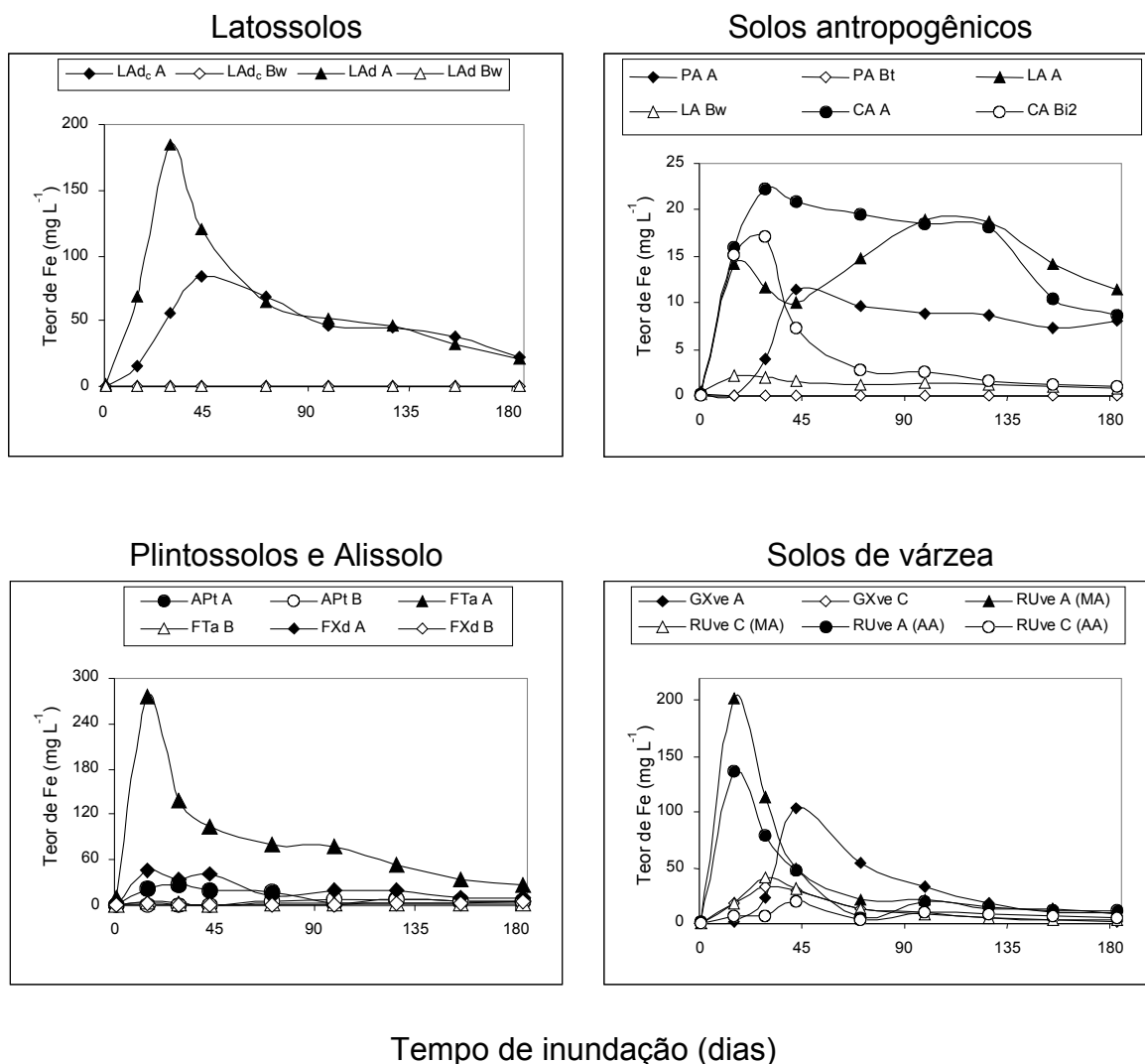


Figura 1 – Variação nos teores de Fe em solução durante o período de inundação.

Com a redução de compostos do solo pela inundação, o pH aumenta, da mesma forma que aumentam os teores de Fe²⁺ e Mn²⁺ em solução. Admite-se que, quando o pH dos solos atinge valores próximos a 6,5-7,0, estabelecem-se condições para a reoxidação do Fe²⁺ por reações químicas e microbiológicas (PONNAMPERUMA et al., 1967; LIESACK et al., 2000).

Observou-se que os teores Fe em solução foram sempre mais elevados nos horizontes superficiais do que nos horizontes subsuperficiais. Este

comportamento deve-se relacionar aos teores mais elevados de matéria orgânica, tendo conseqüentemente formas menos cristalinas de óxidos de Fe nos horizontes superficiais, as quais são mais facilmente reduzidas. O fato pode ser constatado pelos coeficientes de correlação positivos e significativos entre o teor de Fe em solução, os teores de Fe extraído por oxalato de amônio (Quadro 2) e a relação Fe_o/Fe_d ; sendo a correlação negativa e significativa entre o teor de Fe em solução e os teores de Fe_d (dados não-apresentados). Consistentemente, os horizontes subsuperficiais, apesar de possuírem teores mais elevados de óxidos de Fe (Quadro 1), apresentaram teores de Fe^{2+} em solução acentuadamente mais baixos do que os horizontes superficiais, estes mais pobres em Fe.

Os maiores teores de Fe em solução foram observados no horizonte superficial do Plintossolo abrupto, seguido do Neossolo Flúvico do Alto Amazonas e do Latossolo Amarelo; enquanto os menores teores ocorreram sempre nos horizontes subsuperficiais dos Latossolos e dos Plintossolos.

A redução microbiológica de óxidos de Fe parece ser influenciada pelo grau de cristalinidade (MUNCH e OTTOW, 1980; PHILLIPS et al., 1993) e pela superfície específica dos mesmos (RODEN e ZACHARA, 1996), com redução preferencial de ferrihidrita e lepidocrocita, em decorrência de sua menor cristalinidade e estabilidade (LIESACK et al., 2000). A matéria orgânica do solo também influencia a dinâmica do Fe, tanto por seus efeitos inibidores do processo de cristalinidade dos óxidos de Fe (SCHWERTMANN, 1966; SCHWERTMANN, 1988) quanto por sua atuação como fonte de energia, para os microorganismos responsáveis pela redução microbiana dos compostos oxidados (LOVLEY, 1995). Além disso, em solos com baixo conteúdo de matéria orgânica, a respiração

microbiana é menor, resultando em maior penetração de oxigênio no perfil (REVSBECH et al., 1980).

A redução do Fe no Latossolo Amarelo, no nível observado, não era esperada, tendo em vista a presença de goethita com alto grau de substituição isomórfica. Alguns autores têm postulado que a goethita é a fase mais estável e, portanto, menos susceptível à redução, particularmente a goethita com alto grau de substituição.

Observa-se que os teores elevados de Fe em solução nos horizontes superficiais dos Latossolos, principalmente no Latossolo Amarelo distrófico típico, podem representar importante fonte de Fe capaz de, sob condições temporariamente redutoras, fornecer Fe^{2+} para a solução do solo, o qual, por fluxo subsuperficial e lateral, poderá contribuir para a formação e manutenção de crostas lateríticas nas bordas dos platôs sob condições de maior aeração; e ainda ocorrer lixiviação de Fe do horizonte superficial para o horizonte subsuperficial, e daí para o lençol freático, sob formas de complexos organo-ferruginosos.

A consequência pedogenética é a possível contribuição da ferrólise na destruição das argilas em superfície, formando-se, assim, um gradiente textural. É possível também que esse mecanismo, ocorrendo em maior magnitude, possa levar à gênese de horizontes espódicos, arenizados, a partir de um manto latossólico, conforme argumentam alguns autores (ANDRADE et al., 1997; DUBROEUCQ e VOLKOFF, 1998).

3.2. Manganês

O teor de Mn em solução aumentou rapidamente após a inundação à semelhança do que ocorreu com o Fe, atingindo os níveis mais elevados até o 43°

dia após a inundação (Figura 2). Nos Latossolos, os teores de Mn em solução, tanto nos horizontes superficiais quanto nos subsuperficiais, não atingiram níveis detectáveis por espectrometria de absorção atômica. O Mn está igualmente ausente ou ocorre em níveis muito baixos, nos plintossolos e nos horizontes subsuperficiais do Alissolo e dos solos antrópicos. Estes resultados podem ser atribuídos à virtual ausência de formas oxídicas deste elemento nos referidos solos.

Nos solos que apresentaram maiores teores de Mn em solução, os níveis mais elevados foram alcançados no final da segunda semana. A partir de então os teores decresceram rapidamente à semelhança do que se observou para o Fe, provavelmente em decorrência da elevação do pH da solução que promoveu a precipitação do elemento.

Os teores mais elevados de Mn em solução foram, de modo geral, observados nos horizontes superficiais, certamente em decorrência de maior teor de Mn extraído por oxalato de amônio e do maior conteúdo de matéria orgânica nos horizontes superficiais. Contudo, deve-se ressaltar que, como variável isolada, apenas o teor de Mn extraído por oxalato de amônio apresentou correlação significativa e positiva com os teores máximos de Mn em solução (Quadro 2).

O maior teor de Mn em solução, cerca de 45 mg L^{-1} , foi observado no horizonte superficial do Alissolo 15 dias após o início da inundação. Os solos de várzea, particularmente os Neossolos Flúvicos, também apresentam altos teores de Mn em solução, com teores máximos entre 20 e 35 mg L^{-1} .

Quadro 2 – Coeficientes de correlação linear simples entre os teores de Al, Fe e Mn em solução e algumas das características dos solos estudados (n=22)

Cátions	COT	FAF	FAH	Humina	COT/argila	Fe sol	Feo	Mn sol	Mno	Al ³⁺
Al	0.27	-0.10	-0.17	-0.28	-0.34	-0.01				0.72**
Fe	0.25	0.34	0.06	0.16	0.42		0.57*	0.19		
Mn	0.31	0.08	0.08	0.42	0.38	0.19			0.85**	

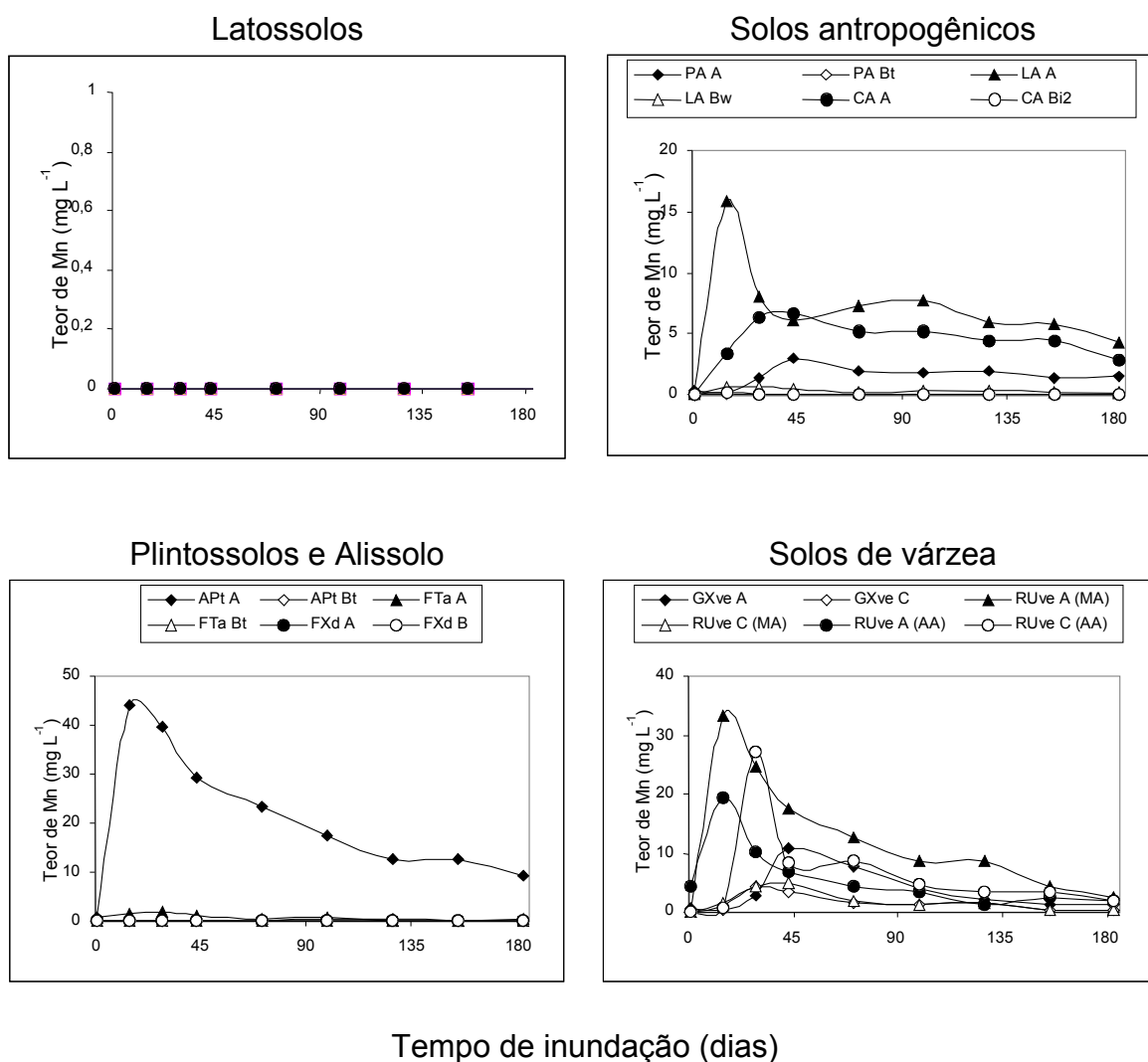


Figura 2 – Variação nos teores de Mn em solução durante o período de inundação.

3.3. Alumínio

O comportamento do Al em solução não apresentou diferença acentuada daquele apresentado pelo Fe, isto é, picos de máximo teor em solução foram alcançados geralmente entre o 1º e o 29º dia após a inundação (Figura 3). Contudo, excetuando-se os Latossolos, a maioria dos solos apresentou um destacado aumento subsequente, por volta do 99º dia de inundação, no teor de Al em solução, embora de menor magnitude que o primeiro.

De acordo com OLIVIE-LAUQUET et al. (2001), o aumento do Al em solução estaria diretamente relacionado com o aumento dos teores de Fe e Mn. Isto é, com a solubilização dos compostos de Fe e Mn, o Al associado a estes óxidos também seria liberado em solução, o que aumenta sua mobilização. Além disso, com a solubilização dos compostos de Fe e de Mn, e consequente aumento dos teores destes elementos em solução, ocorrerá certamente um deslocamento de Al trocável, aumentando o seu teor em solução. Esta solubilização se sobreporia à tendência do Al^{3+} hidrolizar e precipitar hidróxidos de Al em valores de pH mais elevados, sob inundação.

Este modelo é capaz de explicar o comportamento observado até três meses de inundação, mas não o período subsequente. Presume-se então, que a elevação do pH tornaria possível a solubilização de aluminossilicatos amorfos, elevando tanto os teores de Si quanto os de Al em solução.

Não foram observadas grandes diferenças nos teores de Al em solução entre os diversos grupos de solos. Os teores mais elevados foram observados nos horizontes subsuperficiais do Alissolo e do Plintossolo Argilúvico, onde o teor de Al trocável é mais elevado (Quadro 1). Os solos de várzea, com menores teores de Al trocável, apresentaram menores teores de Al em solução. Em suma,

como variável isolada, apenas o Al trocável apresentou correlação significativa com a concentração de Al em solução. Para as demais variáveis consideradas, inclusive Fe em solução, carbono orgânico total e as várias frações de substâncias húmicas, não houve correlação significativa, tanto para os níveis máximos observados até o 43º dia, quanto para o observado a partir do 99º dia.

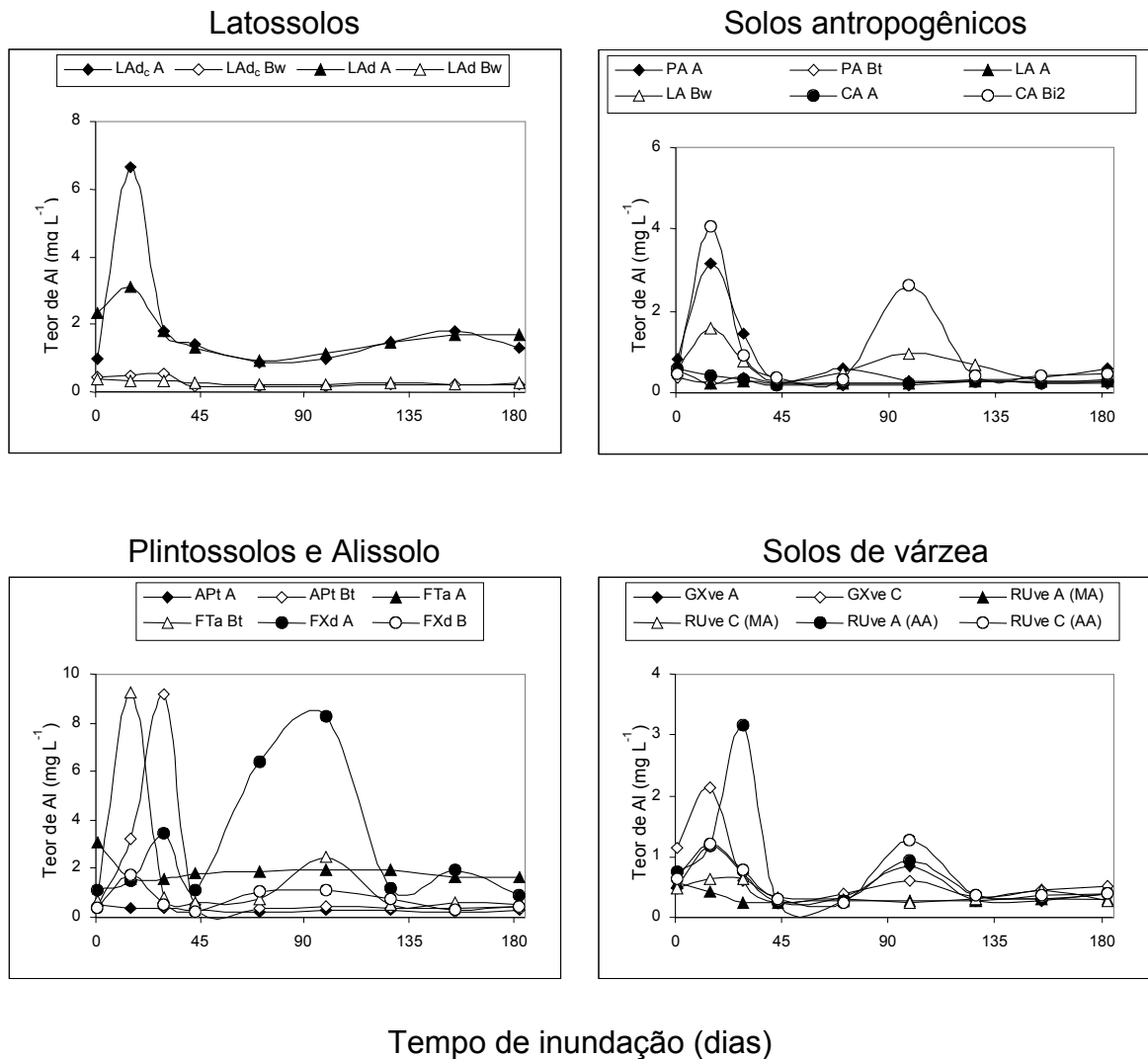


Figura 3 – Variação nos teores de Al em solução durante o período de inundação.

3.4. Silício

À semelhança da maioria dos outros elementos analisados, os maiores teores de Si em solução ocorreram entre o 1^o e o 29^o dia de inundação. Esses teores foram mais elevados nos solos de várzea, no Plintossolo Argilúvico e no Alissolo e menores nos Latossolos. Os teores máximos de Si em solução atingiram cerca de 30 mg L⁻¹, nos solos de várzea, e os mínimos cerca de 1 mg L⁻¹ nos Latossolos (Figura 4). Esses resultados refletiram-se numa relação Si/Al em solução mais alta nos solos de várzea e mais baixa nos Latossolos, em consistência com as suas características mineralógicas e com o seu grau de evolução.

A exemplo do Al, os teores de Si em solução tenderam a apresentar um novo pico de disponibilidade por volta do 99^o dia de inundação. Este comportamento, manifestou-se em alguns solos de todos os grupos, exceto nos Latossolos. Isto poderia indicar uma variação na solubilização dos minerais silicatados ao longo do período de inundação. Esta variação, possivelmente, está relacionada ao aumento do pH, decorrente da redução de compostos de Fe e Mn, conforme comentado anteriormente, o que levaria a um aumento da solubilidade de compostos silicatados presentes nesses solos.

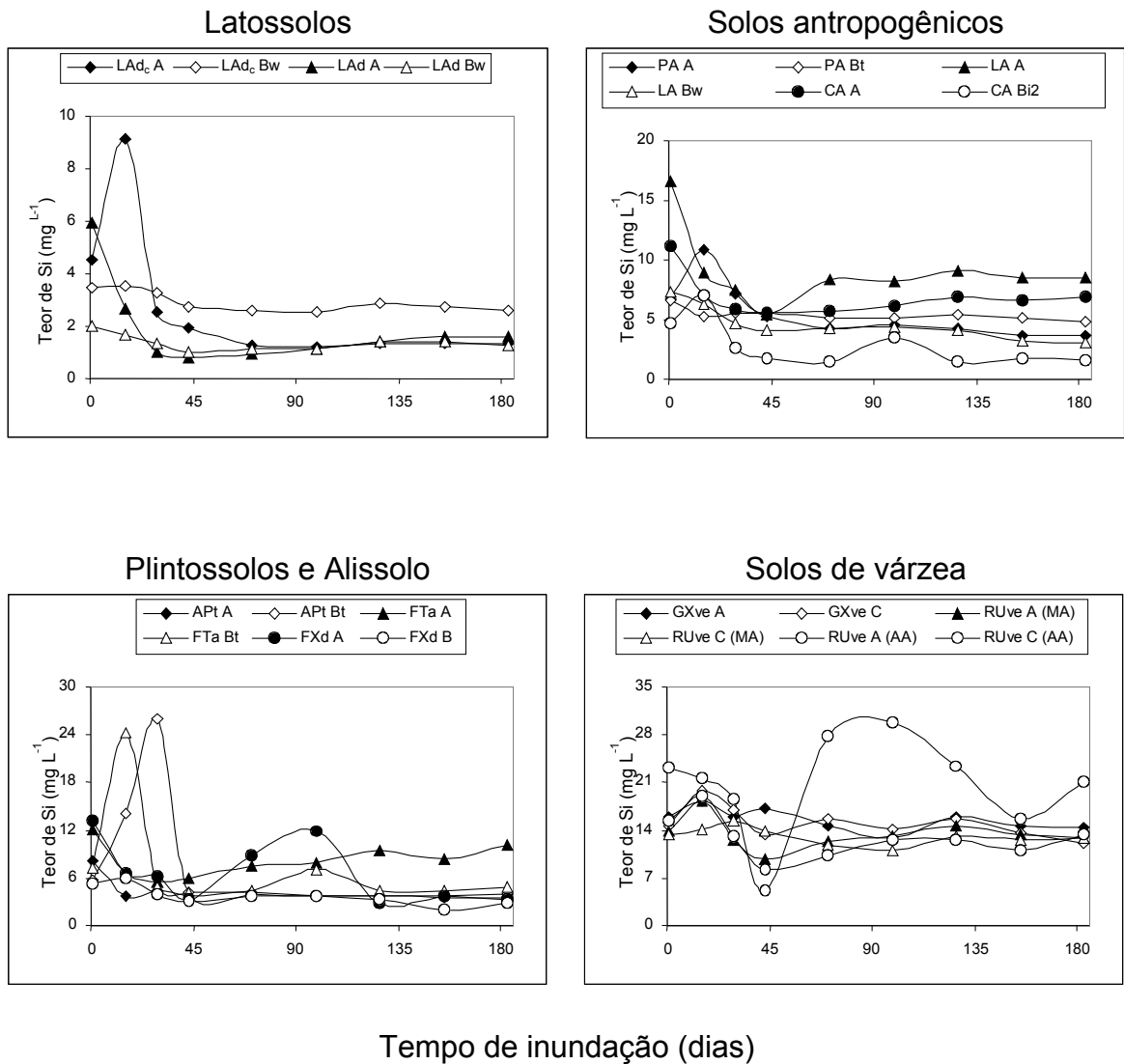
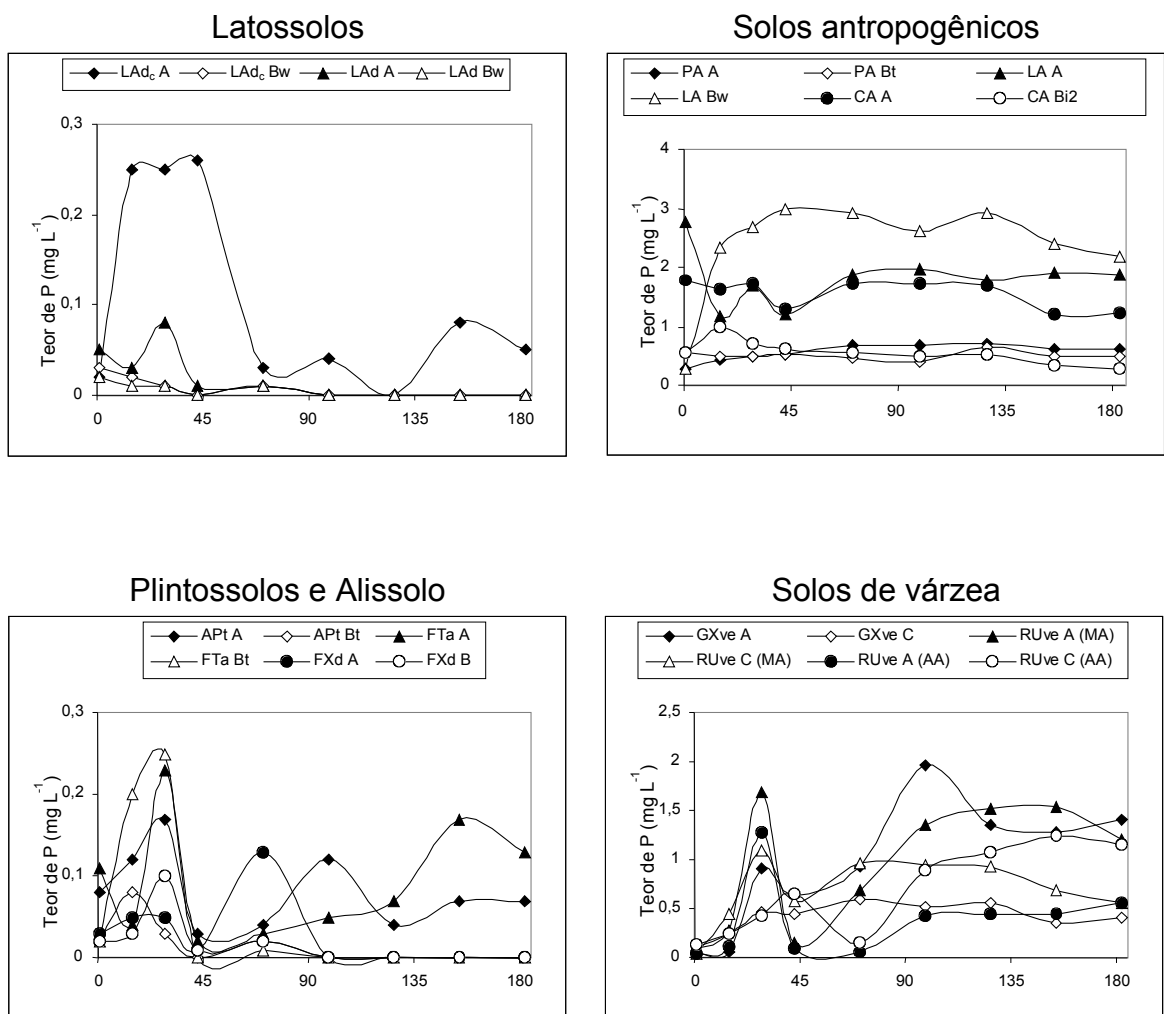


Figura 4 – Variação nos teores de Si em solução durante o período de inundação.

3.5. Fósforo

Diferente do que se observou para a maioria dos demais elementos avaliados, cujo comportamento geral é caracterizado por um aumento inicial do teor em solução, seguido por um declínio e estabilização, os teores de P em solução variaram continuamente ao longo do período avaliado. Todavia, essas variações foram menos acentuadas nos solos antropogênicos (Figura 5).

Em geral, os teores de P em solução foram baixos, sendo, nos Latossolos, Plintossolos e Alissolo, inferiores a 0,5 mg L⁻¹. Por outro lado, os solos antropogênicos e os solos de várzea apresentaram teores mais elevados, especialmente no horizonte subsuperficial do Latossolo Amarelo antrópico, no qual os teores de P em solução excederam a 2 mg L⁻¹ (Figura 5).



Tempo de inundação (dias)

Figura 5 – Variação nos teores de P em solução durante o período de inundação.

O P em solução mostrou um pico de máxima disponibilidade entre o 15° e o 43° dia, período que, de modo geral, coincidiu com a máxima disponibilidade de Fe e Mn em solução. No entanto, como variáveis isoladas, o Fe em solução, o Fe_o , o Fe_d e suas relações não apresentaram correlações significativas com os teores de P em solução, tanto entre o 15° e o 43° dia, quanto entre o 99° e o 155° dia (Quadro 3).

Fosfatos orgânicos e inorgânicos não participam diretamente das reações redox, contudo, mudanças nas características químicas do solo resultantes destas reações influenciam, acentuadamente, o comportamento do P em solos que sofrem inundação (WILLETT, 1991). Entre essas mudanças, a elevação do pH, decorrente da redução de vários compostos, influencia diretamente a mobilização do P.

O P mobilizado tem sido interpretado como resultante do aumento das cargas negativas dos óxidos e da competição entre os grupos OH^- e os ânions fosfatos ($H_2PO_4^-$) por sítios de adsorção (KOSKI-VÄHÄLÄ et al., 2001). Além disso, acredita-se que a redução e a conseqüente dissolução dos óxidos de Fe promovam uma diminuição no número de sítios de adsorção de fosfato do solo durante o período inicial de inundação (MELLO et al., 1992). Mais recentemente, tem-se considerado o efeito da concentração de Si influenciando a mobilização de P (HARTIKAINEN et al., 1996; TUOMINEN et al., 1998; KOSKI-VÄHÄLÄ et al., 2001). Deve-se, contudo, registrar que a capacidade do silicato competir com o fosfato é altamente dependente de pH, uma vez que o pKa do ácido silícico ($H_4SiO_4 = 9,7$) é maior do que o do ácido ortofosfórico (H_3PO_4). Todavia, a solubilidade de minerais silicatados é muito baixa, mesmo em altos valores de pH, e seus efeitos sobre a dinâmica de P, possivelmente, são pequenos em ambiente

natural. Por outro lado, sedimentados biogênicos de diatomáceas (fonte de Si biogeoquimicamente ativa) e seus produtos de solubilização podem elevar o teor de Si em solução a níveis tão altos a ponto de influenciar na dessorção e, portanto, nos teores de P em solução (KOSKI-VÄHÄLÄ et al., 2001).

Quadro 3 – Coeficientes de correlação linear simples entre os teores de P e de Si em solução e algumas das características dos solos estudados (n=22)

	Al ₄₅	Al ₉₀	Si/Al ₄₅	Si/Al ₉₀	Fe _o	COT	FAF	FAH	Hum.	P-Al	P-Fe	P-FAF	P-FAH	Fe sol
P ₄₅ ⁽¹⁾	-0.33	-0.26	0.52*	0.50*	0.20	0.40	0.03	0.41*	0.41	0.61**	0.82**	0.73**	0.45*	-0.05
P ₉₀ ⁽²⁾	-	-0.28	0.55**	0.53*	0.34	0.28	-0.07	0.32	0.26	0.55**	0.83**	0.73**	0.38	-0.04
	0.43*													
Si ₄₅ ⁽³⁾	0.44*	0.01	0.25	0.40	0.57**	-0.08	-0.39	-0.04	-0.07	-	-	-	-	-
Si ₉₀ ⁽⁴⁾	-0.22	0.09	0.47*	0.55**	0.76**	-0.07	-0.33	-0.10	-0.09	-	-	-	-	-
P ⁽⁵⁾	-0.38	-0.27	0.50**	0.46*	0.15	-	-	-	-	0.66**	0.90**	0.82**	0.45*	-0.15
P ⁽⁶⁾	-0.28	-0.20	0.37*	0.29	-0.12	-	-	-	-	0.75**	0.81**	0.85**	0.59**	-0.24

⁽¹⁾teor máximo de P em solução até o 43º dia após a inundação; ⁽²⁾teor máximo de P em solução após 99º dia de inundação; ⁽³⁾teor máximo de Si em solução até o 43º; ⁽⁴⁾teor máximo de Si em solução após 99º dia de inundação; ⁽⁵⁾teor médio de P em solução durante o período de inundação; ⁽⁶⁾teor de P extraído pelo extrator Mehlich-1na TFSA dos solos estudados

O P liberado dos sedimentos em resposta ao aumento do pH é controlado por reações de dessorção e de readsorção. Diversos autores têm considerado que os óxidos de Fe, recentemente precipitados, podem ser mais ativos na readsorção dos fosfatos do que os compostos férricos presentes antes da inundação (KOSKI-VÄHÄLÄ et al., 2001). Por outro lado, esses mesmos autores observaram que a readsorção na fração Al-P influenciou marcadamente a concentração de P na água intersticial e que a presença de ligantes competitivos pode restringir a readsorção de P e manter altas concentrações de P em solução.

Todas as formas de P apresentaram correlação positiva e significativa com o teor de P em solução, tanto no período entre o 15º e 43º dia, quanto entre o 99º e o 155º dia, exceto P-FAH entre o 99º e o 155º dia (Quadro 3). Os valores dos

coeficientes foram maiores entre o P em solução e o P-Fe e os menores entre o P em solução e o P-FAH, o que sugere maior participação da forma P-Fe na mobilização do P. O teor médio de P em solução durante o período de inundação apresentou correlação positiva e significativa com todas as formas de P e com o teor de P extraído pelo extrator Mehlich-1. Os valores de coeficiente de correlação mais elevados foram observados entre o teor médio de P em solução com o P-Fe e com o P-Mehlich, respectivamente 0,90 e 0,87.

De modo geral, segundo WILLETT (1989), o segundo incremento do P em solução, observado entre o 99^o e o 155^o dia para a maioria dos solos, poderia estar associado à mineralização da matéria orgânica. No entanto, não se observou correlação significativa entre o carbono orgânico total e as várias frações das substâncias húmicas e o P em solução (Quadro 3). De modo semelhante, os teores de Si e de Al em solução não apresentaram correlação significativa com os teores de P em solução (valores não- apresentados), apesar de alguns autores considerarem a possibilidade da competição entre o Si e o P em solução (HARTIKAINEN et al., 1996; TUOMINEN et al., 1998; KOSKI-VÄHÄLÄ et al., 2001).

Apesar dos teores de Si e de Al em solução não terem mostrado efeitos diretos sobre a dinâmica do P, o teor de P em solução parece ser influenciado pela relação Si/Al da solução. Os valores das correlações entre P-solução e relação Si/Al da solução dos solos foram positivos e significativos, embora com valores de coeficientes menores do que aqueles obtidos entre P-solução e P-Fe. Tal fato sugere que os processos de redução e oxidação química e bioquímica do Fe são mais importantes na dinâmica do P, e que a relação Si/Al, que de certo modo reflete a riqueza em minerais filossilicatados 2:1 dos solos,

tem influência secundária, possivelmente via processo de readsorção do P liberado em solução pela redução dos compostos de Fe. Consistentemente, solos esmectíticos e menos oxídicos tendem a reter menos P em razão do menor teor de oxihidróxidos cristalinos de Fe e Al.

3.6. Alterações nos teores dos cátions trocáveis

Os cátions trocáveis, Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+ , não estão sujeitos a reações de oxirredução em condições ambientais, não sendo portanto diretamente influenciados pela inundação do solo. Todavia, grandes quantidades dos íons NH_4^+ , Fe^{2+} e Mn^{2+} liberados durante a inundação podem deslocar consideráveis quantidades de Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+ dos sítios de troca (SÁNCHEZ, 1981), aumentando, assim, seus teores em solução.

3.6.1. Cálcio e magnésio

Ca e Mg, de modo geral, revelaram comportamento similar àquele observado para Fe e o Mn, caracterizado por uma elevação inicial dos teores em solução, seguido de uma rápida redução a partir do 29º dia e estabilização após o 43º dia (Figuras 6 e 7). O aumento nos teores de Ca e Mg em solução estaria diretamente relacionado ao aumento dos teores de Fe e Mn solúveis, além de H^+ , deslocando o Ca e o Mg do complexo de troca, os quais, em solução, apresentaram correlação significativa e positiva com os teores de Mn em solução, mas não com os de Fe em solução (Quadro 4).

Os teores de Ca são ordinariamente mais elevados nos horizontes superficiais, à exceção do Gleissolo. Os teores mais elevados de Ca em solução foram observados nos solos de várzea, especialmente nos Neossolos Flúvicos,

alcançando 215 mg L⁻¹, seguido pelo Alissolo, Cambissolo com horizonte A antrópico, Latossolo Amarelo com horizonte A antrópico e Plintossolo Argilúvico abrupto. Nos Latossolos, bem como nos horizontes subsuperficiais dos Plintossolos Háptico e Argilúvico, o Ca ocorre em níveis muito baixos.

Os teores de Mg são invariavelmente mais elevados nos horizontes superficiais, excetuando-se o Gleissolo e o Neossolo Flúvico do Alto Amazonas, este último, especialmente, após o 99º dia. Os teores mais elevados de Mg em solução são observados nos solos de várzea, alcançando valores em torno de 37 mg L⁻¹, seguidos do Alissolo e dos solos antrópicos (Figura 7).

Ca e Mg, em solução, correlacionaram-se diretamente com os teores trocáveis destes elementos, evidenciados pelo valor significativo e positivo dos coeficientes de correlação entre estas variáveis (Quadro 4). Estes, apresentam também correlação significativa e positiva com o carbono orgânico total (COT), as frações húmicas (exceto com FAF, para ambos e FAF para Mg) e COT/argila. Deve-se ressaltar, contudo, que os coeficientes de correlação e os níveis de significância, em todos os casos, são maiores entre o Ca em solução e as variáveis consideradas, do que entre o Mg em solução e estas mesmas variáveis (Quadro 4).

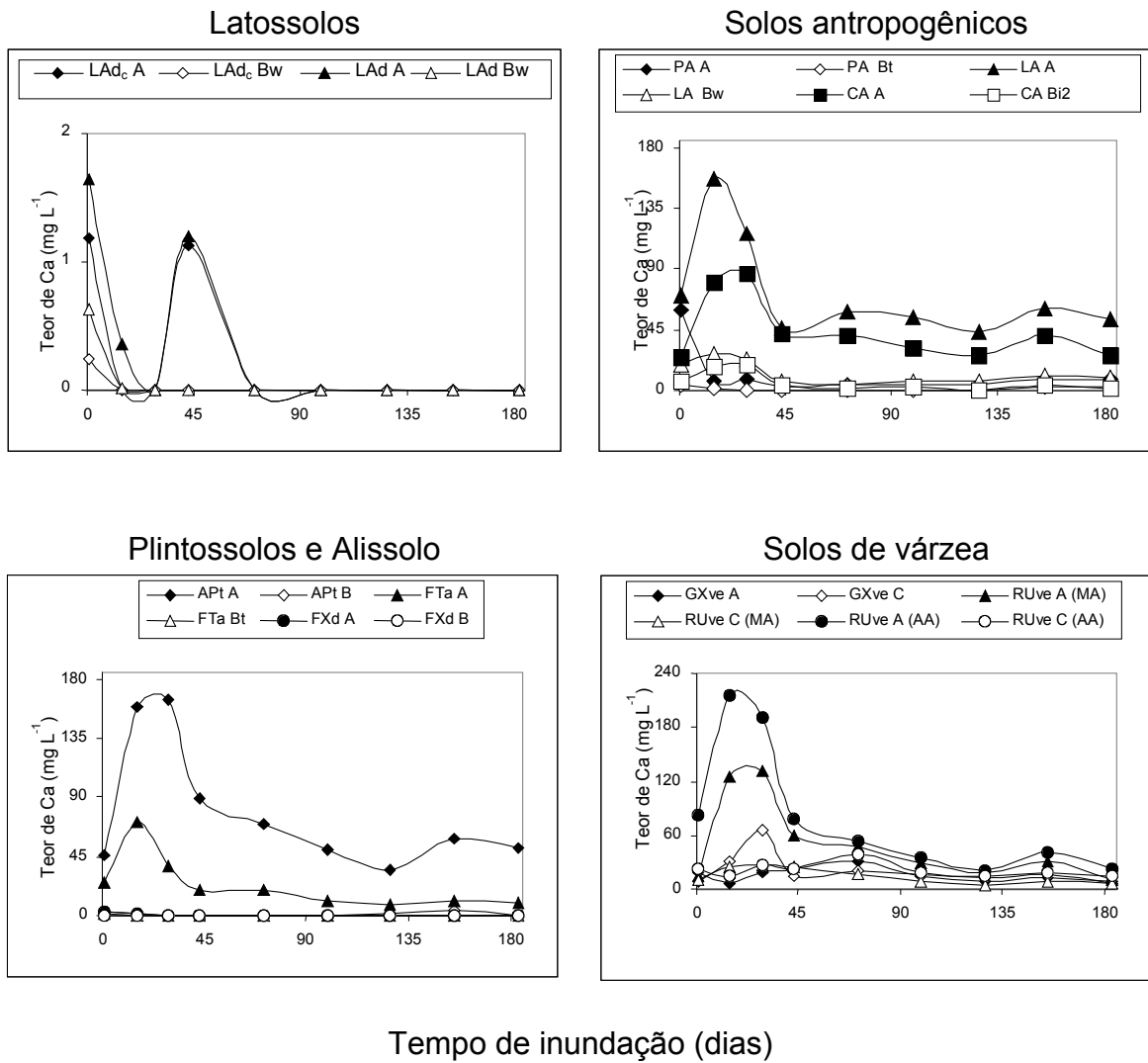


Figura 6 – Variação nos teores de Ca em solução durante o período de inundação.

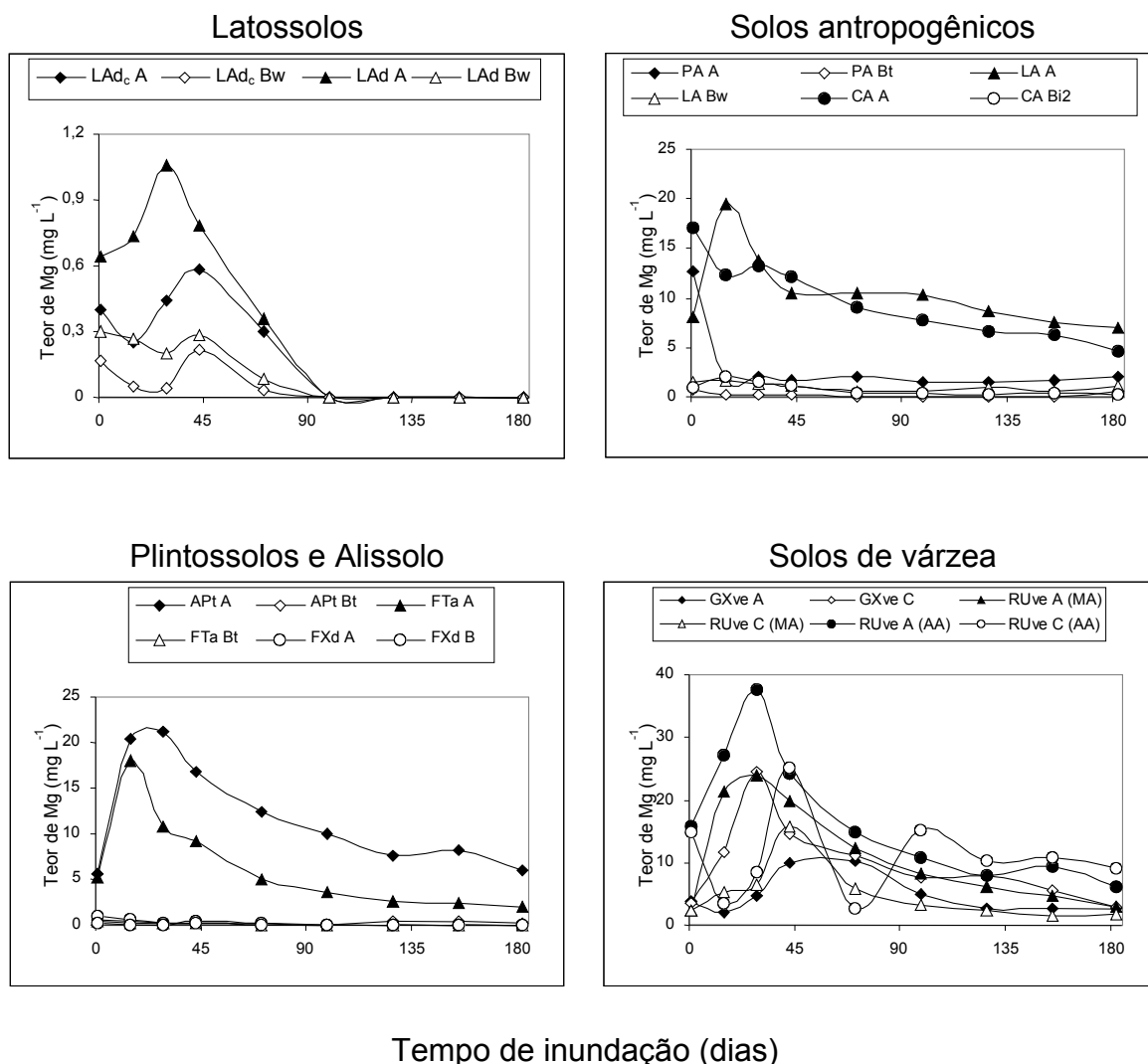


Figura 7 – Variação nos teores de Mg em solução durante o período de inundação.

3.6.2. Sódio e potássio

De modo geral, o teor de Na em solução é mais elevado imediatamente após a inundação, reduzindo-se progressivamente após o primeiro dia. Os teores em solução, comumente mais elevados nos horizontes superficiais, não excedem a 10 mg L⁻¹. Os teores mais elevados foram observados nos solos de várzea,

contudo as diferenças entre os solos é menos acentuada para o Na do que para os demais elementos em geral (Figura 8).

Correlações significativas e positivas foram observadas entre o teor de Na em solução e os teores de Na trocável e de Fe em solução. Para as demais variáveis consideradas, inclusive Mn em solução, carbono orgânico total e frações de substâncias húmicas, não houve correção significativa entre estas e o teor de Na em solução (Quadro 4).

A variação no teor de K em solução mostrou-se menor ao longo do tempo de inundação, quando comparada com a variação no teor dos demais elementos. Os teores do K foram, invariavelmente, mais elevados nos horizontes superficiais do que nos horizontes subsuperficiais, não excedendo, no entanto, a 10 mg L^{-1} . Verificaram-se teores mais elevados no Neossolo Flúvico do Alto Amazonas, no Plintossolo Argilúvico abrupto e no Cambissolo com horizonte A antrópico (Figura 9).

Observaram-se correlações significativas e positivas entre o teor de K em solução e os teores de K trocável e de Fe em solução, mas não houve correlação significativa entre o teor de K em solução e o teor de Mn em solução. O teor de K em solução mostrou também correlação significativa e positiva com o carbono orgânico total e as frações de substâncias húmicas, exceto com a fração ácido fúlvico e COT/argila (Quadro 4).

Quadro 4 – Coeficientes de correlação linear simples entre os teores de Ca, Mg, Na e K em solução e algumas das características dos solos estudados (n=22)

Cátions	COT	FAF	FAH	Humina	COT/argila	Fe sol	Mn sol	Ca ²⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Na ⁺
Ca	0.65**	0.20	0.46*	0.71**	0.57**	0.30	0.74**	0.69**			
K	0.78**	0.33	0.65**	0.75**	0.76**	0.61**	0.25		0.62**		
Mg	0.44*	-0.05	0.29	0.46*	0.45*	0.36	0.70**			0.72**	
Na	0.40	-0.03	0.26	0.32	0.42	0.60**	0.42				0.63**

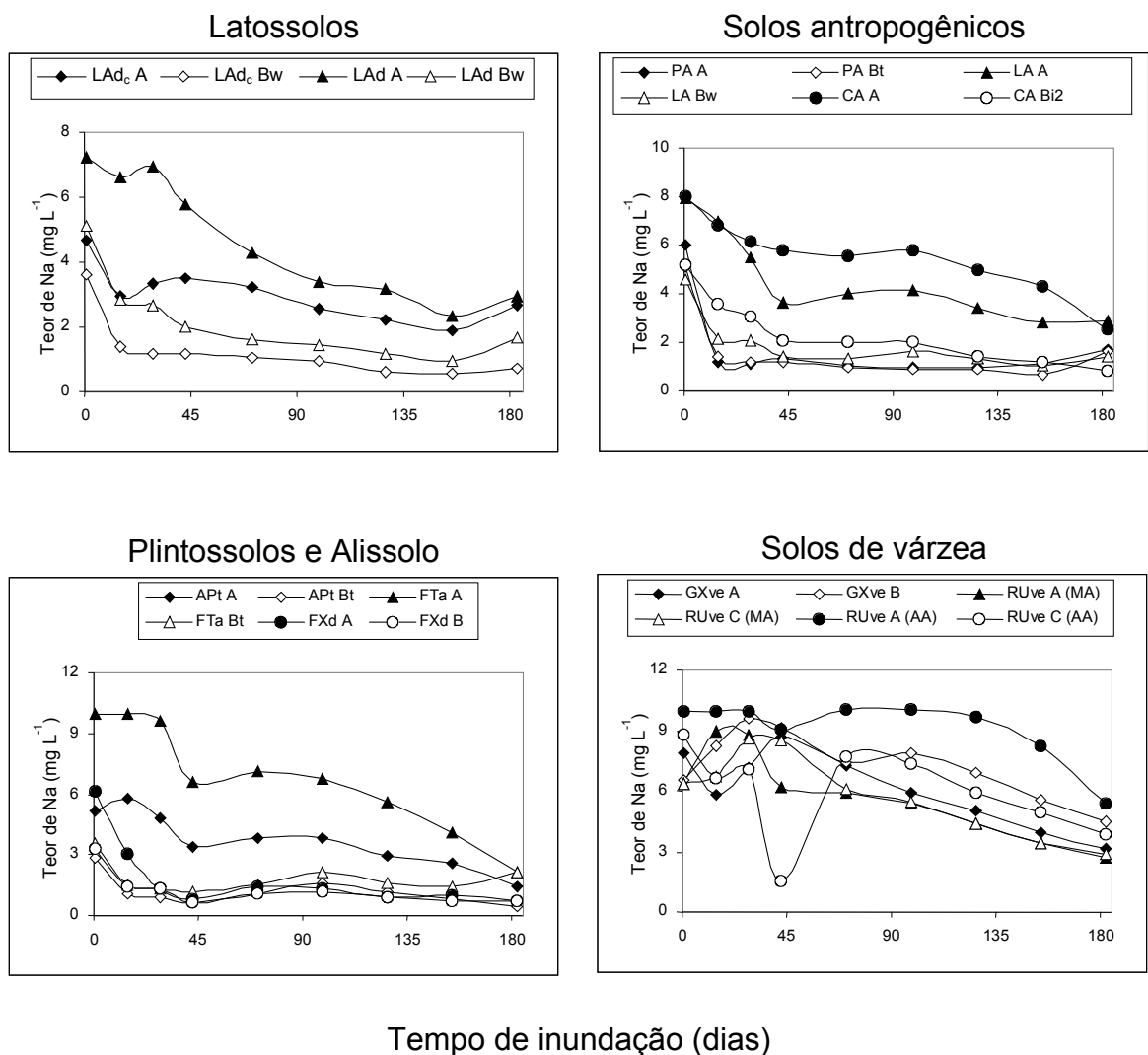


Figura 8 – Variação nos teores de Na em solução durante o período de inundação.

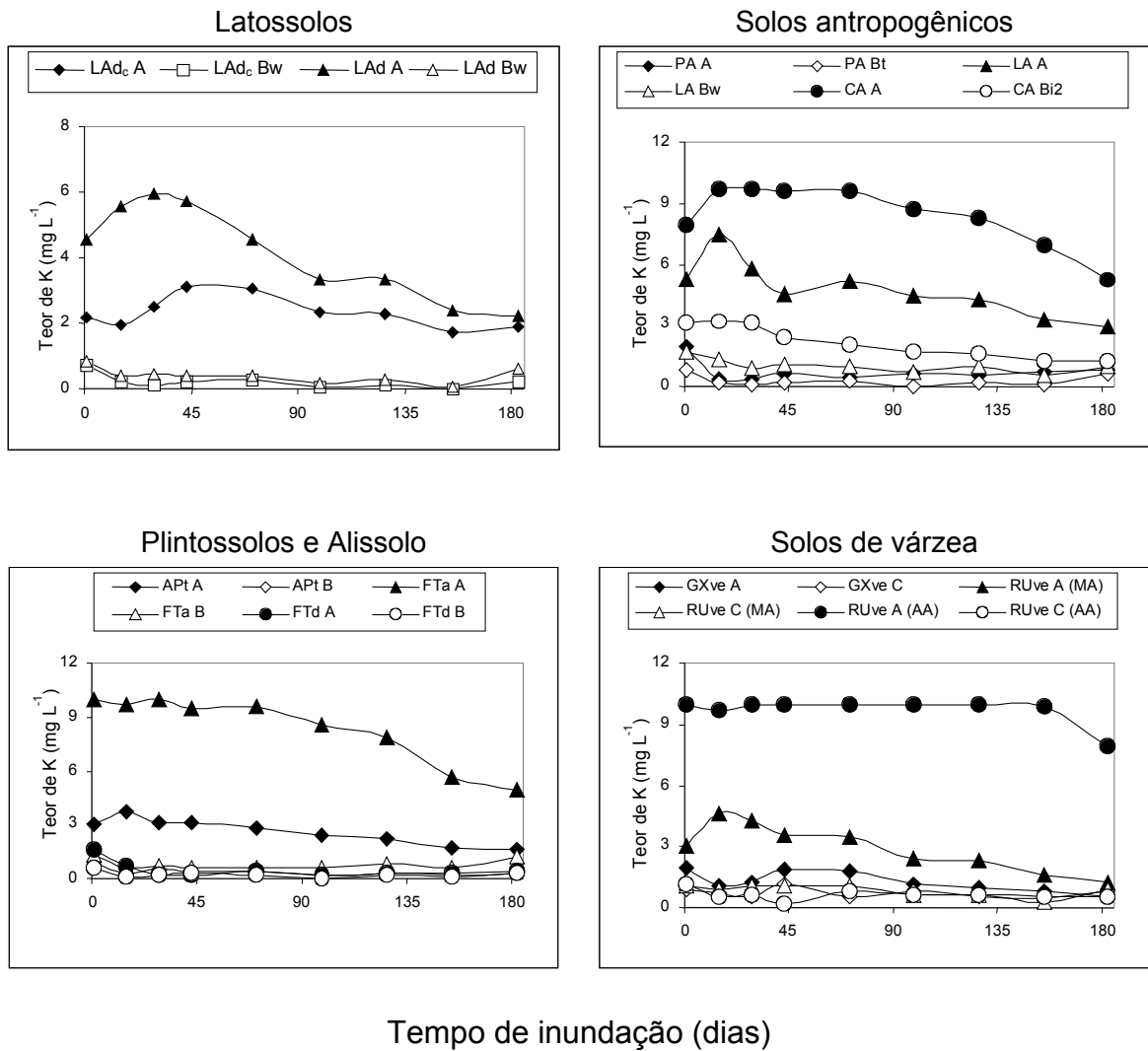


Figura 9 – Variação nos teores de K em solução durante o período de inundação.

4. CONCLUSÕES

A inundação exerceu importante influência na dinâmica dos elementos avaliados, o que aumentou a mobiliza o dos mesmos, principalmente, nas primeiras semanas após a inunda o.

Os teores de Fe em soluço foram mais elevados para os solos mais ricos em Fe amorfo. Em amostras com baixos teores de Fe amorfo e baixo conteúdo de matéria orgânica, como se observou nos horizontes subsuperficiais dos Latossolos, dos solos Antropogênicos e dos Plintossolos, os teores de Fe em soluço foram muito reduzidos.

O teor de P em soluço foi influenciado por todas as formas de P. No entanto, a forma P ligado ao Fe foi a que maior influência exerceu sobre a teor de P solúvel. Os teores dos cátions Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+ , em soluço, foram diretamente influenciados por seus respectivos teores trocáveis, bem como pela cinética do Fe e do Mn.

Em solos de várzea, o incremento dos teores em soluço de Fe, Mn e outros elementos, após a inunda o, poderá resultar em níveis tóxicos para as espécies nativas ou cultivadas, e em possíveis desbalanços nutricionais. Todavia,

o efeito de diluição provocado pelas águas das enchentes, bem como a renovação das águas pela correnteza dos rios, contribuem para reduzir possíveis efeitos tóxicos sobre as plantas.

Necessita-se, no entanto, de mais estudos sobre a variação sazonal dos teores de nutrientes e outros elementos, em especial nos solos de várzea, para que haja uma melhor compreensão das alterações decorrentes da inundação, e o estabelecimento de indicadores ambientais mais precisos das possíveis implicações ambientais e agronômicas da inundação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE, H., SCHAEFER, C.E.G.R., DEMATTÊ, J.L.I., ANDRADE, F.V. Pedogeomorfologia e micropedologia de uma seqüência Latossolo-Areia Quartzosa Hidromórfica sobre rochas cristalinas do Estado do Amazonas. **Geonomos**, 5:55-66, 1997.
- BOHN, H.L. Redox potentials. **Soil Science**, vol. 112, no. 1, p.39-45, 1970.
- COFFIN, D.E. A method for the determination of free iron in soils and clays. **Can. J. Soil Sci.**, Ottawa, 43:7-17, 1963.
- DUBROEUCQ, D.; VOLKOFF, B. From oxisols to spodosols and histosols: evolution of the soil mantles in the Rio Negro basin (Amazonia). **Catena**, 32:245-280, 1998.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro, 1997. 212p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Rio de Janeiro, EMBRAPA Solos, 1999. 412p.
- HARTIKAINEN, H., PITKÄNEN, M., KAIRESALO, T., TUOMINEN, L. Co-occurrence and potential chemical competition of phosphorus and silicon in lake sediment. **Wat. Res.**, 30(10):2472-2478, 1996.
- JUGSUJINDA, A., DELAUNE, R.D., PATRICK JR., W.H. A comparison microbially and chemically reducible iron in three soils. **Plant and Soil**, 103:281-284, 1987.
- KOSKI-KOSKI-VÄHÄLÄ. J.K., HARTIKAINEN, H., TALLBERG, P. Phosphorus Mobilization from various sediment pools in response to increased pH and silicate concentration. **J. Environm. Qual.**, 30:546-552, 2001.

- KUO, S. Phosphorus. In: **Methods of soil analysis. Part 3. Chemical methods**. D.L. Sparks et al. (eds.). Soil Science Society of American, 1996. p.869-919.
- LIESACK, W., SCHNELL, S., REVSBECH, N.P. Microbiology of flooded rice paddies. **FEMS Microbiology Reviews**, 24:625-645, 2000.
- LOVLEY, D.R. Microbial reduction of iron, manganese, and other metals. **Adv. Agron.**, 54:175-231, 1995.
- McLATCHEY, G.P., REDDY, K.R. Regulation of matter decomposition and nutrient release in a wetland soil. **J. Environ. Qual.**, 27:1268-1274, 1998.
- MELLO, J.W.V., FONTES, M.P.F., RIBEIRO, A.C., ALVAREZ V., V.H. Inundação e calagem em solos de várzea: I. alterações em pH, Eh e teores de Fe²⁺ e Mn²⁺ em solução. **R. bras. Ci. Solo**, Campinas, 16:309-317, 1992.
- MUNCH, J.C., OTTOW, J.C.G. Preferential reduction of amorphous to crystalline iron oxides by bacterial activity. **Science**, 129:15-21, 1980.
- OLIVIE-LAUQUET, G., GRUAU, G., DIA, A., RIOU, C., JAFFREZIC, A., HENIN, O. Release of trace elements in wetlands: role of seasonal variability. **Wat. Res.** Vol. 35 no. 4, pp.943-952, 2001.
- PHILLIPS, E.J.P., LOVLEY, D.R., RODEN, E.E. Composition of non-microbially reducible Fe(III) in aquatic sediments. **Appl. Environ. Microbiol.**, 59:2727-2729, 1993.
- PONNAMPERUMA, F.N. The chemistry of submerged soils. **Adv. Agron.**, New York, 24:29-96, 1972.
- PONNAMPERUMA, F.N., TIANCO, E.M., LOY, T. Redox equilibria in flooded soils: I. the iron hydroxide systems. **Soil Science**, 103(6):374-382, 1967.
- REDDY, K.R., PATRICK JR., W.H. Effect of alternate aerobic and anaerobic conditions on redox potential, organic matter decomposition and nitrogen loss in a flooded soil. **Soil Biol. Biochem.**, 7:87-94, 1975.
- REVSBECH, N.P., JORGENSEN, B.B., BLACKBURN, T.H. Oxygen in the sea bottom measured with a microelectrode. **Science**, 207:1355-1356, 1980.
- RODEN, E.E., ZACHARA, J.M. Microbial reduction of crystalline iron(III) oxides: Influence of oxide surface area and potential for cell growth. **Environ. Sci. Technol.**, 30:1618-1628, 1996.
- SÁNCHEZ, P.A. **Suelos del trópico: características y manejo**. San José: IICA, 1981. 634p.

- SCHWERTMANN, U. Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch photochemische Extraktion mit saurer Ammonium-oxalat-Lösung. *Z. Pflanzenernähr. Bodenkd.*, 105:194-202, 1964.
- SCHWERTMANN, U. Inhibitory effect of soil organic matter on the crystallization of amorphous ferric hydroxide. *Nature*, 212:645-646, 1966.
- SCHWERTMANN, U. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. In: STUCKI, J.W., GOODMAN, B.A., SCHWERTMANN, U. (eds.) **Iron in soils and clay minerals**. Dordrecht, D. Reidel, 1988. p.267-308.
- TUOMINEN, L., HARTIKAINEN, H., KAIRESALO, T., TALLBERG, P. Increased bioavailability of sediment phosphorus due to silicate enrichment. *Wat. Res.*, 32(7):2001-2008, 1998.
- WILLETT, I.R. Causes and prediction of changes in extractable phosphorus during flooding. *Aust. J. Soils Res.*, 27:45-54, 1989.
- WILLETT, I.R. Phosphorus dynamics in acidic soils that undergo alternate flooding and drying. In: **Rice production on acid soils of the tropics**. DETURCK, P., PONNAMPERUMA, F.N. (eds.). Institute of Fundamental Studies, Kandy, Sri Lanka, 1991. p. 43-49.
- YEOMANS, J.C., BREMNER, J.M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. *Commun. in Soil Sci. Plant Anal.*, 19(13):1467-1476, 1988.
- YU, T.R. Physico-chemical properties of acid soils of the tropics relation to rice growth. In: **Rice production on acid soils of the tropics**. DETURCK, P., PONNAMPERUMA, F.N. (eds.). Institute of Fundamental Studies, Kandy, Sri Lanka, 1991. p. 33-42.

CAPÍTULO 3

GÊNESE, QUÍMICA E MINERALOGIA DE SOLOS ANTROPOGÊNICOS (TERRA PRETA DE ÍNDIO) DA AMAZÔNIA

1. INTRODUÇÃO

A ocorrência de manchas de solos com horizonte superficial de cor escura e profundos e com elevados níveis de fertilidade, recobrando, principalmente, solos caulíníticos intemperizados, constitui uma das feições mais interessantes da paisagem amazônica, e representa um importante registro da ocupação humana e do uso do solo na Amazônia por populações precolombianas. Esses solos são conhecidos comumente como Terra Preta de Índio ou Terra Preta.

As Terras Pretas apresentam cor escura, teores elevados de matéria orgânica e nutrientes, principalmente fósforo e cálcio, e, normalmente, possuem fragmentos de artefatos cerâmicos e material lítico incorporados na massa do horizonte superficial do solo (DENEVAN, 1996). Foram, também, denominados

por alguns autores como Terra Preta Arqueológica (KERN e KÄMPF, 1989; KERN e COSTA, 1997) e Solos Arqueológicos (EDEN et al., 1984).

Existem duas explicações básicas para a origem das Terras Pretas: a primeira, atualmente mais aceita, é a origem antropogênica, seus atributos seriam resultantes da acumulação de resíduos orgânicos domésticos em torno dos assentamentos precolombianos (GOUROU, 1949); a segunda, considera a possibilidade de origem natural, neste caso, condições favoráveis de fertilidade destes sítios teriam atraído os assentamentos indígenas (SOARES, 1963).

A ocorrência de horizonte superficial antropogênico tem sido observado em diferentes superfícies geomorfológicas e ordens de solos como Latossolos, Podzólicos, Terra Roxa Estruturada, Podzóis e Cambissolos, os quais são referidos vulgarmente como Terra Preta. As Terras Pretas têm sido documentadas com mais frequência, acompanhando os principais rios da região. Neste caso, foram denominadas por SMITH (1980) como Terras Pretas ribeirinhas, mas também podem ser encontradas nas áreas de interflúvios a poucas centenas de metros de algum curso de água. De acordo com SMITH (1980), as terras pretas ribeirinhas são mais extensas e mais profundas do que aquelas das áreas de interflúvio.

Apesar dos vários estudos e citações sobre as Terras Pretas (KATZER, 1933; CAMARGO, 1941; FRANCO, 1962; SOMBROEK, 1966; RANZANI et al., 1970; SMITH, 1980; KERN e KÄMPF, 1988, entre outros), algumas questões, como características da matéria orgânica, as principais formas de fósforo e a composição mineralógica da fração argila permanecem obscuras. Estudos mais bem detalhados podem ajudar a entender com maior clareza questões sobre a gênese das Terras Pretas, bem como ajudar a compreender a distribuição das

populações, a capacidade de suporte e o padrão de ocupação e uso dos solos por populações nativas precolombianas.

Parece evidente que a ocupação histórica do espaço amazônico foi intrinsecamente associada à penetração através da várzea, a qual representa uma fonte abundante de proteína animal de fácil captura (peixes, quelônios, peixe-boi, outrora abundante). Por possuir solos mais ricos, poderia sustentar produções maiores e requerer menor esforço para preparo da área, além de representar uma importante, e, talvez, única, via de transporte para as populações precolombianas.

Por isso, de acordo com DENEVAN (1996), a estratégia de sobrevivência das populações precolombianas teria envolvido a utilização sazonal da várzea, como área de cultivo e captura de peixes e outros animais, em combinação com sítios permanentes de moradia e cultivo, estes em áreas vizinhas de terra firme, nas barrancas dos rios ou nos interflúvios, sempre próximas aos cursos d'água.

Neste trabalho, efetuou-se um estudo comparativo entre as Terras Pretas e os solos adjacentes de terra firme, que ocorrem na mesma superfície geomorfológica. Para caracterizar o controle geomorfológico na distribuição desses solos e estabelecer algumas das discussões, estudaram-se também solos da várzea próxima a área de ocorrência dos sítios de Terra Preta.

Os objetivos deste estudo foram avaliar características químicas, morfológicas e mineralógicas das terras pretas e dos solos adjacentes, identificando atributos comuns e distintos, e discutir aspectos da gênese das terras pretas em relação aos solos adjacentes da mesma superfície geomorfológica e solos de várzea, considerando que parte dos resíduos

orgânicos incorporados aos solos de terra firme, que resultou na formação das terras pretas, foram provenientes das várzeas.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. Localização da área de estudo e seleção dos solos

Selecionaram-se sete perfis de solos desde o platô terciário (terra firme) até a planície aluvial do rio Amazonas (várzea). A área está localizada na bacia do Médio Amazonas, município de Iranduba, na margem esquerda do rio Solimões, próximo à foz do rio Negro. A terra firme é recoberta por sedimentos cretáceos/terciários da formação Alter do Chão (DAEMON, 1975; SANTOS, 1984). A várzea é recoberta por sedimentos quaternários holocênicos (SIOLI, 1951; SOMBROEK, 1966).

Na terra firme, foram selecionados cinco perfis de solos, dos quais três apresentam como característica distintiva a presença de um horizonte A antropogênico (Terra Preta de Índio) e dois perfis de Latossolos na mesma superfície geomorfológica, e na várzea, foram selecionados dois perfis (Figura 1). De acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999), os solos foram assim classificados: Argissolo Amarelo com horizonte A antrópico; Latossolo Amarelo com horizonte A antrópico; Cambissolo com horizonte A

antrópico; Latossolo Amarelo distrófico típico; Latossolo Amarelo distrófico petroplíntico; Gleissolo Háptico Ta eutrófico; e Neossolo Flúvico Ta eutrófico.

Neste trabalho, os horizontes superficiais dos solos que se mostraram modificados em decorrência da ação humana, serão referidos como horizontes antropogênicos, em vez de horizontes antrópicos, em razão das alterações genéticas que se ocorrem nesses horizontes resultantes das ações humanas.

2.2. Análises físicas, químicas e mineralógicas

As análises dos solos foram realizadas, de acordo com as metodologias-padrão descritas por EMBRAPA (1997). A análise granulométrica foi realizada pelo método da pipeta. O pH foi determinado em suspensão solo/água relação 1/2,5. Os cátions trocáveis foram extraídos por KCl 1 mol L⁻¹ e quantificados por espectrometria de absorção atômica (Ca²⁺ e Mg²⁺) e fotometria de chama (K⁺). Al³⁺ foi extraído por KCl 1 mol L⁻¹ e determinado por titulometria com NaOH. H⁺ + Al³⁺ foram extraídos por acetato de cálcio 0,5 mol L⁻¹ a pH 7,0 e quantificados por titulometria com NaOH. P disponível foi extraído pelo extrator Mehlich-1 e quantificado pelo método do ácido ascórbico, como descrito por KUO (1996). Realizou-se o fracionamento das substâncias húmicas, segundo SWIFT (1996) e o carbono orgânico total, determinado de acordo com procedimentos descritos por YEOMANS e BREMNER (1988). O ataque sulfúrico foi realizado como descrito por EMBRAPA (1997). Determinaram-se o fósforo remanescente e a capacidade máxima de adsorção de fosfato foram segundo ALVAREZ e FONSECA (1990). Os teores totais de elementos-traços na fração argila foram determinados segundo USDA (1996), com modificações. Determinaram-se os teores de Fe, Al e Mn extraíveis por ditionito-citrato de sódio, segundo COFFIN (1963) e por oxalato

ácido de amônio, segundo SCHWERTMANN (1964). O fracionamento do P foi realizado de acordo com procedimento descrito por KELLY et al. (1983). A identificação dos argilominerais e dos óxidos de ferro da fração argila foi realizada por difratometria de raios-X. Esta foi tratada com ditionito-citrato de sódio (COFFIN, 1963) e com solução NaOH 5 mol L⁻¹ (NORRISH e TAYLOR, 1961), para facilitar a identificação dos argilominerais e dos óxidos de ferro, respectivamente.

Figura 1 – Bloco diagrama mostrando aspectos gerais das áreas de ocorrência de Terra Preta de Índio (Iranduba – AM).

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Cor e textura

A cor escura e a presença de fragmentos cerâmicos e líticos incorporados na massa do horizonte superficial do solo constituem feições morfológicas marcantes das Terras Pretas. Estes atributos foram suficientes para diferenciá-las dos solos adjacentes.

A cor (amostra úmida) dos horizontes superficiais das Terras Pretas variou de cinza muito escuro (10YR 3/1) a preta (2,5Y 2/0). Os horizontes superficiais dos solos adjacentes apresentaram coloração bruno-amarelada escuro (10YR 4/3 a 10YR 4/4) (Quadro 1), à semelhança do que foi descrito por KERN e KÄMPF (1989). Os horizontes subsuperficiais das Terras Pretas e dos solos adjacentes apresentam coloração amarelada ou avermelhada, o que marca um nítido contraste destes com os horizontes superficiais das Terras Pretas.

KERN e KÄMPF (1989) atribuíram ao maior acúmulo de material orgânico (não-especificado) a cor preta dos horizontes superficiais das Terras Pretas. SMITH (1980) atribuiu, principalmente, aos resíduos de queimadas. Os estudos de GLASER et al. (1999 e 2000) parecem ratificar afirmação de SMITH (1980).

Os resultados obtidos por GLASER et al. (1999 e 2000) mostram conteúdo mais elevado de carvão na matéria orgânica do solo (MOS) das Terras Pretas. De

acordo com esses autores, o carvão pode representar até 35% da MOS das Terras Pretas e ocorre em todo o horizonte A antropogênico, ao passo que nos Latossolos, o carvão ocorre apenas nos primeiros centímetros do horizonte A, em concentrações inferiores a 14%.

SMITH (1980) considera a estabilidade da cor escura, após prolongado período de exposição, às condições de clima tropical quente e úmido com chuvas torrenciais como fato extraordinário. Para o autor, tal fato parece mais uma consequência dos altos conteúdos de carvão nos horizontes antropogênicos. O carvão, em razão de sua estrutura altamente aromática, é química e microbiologicamente inerte e persiste no ambiente por milhares de anos (GLASER et al., 2000). Não está claro, no entanto, segundo esses mesmos autores, se é preservado apenas em razão de sua recalcitrância ou se processos químicos de estabilização também estão envolvidos.

A intensidade da cor escura e a profundidade dos horizontes antropogênicos parecem indicativos do tempo e continuidade da ocupação dos sítios (DENEVAN, 1996). SMITH (1980) sugere uma taxa de acumulação de cerca de 1 cm para cada dez anos de ocupação, sendo assim 2 m de profundidade indicaria 2.000 anos de ocupação. No entanto, esta sugestão é inadequada, uma vez que não se conhecem, com razoável segurança, a densidade populacional e os costumes de cada população.

Não se observaram diferenças significativas na composição granulométrica entre as Terras Pretas e os solos adjacentes. O teor médio de areia (areia grossa + areia fina) foi similar entre os dois ambientes. Os vários solos apresentaram textura argilosa, à exceção do Argissolo Amarelo com Horizonte A antrópico (Bt) que apresentou textura muito argilosa. Todavia, foram observados teores mais

elevados de silte nos perfis 2 e 3 das Terras Pretas, diferença esta que pode ser atribuída à ineficiência no método de dispersão, o que mantém agregados argila-orgânicos do tamanho de silte.

3.2. Características químicas e mineralógicas

As Terras Pretas diferem marcadamente dos solos adjacentes quanto a algumas características químicas, como acidez moderada, com valores de pH em água, que variaram de 5,13 a 6,49, enquanto os solos adjacentes apresentaram acidez elevada com valores de pH em água, variando entre 4,33 e 4,76 (Quadro 1). Valores semelhantes foram descritos por SMITH (1980), EDEN et al. (1984), KERN e KÄMPF (1989) em Terras Pretas de vários locais da Amazônia.

Os teores de Ca, Mg, K, P e os valores de CTC, soma de bases e saturação por bases são, expressivamente, mais elevados nas Terras Pretas do que nos solos adjacentes. Por outro lado, os teores de Al^{3+} e os valores de saturação por alumínio são marcadamente mais baixos nas Terras Pretas. Não se observaram diferenças expressivas nos valores de $H+Al$, determinados a pH 7,0, entre os dois grupos de solos (Quadro 1).

Quadro 1 – Cor e algumas das características químicas e físicas dos solos estudados

Horizonte	Prof. (cm)	Cor	pH ⁽¹⁾	P ⁽²⁾	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al	SB ⁽³⁾	CTC ⁽⁴⁾	V ⁽⁵⁾	m ⁽⁶⁾	A.G. ⁽⁷⁾	A.F. ⁽⁸⁾	Silte	Argila
Argissolo Amarelo com horizonte A antrópico																	
A1	0 – 23	10YR3/1	5,20	173	12	3,85	0,63	0,19	6,32	4,5	10,8	42	4,05	36	24	7	32
A2	23 – 42	10YR3/1	5,23	136	6	2,38	0,28	0,45	6,16	2,7	8,8	30	14,28	30	18	5	46
Bt1	42 – 73	10YR5/6	5,18	257	5	1,39	0,18	0,19	4,47	1,6	6,1	26	10,61	20	14	2	63
Bt2	73 - 130	10YR5/8	5,13	145	4	1,31	0,12	0,13	3,36	1,4	4,8	30	8,50	18	10	2	70
Latossolo Amarelo com horizonte A antrópico																	
A1	0 – 30	2,5Y2/0	6,16	1991	55	14,13	1,32	0,00	6,37	15,6	22,0	71	0,00	39	13	13	35
A2	30 – 60	2,5Y2/0	6,21	2935	49	13,98	0,53	0,00	6,21	14,6	20,8	70	0,00	31	14	19	36
A3	60 – 100	10YR3/1	6,40	3921	53	9,34	0,44	0,00	4,31	9,9	14,2	70	0,00	29	12	18	41
AB	100 – 130	10YR3/1	6,49	3537	44	6,69	0,36	0,00	3,83	7,2	11,0	65	0,00	28	12	14	46
Bw	130 – 150	10YR3/6	6,49	1567	27	4,37	0,30	0,00	3,36	4,7	8,1	59	0,00	28	11	12	49
Cambissolo com horizonte A antrópico																	
A1	0 – 15	10YR2/0	6,28	1332	70	6,59	1,04	0,00	7,00	7,8	14,8	53	0,00	45	11	14	30
A2	15 – 40	10YR2/1	6,39	2032	44	5,60	0,44	0,00	5,78	6,2	11,9	52	0,00	38	13	13	36
A3	40 – 55	10YR3/4	6,33	816	36	2,35	0,86	0,00	3,52	3,3	6,8	48	0,00	41	10	09	40
Bi1	55 – 110	5YR5/8	6,45	115	24	0,66	0,06	0,00	1,82	0,8	2,6	30	0,00	43	14	09	34
Bi2	110 – 18 0	2,5YR5/8	6,04	92	18	0,55	0,08	0,00	1,50	0,7	2,2	31	0,00	48	11	09	32
Latossolo Amarelo distrófico típico																	
A	0 – 18	10YR4/4	4,57	1	15	0,01	0,03	1,06	6,84	0,1	6,9	1	92,98	34	22	5	39
AB	18 – 40	10YR4/6	4,33	1	4	0,01	0,01	1,34	5,10	0,0	5,1	1	97,81	29	22	3	46
BA	40 – 64	10YR5/6	4,39	1	3	0,01	0,01	0,86	3,52	0,0	3,5	1	96,63	27	18	5	50
Bw1	64 – 90	10YR5/8	4,43	1	2	0,01	0,01	0,77	2,88	0,0	2,9	1	96,25	20	18	4	58
Bw2	90 - 150	10YR5/8	4,45	1	2	0,01	0,01	0,77	2,72	0,0	2,7	1	96,25	39	22	6	33
Latossolo Amarelo distrófico petroplântico																	
A	0 – 20	10YR4/3	4,71	2	16	0,01	0,03	1,63	6,89	0,1	7,0	1	95,32	33	20	5	42
AB	20 – 40	10YR5/4	4,67	1	11	0,01	0,03	1,15	5,73	0,1	5,8	1	94,26	27	21	4	48
Bw	40 – 95	7,5YR6/8	4,68	1	2	0,01	0,01	0,99	3,52	0,0	3,5	1	97,06	23	19	5	52
Bwc	95 - 150	5-7,5YR5/8	4,76	1	2	0,01	0,01	0,67	3,36	0,0	3,4	1	95,71	18	12	4	56
Gleissolo Háplico Ta eutrófico																	
Ag	0 – 13	10YR6/1	4,84	69	46	9,86	3,21	2,50	6,37	13,2	19,6	67	15,77	0	3	70	27
ACg	13 – 35	10YR6/2	5,83	34	39	12,45	4,99	0,48	3,44	17,5	21,0	84	2,62	0	6	65	29
Cg	35 – 62	10YR6/2	5,94	33	30	11,92	5,33	0,35	2,57	17,3	19,9	87	1,94	0	6	66	28
2Cg	62 – 100	10YR4/3	6,51	33	44	13,01	7,37	0,08	2,57	20,5	23,1	89	0,38	0	0	58	42
Neossolo Flúvico Ta eutrófico																	
A	0 – 5	10YR6/2	5,40	25	79	10,62	2,52	0,51	5,53	13,3	18,9	71	3,65	0	48	37	15
2C ₂	24 – 34	10YR5/4	5,76	108	38	10,88	2,42	0,10	3,20	13,4	16,6	81	0,73	0	44	38	18
5C ₅	50 – 150	10YR5/1	5,60	45	44	11,17	3,44	0,42	3,20	14,7	17,9	82	2,73	0	14	59	27

⁽¹⁾em água; ⁽²⁾Mehlich-1; ⁽³⁾soma de bases; ⁽⁴⁾CTC a pH 7,0; ⁽⁵⁾saturação por bases; ⁽⁶⁾saturação por alumínio; ⁽⁷⁾areia grossa; ⁽⁸⁾areia fina

Registra-se que além da ocorrência de alterações químicas nos horizontes antropogênicos, decorrentes da adição de resíduos orgânicos ou pela ação combinada do fogo, foram observadas mudanças expressivas em algumas características químicas (ex. pH, Al^{3+} e teor de nutrientes) dos horizontes subsuperficiais das Terras Pretas a ponto de o horizonte Bw do Latossolo Amarelo com horizonte A antropogênico apresentar saturação por bases superior a 50% (Quadro 1). Esses mesmos horizontes subsuperficiais não apresentaram diferenças morfológicas marcantes nas Terras Pretas e nos solos adjacentes. Observa-se que essas alterações químicas dos horizontes subsuperficiais das Terras Pretas podem ser resultantes, principalmente, da atividade biológica intensa, que incorporou material mais rico do horizonte superficial ao horizonte subsuperficial.

As Terras Pretas mostram teores muito elevados de P disponível (Mehlich-1), atingindo 3.921 mg kg^{-1} de P no horizonte A. A exemplo do que foi observado por KERN e KÄMPF (1989), os teores mais elevados de P não ocorreram na parte mais superficial do horizonte A, mas em posição mais profunda deste horizonte, sendo que no Argissolo Amarelo com Horizonte A antrópico o valor mais alto ocorreu no horizonte Bt1.

Outros autores como SMITH (1980), KERN e KÄMPF (1989), KERN e COSTA (1997) também observaram teores elevados de P disponível (Mehlich-1) em Terras Pretas de diferentes locais da Amazônia. No entanto, convém registrar que os valores observados, neste estudo, são os mais elevados já registrados na literatura até o presente.

A variação do P em profundidade pode ser atribuída ao abandono temporário do sítio, à mudança no tamanho da população ou na forma de

subsistência (SJOBERG, 1976), ou, ainda, resultar da lixiviação, em decorrência dos teores muito elevados de P, das perdas por erosão e do uso agrícola atual, com depleção do P em superfície.

A mobilidade do P pode ser favorecida pelo maior acúmulo de matéria orgânica no horizonte antropogênico. Ácidos orgânicos adsorvidos aos óxidos de Fe e Al podem bloquear sítios de adsorção de P (IYAMUREYE e DICK, 1996). No entanto, a MOS, dado o seu caráter aniônico, pode favorecer a adsorção de P, por intermédio de íons Al, Fe e Ca, a ela adsorvidos (NOVAIS e SMITH, 1999). Esta mobilidade pode resultar, ainda, do excesso de fosfato incorporado na superfície, que supera as exigências das plantas e satura os sítios de adsorção de P, o que aumenta seu potencial de perdas por lixiviação.

Os teores, relativamente elevados de P ligado a frações ácidos fúlvicos e ácidos húmicos, especialmente nos horizontes antropogênicos das Terras Pretas, conforme discutido no item 3.3, parecem confirmar a idéia de que nas Terras Pretas a matéria orgânica tem contribuído para a retenção de fósforo.

As características do Argissolo Amarelo com Horizonte A antrópico, teores mais baixos de P, Ca, Mg e K, menor espessura do horizonte A antropogênico e menor valor de pH em água (Quadro 1), indicam menor tempo de ocupação e menor densidade populacional, ou a ocorrência simultânea de uma menor população ocupando este sítio por um menor intervalo de tempo. Alternativamente, é possível que esta área tenha sido mais intensivamente cultivada pelas populações atuais.

Não se observaram diferenças expressivas nos teores de Fe e Al extraídos por ditionito citrato de sódio e por oxalato de amônio das Terras Pretas e dos solos adjacentes. Os teores de Mn, pelos referidos extratores, nos horizontes

antropogênicos são comparáveis àqueles observados nos solos da várzea. Nos horizontes subsuperficiais das Terras Pretas, bem como em todo o perfil dos solos adjacentes, os teores de Mn são muito baixos ou ocorrem em níveis não-detectados por espectrometria de absorção atômica (Quadro 2).

Quadro 2 – Ferro total, ferro no ataque sulfúrico, óxidos de ferro e de alumínio e estimativa de substituição de Fe por Al nos solos estudados

Horizonte	Al _d	Al _o	Fe _d	Fe _o	Fe _t ⁽¹⁾	Fe ₂ O ₃ ⁽²⁾	Mn _d	Mn _o	Sub.Fe/Al ⁽³⁾
----- g kg ⁻¹ -----									
----- mol mol ⁻¹ -----									
Argissolo Amarelo com horizonte A antrópico									
A	15	5	72	8	79	34	0,50	0,45	0,24
Bt	16	2	78	2	90	82	0,01	0,01	0,27
Latossolo Amarelo com horizonte A antrópico									
A	14	6	45	9	72	41	0,38	0,28	0,29
Bw	14	3	56	3	58	59	0,05	0,03	0,30
Cambissolo com horizonte A antrópico									
A	13	6	49	8	75	43	0,28	0,21	0,26
Bi2	6	1	46	< 1	64	41	0,02	0,00	0,17
Latossolo Amarelo distrófico típico									
A	13	3	65	9	69	42	0,00	0,00	0,27
Bw	14	2	68	1	77	66	0,00	0,00	0,27
Latossolo Amarelo distrófico petroplíntico									
A	14	3	63	5	67	41	0,00	0,00	0,29
Bw	14	2	66	2	71	53	0,00	0,00	0,27
Gleissolo Háptico Ta eutrófico									
A	4	4	36	29	57	58	0,59	0,43	0,14
Cg	4	2	26	12	68	58	0,24	0,17	0,16
Neossolo Flúvico Ta eutrófico									
A	4	4	46	38	59	53	0,69	0,53	0,09
C	4	4	34	28	54	52	0,48	0,41	0,02

⁽¹⁾ferro total na fração argila; ⁽²⁾ferro do ataque sulfúrico na TFSA; ⁽³⁾substituição do Fe pelo Al, estimada pela fórmula: $(Al_{oFe}/27) / [(Al_{oFe}/27) + (Fe_c/56)]$, em que $Al_{oFe} = Al_d - Al_o$ e $Fe_c = Fe_d - Fe_o$

Também não foram observadas grandes diferenças na substituição estimada de Fe por Al nos óxidos de ferro da fração argila das Terras Pretas e dos solos adjacentes, a qual variou entre 0,17 e 0,29 mol mol⁻¹. Nos solos de várzea, o valor médio da substituição estimada foi de 0,10 mol mol⁻¹ (Quadro 2). Não se observaram diferenças expressivas na composição mineralógica da fração

argila das Terras Pretas e dos solos adjacentes, a exemplo do que foi observado por Bechtold (1982), citado por ZECH et al. (1990), sendo esta dominada por caulinita, com traços de vermiculita, certamente, vermiculita com hidróxi entre camadas (Figura 2). Entre os óxidos, há predomínio de goethita e, em menor magnitude, observam-se, ainda, hematita e óxidos de titânio, em ambos os ambientes. Também não se observaram diferenças na composição mineralógicas das frações silte e areia fina desses solos (Figuras 1(A) e 6(A)).

Deve-se registrar que no Argissolo Amarelo com horizonte A antrópico, o pico de segunda ordem da caulinita apresentou maior intensidade do que o de primeira ordem, o que se deve, possivelmente, a associação da caulinita com algum outro mineral. Este comportamento, no entanto, não foi observado nos demais perfis de Terras Pretas. Essas evidências mineralógicas mostram que as alterações provocadas pela ação humana não foram suficientes para mudar a composição mineral da fração argila dos solos, os quais parecem originados da mesma matriz mineral, o que discorda da idéia de origem não-antropogênica das Terras Pretas. As Terras Pretas seriam, então, o resultado das atividades humanas, pela incorporação de resíduos orgânicos de natureza diversa (urina, fezes, tecidos animais e vegetais e ossos), dos efeitos combinados do fogo e da atuação do processo de pedogênese sobre este material.

Figura 2 – Difratoformas de raios-X da fração argila desferrificada das Terras Pretas e dos solos adjacentes.

3.3. Formas e conteúdo de fósforo

Os resultados dos teores totais de P ilustram a magnitude da concentração deste elemento nos horizontes antropogênicos (Quadro 3). Os teores totais médios nas Terras Pretas foram de 7.808 mg Kg⁻¹ de P₂O₅. No Latossolo Amarelo com horizonte A antrópico atingiu-se o extraordinário valor de 17.477 mg kg⁻¹ de P₂O₅. Nos solos adjacentes, o teor médio total foi de 410 mg kg⁻¹ de P₂O₅ e nos solos de várzea de 1.437 mg kg⁻¹ de P₂O₅. Convém registrar que também nos horizontes B dos solos, com caráter antropogênico, os teores P₂O₅ são muito elevados, em especial no Latossolo Amarelo com Horizonte A antrópico e no Argissolo Amarelo com Horizonte A antrópico.

A fonte primária do P presente nas terras pretas foram os resíduos incorporados aos solos pelas populações precolombianas, principalmente espinhas de peixe, ossos de mamíferos e quelônios e, em alguns casos, possivelmente, humanos. Esta idéia é ratificada pelo fracionamento químico do P dos solos. Os resultados revelam predomínio do P-Ca em dois dos três perfis de Terras Pretas analisados, como uma evidência inequívoca da fonte original do P (Quadro 3).

Vale ressaltar, ainda, que este predomínio ocorre apenas no horizonte superficial, onde foram depositados os resíduos. Nos horizontes subsuperficiais predominam P ligado a Fe e a Al, à semelhança do que ocorre nos solos adjacentes. Não obstante, o conteúdo de P-Ca é, ainda, relativamente elevado nos horizontes subsuperficiais das Terras Pretas quando comparados aos solos adjacentes, isto indica que parte do P-Ca pode ter sido transportado para a parte mais inferior do solo como resultado do fenômeno da pedoturbação.

Quadro 3 - Teor de P total, P extraído por ácido cítrico e formas de P das terras pretas, dos solos adjacentes e de várzea

Horizonte	P-Al	P-Fe	P-FAF	P-FAH	P-Ca	P-Total	P ₂ O ₅ ⁽¹⁾	CMAF
----- mg kg ⁻¹ -----								mg g ⁻¹
Argissolo Amarelo com horizonte A antrópico								
A	273	246	156	29	201	1322	346	0,78
Bt	240	329	72	5	52	1343	322	0,77
Latossolo Amarelo com horizonte A antrópico								
A	328	344	181	35	905	6057	4548	0,50
A3	358	491	86	19	1027	7632	7509	nd
Bw	205	573	190	8	488	2987	3172	0,17
Cambissolo com horizonte A antrópico								
A	188	344	226	37	1108	5068	3066	0,31
Bi1	211	230	82	9	596	2588	167	nd
Bi2	92	60	14	2	78	774	124	0,07
Latossolo Amarelo distrófico típico								
A	43	11	17	3	13	188	nd	0,50
Bw	39	1	20	2	2	201	nd	0,80
Latossolo Amarelo distrófico petroplíntico								
A	37	23	32	5	13	141	nd	0,61
Bw	41	36	19	2	10	186	nd	0,65
Gleissolo Háplico Ta eutrófico								
A	55	161	86	12	40	722	nd	1,14
C	43	73	45	4	42	540	nd	0,39
Neossolo Flúvico Ta eutrófico								
A	39	112	40	11	50	697	nd	0,54
C	49	104	39	4	48	551	nd	0,49

⁽¹⁾ácido cítrico; nd – não-determinado

No Argissolo Amarelo com Horizonte A antrópico, o conteúdo de P-Ca é inferior ao P-Fe e P-Al, o que indica que a maior parte do P originalmente ligado ao Ca, mais instável no ambiente ácido deste perfil (Quadro 1), foi transformada na forma de P-Fe e P-Al, mais estáveis nas condições atuais. Nos demais perfis de Terras Pretas, em que a acidez é menos acentuada a manutenção do P-Ca deverá se prolongar por maior tempo. Pode-se inferir que a quantidade de resíduos adicionada no sítio 1 foi menor do que no sítio 2, em razão de uma menor densidade populacional ou de um menor tempo de ocupação da área, o que pode indicar também que o sítio 1 foi abandonado há mais tempo.

3.4. Carbono orgânico total e frações húmicas

Os teores de carbono orgânico total (COT) nos horizontes antropogênicos das Terras Pretas variaram entre 18,3 e 35,0 g kg⁻¹. Estes valores foram mais elevados do que os observados nos horizontes superficiais dos solos adjacentes, nos quais os teores de COT variaram entre 13,6 e 14,8 g kg⁻¹ (Quadro 4), todavia, são inferiores aos descritos por outros autores para diferentes perfis de Terras Pretas (KERN e KÄMPF, 1989; PABST, 1991).

Teores mais elevados de COT nas Terras Pretas, em relação aos solos adjacentes, têm sido observados por alguns autores (SOMBROEK, 1966; RANZANI, 1970; SMITH, 1980; EDEN et al., 1984; PABST, 1991) e têm sido considerados alguns dos atributos distintivos entre as Terras Pretas e os solos adjacentes.

A manutenção de conteúdos elevados de COT nas Terras Pretas, em condições favoráveis à sua decomposição, como temperatura e precipitação elevadas, associadas ao caráter eutrófico dos horizontes antropogênicos, poderia ser atribuída à formação de complexos matéria orgânica-cálcio, à composição da MOS, rica em carvão, ou, conforme observaram ZECH et al. (1990), à dominância de estruturas aromáticas com baixo grau de substituição de oxigênio.

Segundo SOMBROEK (1966), SALDARRIAGA e WEST (1986) e GLASER et al. (2000), a ocorrência de carvão é um atributo comum nas Terras Pretas. Como mencionado no item 3.1, o conteúdo de carvão pode representar até 35% da MOS das Terras Pretas. De acordo com GLASER et al. (1999), o carvão permanece como resíduo após queima incompleta da biomassa e por sua natureza inerte permanece no ambiente por milhares de anos. Conforme observou PABST (1991), o húmus das Terras Pretas é, aproximadamente, seis

vezes mais estável do que o húmus dos latossolos da área adjacente aos sítios de Terras Pretas.

Quadro 4 – Carbono orgânico total (COT), frações ácido fúlvico (FAF), ácido húmico (FAH), humina e relação FAH/FAF

Horizonte	FAF	FAH	Humina	COT	FAH/FAF
----- g kg ⁻¹ -----					
Argissolo Amarelo com horizonte A antrópico					
A	1,7	7,3	7,2	18,3	4,29
Bt	0,6	0,0	3,2	4,6	0,00
Latossolo Amarelo com horizonte A antrópico					
A	3,3	11,8	19,5	34,6	3,55
Bw	3,2	1,6	7,1	9,4	0,50
Cambissolo com horizonte A antrópico					
A	0,7	10,5	20,1	35,3	14,22
Bi2	0,4	0,0	2,5	0,8	0,00
Latossolo Amarelo distrófico típico					
A	4,1	1,5	7,4	13,6	0,36
Bw2	0,8	0,1	3,2	3,8	0,07
Latossolo Amarelo distrófico petroplíntico					
A	3,5	3,0	8,6	14,8	0,86
Bw	4,3	1,5	7,1	5,2	0,35
Gleissolo Háptico Ta eutrófico					
A	1,5	0,4	5,6	8,3	0,28
Cg	0,6	0,1	3,9	4,9	0,10
Neossolo Flúvico Ta eutrófico					
A	1,3	1,1	6,8	9,7	0,82
5C ₅	0,6	0,2	4,4	5,5	0,25

Baseado nas características de solubilidade das substâncias húmicas do solo, todas as Terras Pretas mostraram dominância de frações altamente humificadas (frações ácidos húmicos e humina), com menor contribuição das frações mais solúveis e móveis (fração ácidos fúlvicos), como pode ser observado pela relação FAH/FAF (Quadro 4). O predomínio das frações ácidos húmicos sobre as frações ácidos fúlvicos, ao contrário do que se observa nos demais solos de terra firme e várzea, pode ser resultado de intensiva humificação e rápida

mineralização de grandes quantidades de material orgânico rico em N, P e Ca incorporado ao solo (ZECH et al., 1990). As condições bioclimáticas atuais como temperatura e precipitação elevadas, drenagem adequada e caráter eutrófico das Terras Pretas favorecem o acúmulo de formas mais estáveis à decomposição e manutenção de altas relações FAH/FAF.

3.5. Elementos-traços

As análises dos elementos-traços na fração argila revelaram altas concentrações de Mn e Zn nos horizontes antropogênicos das Terras Pretas, comparadas com os horizontes B destes mesmos solos e com os horizontes A e B dos solos adjacentes (Quadro 5). Concentrações, particularmente elevadas, de Mn e Zn em Terras Pretas foram registradas por KERN e KÄMPF (1989) e KERN e COSTA (1997) na Amazônia Oriental. Valores elevados de Mn e Zn foram também observados, nos solos de várzea, o que poderia indicar este ambiente como possível fonte química desses elementos. Todavia, nenhuma relação consistente foi observada entre esses ambientes para os teores de Cu, Cd, Ni e Cr.

Quadro 5 – Teor total de elementos-traços na fração argila dos solos estudados

Horizonte	Fe	Mn	Cu	Zn	Cd	Ni	Cr
	-- g kg ⁻¹ --	----- mg kg ⁻¹ -----					
		Argissolo Amarelo com horizonte A antrópico					
A	79,4	627	104	150	21	78	172
Bt	90,2	71	62	45	22	84	146
		Latossolo Amarelo com horizonte A antrópico					
A	57,4	387	90	245	20	97	17
Bw	68,5	84	42	97	19	94	1
		Cambissolo com horizonte A antrópico					
A	59,3	289	69	248	18	88	3
Bi2	54,2	97	49	73	21	97	0
		Latossolo Amarelo distrófico petroplintico					
A	67,2	87	123	41	21	91	98
Bw	71,0	102	101	50	20	84	89
		Latossolo Amarelo distrófico típico					
A	53,7	84	81	41	21	86	92
Bw	76,8	81	36	44	21	89	138
		Gleissolo Háplico Ta eutrófico					
A	72,3	778	148	176	22	108	92
C	57,7	379	106	168	18	99	80
		Neossolo Flúvico Ta eutrófico					
A	74,9	755	121	156	17	103	0
C	64,1	502	82	158	16	91	54

4. CONCLUSÕES

Apesar de haver diferenças em alguns dos atributos químicos e morfológicos entre as Terras Pretas e os solos adjacentes, não se observou distinção na mineralogia e em alguns dos aspectos químicos entre os referidos solos, o que reforça a idéia de que se tratam de solos originados a partir da mesma matriz mineral, sendo as Terras Pretas alteradas por ações antrópicas.

As alterações resultantes de ações humanas, como incorporação de resíduos orgânicos de natureza diversa (urina, fezes, tecidos animais e vegetais, e ossos) e efeitos do fogo no horizonte superficial das Terras Pretas, também se manifestam sobre algumas características químicas do horizonte subsuperficial, em razão de processos de pedogênese nestes solos.

É possível distinguir as Terras Pretas dos solos adjacentes, por meio de atributos morfológicos (cor e presença de fragmentos de cerâmica e material lítico no horizonte superficial) e atributos químicos (especialmente teores de fósforo e cálcio, composição das substâncias húmicas, conteúdo de óxidos de manganês e formas de P). Mas é improvável distinguir com segurança as Terras Pretas dos solos adjacentes, por meio de atributos mineralógicos (composição mineral da

fração argila) e químicos relacionados (conteúdo de óxidos de Fe, substituição de Fe por Al e CMAF).

Os teores de P disponível e P total das Terras Pretas são os mais elevados já reportados na literatura.

As Terras Pretas representam um dos poucos registros da ocupação humana na Amazônia precolombiana, não obliterados pelo tempo e pelas condições ambientais. Portanto, estudos de sua natureza, origem e distribuição ajudarão a reconstruir os padrões de uso e ocupação dos solos, bem como a distribuição dessas populações.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVAREZ V., V.H., FONSECA, D.M. Definição de doses de fósforo para determinação da capacidade máxima de adsorção de fosfatos e para ensaios em casa de vegetação. **R. bras. Ci. Solo**, 14:49-55, 1990.
- COFFIN, D.E. A method for the determination of free iron in soils and clays. **Can. J. Soil Sci., Ottawa**, 43:7-17, 1963.
- DAEMON, R.F. Contribuição à datação da formação Alter do Chão. Bacia do Amazonas. **R. Bras. Geociênc.**, 5:78-84, 1975.
- DENEVAN, W.M. A bluff model of riverine settlement in prehistoric Amazonia. **Annals of the Association of American Geographers**, 86:654-681, 1996.
- EDEN, M.J., BRAY, W., HERRERA, L., McEWAN, C. Terra Preta Soils and their archaeological context in the Caquetá Basin of Southeast Colombia. **American Antiquity**, 49:125-140, 1984.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro, 1997. 212p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Rio de Janeiro, EMBRAPA Solos, 1999. 412p.
- FRANCO, E.C. As Terras Pretas do planalto de Santarém. **Revista da Sociedade dos Agrônomos e Veterinários do Pará**, 8:17-21, 1962.
- GLASER, B., BALASHOV, E., HAUMAIER, L., GUGGENBERGER, G. ZECH, W. Black carbon in density fractions of anthropogenic soils of the Brazilian Amazon region. **Organic Geochemistry**, 31:669-678, 2000.

- GLASER, B., GUGGENBERGER, G., HAUMAIER, L., ZECH, W. Burning residues as conditioner to sustainably improve fertility improve in highly weathered soils of the Brazilian Amazon region. **Proceedings** of the BSSS conference. Edinburgh, Scotland, 1999. 5p.
- GOUROU, P. Observações geográficas na Amazônia. **Revista Brasileira de Geografia**, 11:354-408, 1949.
- IYAMUREMYE, F.; DICK, R.P. Organic amendments and phosphorus sorption by soils. **Adv. Agron.**, v.56, p.139-185, 1996.
- KATZER, F. 1933. **Geologia do Estado do Pará**. Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi de Historia Natural e Etnografia. Belém.
- KELLY, J., LAMBERT, M.J., TURNER, J. Available phosphorus forms in forest soils and their possible ecological significance. **Commun. in Soil Sci. Plant Anal.**, 14(12): 1217-1234, 1983.
- KERN, D.C., COSTA, M.L. 1997. Composição química de solos antropogênicos desenvolvidos em Latossolo Amarelo derivados de lateritos. **Geociências**, São Paulo, 16(1):141-156.
- KERN, D.C., KAMPF, N. 1989. Antigos assentamentos indígenas na formação de solos com terra preta arqueológica na região de Oriximiná, Pará. **R. bras. Ci. Solo**, 13:219-225.
- KUO, S. Phosphorus. In: **Methods of soil analysis. Part 3. Chemical methods**. D.L. Sparks et al. (eds.). Soil Science Society of American, 1996. p.869-919.
- NORRISH, K.; TAYLOR, M. The isomorphous replacement of iron by aluminum in soil goethites. **J. Soil Sci.**, 12:294-306, 1961.
- NOVAIS, R.F.; NEVES, J.C.L.; BARROS, N.F. Aspectos físico-químicos envolvidos na fixação de fósforo no solo. In: ENCONTRO NACIONAL DE ROCHA FOSFÁTICA, 5, 1991, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Potafos, 1991. p. 133-177.
- PABST, E. 1991. Critérios de distinção entre Terra Preta e Latossolo na região de Belterra e os seus significados para a discussão pedogenética. **Bol. Mus. Par. Emilio Goeldi, Série Antropologia**, v.7, n.1, p.5-19.
- RANZANI, G., KINJO, T., FREIRE, O. Ocorrências de "Plaggen Epipedon" no Brasil. **Not. Geomorfol.**, Campinas, 10:55-62, 1970.
- SALDARRIAGA, J.G., WEST, D.C. Holocene fires in the northern Amazon basin. **Quaternary Research**, 26:358-366, 1986.

- SANTOS, J.O.S. A parte setentrional do cráton amazônico (escudos das Guianas) e a bacia Amazônica. In: **Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000**. SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R. E ASMUS, H.E. Brasília, Departamento Nacional de Produção Mineral, p.57-91. 1984.
- SCHWERTMANN, U. Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch photochemische Extraktion mit saurer Ammonium-oxalat-Lösung. Z. Pflanzenernähr. **Bodenk**, 105:194-202, 1964.
- SIOLI, H. **Alguns resultados e problemas da limnologia amazônica**. Belém, IPEAN, 1951. p.3-44 (IPEAN. Boletim Técnico, 24).
- SJOBORG, A. Phosphate analysis of anthropic soils. **J. Field Archaeology**, 3:447-454, 1976.
- SMITH, N.J.H. Anthrosols and human carrying capacity in Amazonia. **Annals of the Association of American Geographers**, 70:553-566, 1980.
- SOARES, L.C. **Amazônia**. Conselho Nacional de Geografia. Rio de Janeiro, 1963.
- SOMBROEK, W.G. **Amazon soils; a reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon region**. Wageningen, Centre for agricultural publications and documentation, 1966. 262p.
- SWIFT, R.S. Organic Matter characterization. In: **Methods of Soils Analysis. Part 3. Chemical Methods**. D.L. SPARKS et al (eds.). Madison, Soil Science Society of American, 1996. p.1011-1069.
- UNITED STATE DEPARTMENT OF AGRICULTURE. USDA. **Soil Survey Laboratory Methods Manual**. Soil Survey Investigations Report No. 42 Version 3.0, 1996. 693p.
- YEOMANS, J.C., BREMNER, J.M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. **Commun. in Soil Sci. Plant Anal.**, 19(13):1467-1476, 1988.
- ZECH, W., HAUMAIER, L., HEMPFLING, R. Ecological aspects of soil organic matter in tropical land use. In: **Humic substances in soil and crop sciences: selected readings**. McCARTHY, P., CLAPP, C.E., MALCOLM, R.L., BLOOM, P.R. (Eds.) American Society of Agronomy, Madison, 1990. p.187-202.

CAPÍTULO 4

MICROMORFOLOGIA E MICROQUÍMICA DAS FORMAS DE FÓSFORO EM TERRA PRETA DE ÍNDIO DO MÉDIO AMAZONAS

1. INTRODUÇÃO

Os teores elevados de nutrientes, principalmente fósforo e cálcio, e a presença de fragmentos de artefatos cerâmicos e líticos e restos de carvão, originados por atividade humana pré-histórica (EDEN et al., 1984), constituem algumas das características mais marcantes das Terras Pretas. A riqueza em nutrientes desses solos é atribuída à incorporação de resíduos de origem orgânica (urina, fezes, tecidos animais e vegetais e ossos) (SMITH, 1980).

De acordo com EIDT (1977), o fósforo, na forma de fosfato, é especialmente apropriado para detectar solos influenciados por assentamentos, conhecidos como antropossolos, em razão de sua associação universal com a atividade humana. Apesar disso, a identificação das fontes primárias de P e de suas formas secundárias de ocorrência nas Terras Pretas tem merecido poucos estudos.

Ao contrário dos fragmentos de artefatos cerâmicos e líticos, que são facilmente identificáveis “in loco”, não é possível identificar as fontes primárias de P e Ca, atribuídos à incorporação de ossos de animais (e, possivelmente, humanos), espinhas de peixes e carapaças de quelônios (SMITH, 1980) sem o auxílio de técnicas de análises químicas e microscópicas.

Por meio de análises químicas, como fracionamento das formas de P (Capítulo 3), é possível inferir-se com razoável segurança a fonte primária de P, desde que o estágio de intemperismo desta suposta fonte não seja avançado. A comprovação de algumas indicações químicas pode ser obtida com boa margem de segurança mediante o emprego de determinadas técnicas de análises, como a microscopia eletrônica acoplada a microsonda de EDS.

O avanço de técnicas instrumentais de microscopia eletrônica e microanálises permite analisar componentes minerais em seções finas, na escala dos menores componentes reconhecíveis (nível de 1 μm). Microanálises em seções finas por microsonda podem ser aplicadas com sucesso no estudo químico e espacial da presença de certos minerais (CESCAS et al., 1968; FORDHAM e NORRISH, 1979). Alguns autores utilizaram-se desta técnica no estudo de formas inorgânicas de fósforo (CESCAS et al., 1970; SAWHNEY, 1973; QURESHI et al., 1978), revelando seu potencial para aplicações semelhantes.

Com o objetivo de identificar as fontes primárias de P, sua morfologia, suas características químicas, sua distribuição e relação com a estrutura do solo, foram realizados mapeamentos microquímicos com espectrometria de dispersão de raios-X (EDS) acoplado a microscópio eletrônico de varredura (MEV), identificando-se, assim, formas primárias e secundárias de fósforo presentes em solo antropogênico (Terra Preta de Índio) e não-antropogênico.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. Localização da área de estudo e seleção dos solos

Selecionou-se um perfil de Terra Preta de Índio em um sítio arqueológico localizado no município de Iranduba, AM, na margem esquerda do rio Solimões, próximo à sede municipal. Na mesma unidade geomorfológica, isto é, no Platô Terciário, associado a sedimentos cretáceos/terciários da formação Alter do Chão/Barreiras (DAEMON, 1975; SANTOS, 1984), foi selecionado um perfil de um Latossolo Amarelo. De acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999), os solos foram, assim, classificados: Latossolo Amarelo com horizonte A antrópico (Terra Preta) e Latossolo Amarelo distrófico típico.

2.2. Micromorfologia e microanálises em seções finas dos horizontes Ap, AB e Bw de uma Terra Preta e do Bw de Latossolo Amarelo distrófico típico.

A micromorfologia de amostras não-deformadas, de horizontes selecionados de ambos os solos, foi estudada em seções finas com aumentos de 30 vezes ou mais. Fragmentos de cerâmica e feições pedológicas como unidades

estruturais, porosidade, nódulos, concreções e acumulação de argila foram descritos de acordo com BULLOCK et al. (1985) e FITZPATRICK (1993).

As seções finas, previamente estudadas em microscópio petrográfico, foram submetidas a microanálises em microscopia eletrônica de varredura. Amostras de 2,0 X 2,5 cm foram polidas sucessivamente em disco de nylon com pasta de diamante, a partir de 60 μ , 6 μ , 3 μ até 1 μ . Após lavagem ultrassônica final, para remoção de resíduos do polimento, recobriram-se as lâminas com filme de carbono, as quais foram subseqüentemente analisadas e fotografadas em microscópio eletrônico de varredura, modelo JEOL JSM 6400, com detector “backscattering” e acoplado a espectrômetro de dispersão de raios - X (PCXA EDS) para exame microquímico das feições selecionadas. Realizaram-se as análises microquímicas com voltagem de 15 kV, 5 Amp e 39 mm de distância (detector - superfície). A cada mudança de amostra, o EDS era recalibrado com padrão de cobre (Cu K α).

Foram obtidos mapas microquímicos das áreas selecionadas, para os principais elementos presentes (Si, Al, Fe, Ti, Mn, Ca, Mg, P, K, Cu, Zn) e, após a identificação das feições pedológicas com características químicas distintas, procedeu-se à análise dessas feições em magnificação elevada. Todas as feições analisadas e mapeadas foram fotografadas em “backscattering” para visualização de sua morfologia. Neste trabalho, são apresentados os resultados do mapeamento microquímico e a análise microquímica quantitativa de feições pedológicas identificadas e selecionadas, relacionando-as com aspectos químicos e pedogenéticos do solo.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Feições micromorfológicas

O horizonte A antrópico da Terra Preta apresenta estrutura típica de solos com horizonte A chernozêmico (Figura 1, A), mostrando uma mistura de agregados organo-minerais (Figura 1, B e C), cuja impressão que se tem da lâmina, em geral, é de uma eficiente mistura de materiais do horizonte A, rico em matéria orgânica, com agregados minerais dos horizontes subsuperficiais, o que se pode observar pelos abundantes canais de minhocas preenchidos por material escurecido no horizonte subsuperficial e com material do horizonte Bw no horizonte superficial. O horizonte A do Latossolo Amarelo distrófico típico mostra-se igualmente escurecido, mas sem apresentar os “grumos” típicos de A chernozêmico (Figura 1, E)

O horizonte subsuperficial da Terra Preta e do Latossolo Amarelo (Figura 1, D e F) exibe um padrão de microagregados coalescidos, típico dos Latossolos Amarelos do Brasil (LIMA, 1981; SCHAEFER, 2001). O horizonte Bw do Latossolo Amarelo (Figura 1, F) exibe ainda fragmentos de laterita ou petroplintita; e o

horizonte Bw da Terra Preta, abundantes fragmentos de carvão, resultantes da intensa atividade biológica.

Os fragmentos de cerâmica (Figura 1, B) revelam a presença de mica, o que sugere que a argila empregada na produção da cerâmica foi provavelmente proveniente da várzea, uma vez que micas ocorrem em níveis muito reduzidos ou estão ausentes nos solos bem drenados da Amazônia.

Figura 1 - Fotomicrografias dos horizontes A (A e B), AB (C) e Bw (D) da Terra Preta e A (E) e Bw (F) do Latossolo Amarelo distrófico típico.

3.2. Análises microquímicas em MEV/EDS da seqüência de horizontes Ap, AB e Bw1 da Terra Preta e do horizonte Bw2 do Latossolo Amarelo distrófico típico

3.2.1. Horizonte A antrópico

No horizonte A antrópico, a natureza poligenética do horizonte antrópico é bem definida pela presença de plasma caulinitico denso e coalescido, com ocorrência de grãos de quartzo e minerais de titânio (Figura 2, A e B; mapas microquímicos). Ao lado deste, dispersos de forma aleatória na matriz do solo, ocorrem abundantes partículas de apatita biogênica, na forma de resíduos de ossos e espinhas de peixes, normalmente menores que 0,5 mm (Figura 2B mapa microquímico). As análises microquímicas de partículas de apatita biogênicas selecionadas mostram valores de CaO que variam de 35,45 a 45,95% e P₂O₅, de 16,45 a 22,45% (Quadro 1), com valor médio da relação Ca/P igual a 2,05, sendo, portanto, típica de material de apatita de ossos, segundo os valores reportados por LeGEROS e LeGEROS (1984).

A morfologia dos fragmentos de apatita é extremamente diversificada, compreendendo desde partículas de ossos menores que 200 µm de comprimento e tendência arredondada (Figura 2, C e D) até fragmentos de espinhas de peixes alongadas (Figura 2, E), menores que 100 µm de comprimento. Essas partículas ocorrem em conjunto, aleatoriamente distribuídas, dentro de agregados granulares ricos em matéria orgânica e bem individualizados.

Figura 2 – Fotomicrografias em MEV (“backscattering”) e mapas microquímicos de EDS do horizonte Ap antrópico da Terra Preta (A e B). Aspectos gerais.

Figura 2 – Fotomicrografias em MEV (“backscattering”) e mapas microquímicos de EDS do horizonte Ap da Terra Preta. Em destaque, fragmentos de ossos incorporados ao solo (C e D).

Figura 2 – Fotomicrografias em MEV (“backscattering”) e mapas microquímicos de EDS do horizonte Ap da Terra Preta. Em destaque, fragmento de espinha de peixe incorporada ao solo (E).

Embora os valores da relação Ca/P sejam similares entre os diferentes tipos de microfragmentos, a espinha de peixe mostra valores mais elevados de Al, Ti, e Zn (Quadro 1), possivelmente em razão de diferenças biogênicas entre os materiais depositados, ou do seu grau de pedoturbação.

No epipedon antrópico, ocorrem ainda formas de acumulação de P não-associadas a valores de Ca elevados. São seções de canais biológicos (Figura 2, G) com baixo “backscattering”, revelando, portanto, alto conteúdo de carbono orgânico (elementos leves). Essas formas de P ligadas à matéria orgânica e alumínio são possivelmente produtos da ingestão de minhocas e, provavelmente, microartrópodes do solo. Apresentam sempre valores baixos de SiO₂ (7,14%) em relação ao Al₂O₃ (20,23%), com conteúdos de Fe₂O₃ semelhantes ao plasma latossólico (12,62%), revelando ainda teores elevados de P₂O₅ (11,29%) e mais reduzidos de CaO (3,35%) (Quadro 1).

Quadro 1 – Composição química de fragmentos de osso, espinha de peixe e canal biológico do horizonte A antrópico da Terra Preta estudada (referentes às fotomicrografias da Figura 2)

Óxidos	Fragmento de osso 2C	Fragmento de osso 2D	Fragmento de osso 2D	Fragmento de espinha 2E	Fragmento de osso arestado 2F	Canal biológico 2G
	----- % -----					
MgO	0,32	0,12	0,22	0,42	0,22	0,25
Al ₂ O ₃	1,11	0,18	2,94	3,97	1,23	20,23
SiO	0,40	0,29	0,31	0,91	0,00	7,14
P ₂ O ₅	21,75	16,45	22,43	19,11	17,89	11,29
K ₂ O	0,28	0,08	0,31	0,31	0,12	0,74
CaO	45,95	35,45	43,08	35,97	37,78	3,35
TiO ₂	0,11	0,09	0,14	0,18	0,02	1,06
MnO	0,00	0,11	0,06	0,00	0,72	0,20
Fe ₂ O ₃	0,71	0,15	2,34	2,22	0,82	12,62
CuO	0,00	0,00	0,02	0,25	0,00	0,32
ZnO	0,06	0,00	0,08	0,40	0,00	0,17

Constituem, portanto, formas secundárias de transformação biogênica da apatita primária pela ingestão por meio de organismos, predominantemente minhocas, muito abundantes nas Terras Pretas. Com a completa transformação da apatita, o P, menos móvel que o Ca, liga-se preferencialmente ao Al e Fe, além da matéria orgânica, constituindo formas residuais complexas, mais resistentes.

Em associação aos canais biológicos, diversos tipos de fragmentos de ossos, arredondados ou arestados (Figura 2, F) e carvão de diferentes formas, são encontrados no horizonte Ap (epipedon antrópico) das Terras Pretas (Figura 2, G). Análises microquímicas desses microfragmentos de ossos revelam teores de Ca e P típicos de materiais biogênicos. A presença conspícua de fragmentos carbonizados na faixa de 100 µm revela a freqüente ação da queima sobre os resíduos adicionados, tanto durante o período de formação das Terras Pretas quanto pelo cultivo atual. Os resíduos carbonizados apresentam sempre baixos conteúdos de P ou Ca.

3.2.2. Horizonte AB

No horizonte transicional AB, as feições estruturais são mais assemelhadas aos materiais latossólicos caulíníticos, sendo a estrutura granular bem coalescida (Figura 3, A). Há ocorrência de concentrações de microfragmentos de apatita primárias ricas em cálcio (Figura 3, B e C), ao lado de acumulações secundárias complexas de P-Al, na forma de canais biológicos. Estes últimos possuem um padrão de baixo “backscattering”, à exemplo do descrito no horizonte Ap, anterior, o que indica forte contribuição de P orgânico, em formas mais hidratadas.

Figura 2 – Fotomicrografias em MEV (“backscattering”) e mapas microquímicos de EDS do horizonte AB da Terra Preta. Em destaque, fragmento de osso arestado (F), canal biológico e fragmento de carvão (G).

Figura 3 - Fotomicrografias em MEV (“backscattering”) e mapas microquímicos de EDS do horizonte AB da Terra Preta. Em destaque, massa latossólica (A) e fragmentos de ossos (B).

A morfologia dos microfragmentos é extremamente variada, desde arestados (Figura 3, C) até feições mais degradadas (Figura 3, D), sem diferenças notáveis em relação ao horizonte Ap. Seções de canais biológicos são mais abundantes que no horizonte Ap, com formas arredondadas e elipsoidais, sempre com presença de plasma mais fino, com concentração de Al e marcante depleção de Si, exceto nos grãos residuais de quartzo muito pequenos que se distinguem como inclusões dentro do plasma aluminoso do canal biológico (Figura 3, E).

Nos grãos de quartzo maiores, os quais formam o esqueleto, observa-se uma cimentação ferruginosa ao longo das fraturas, constituindo-se “runiquartz” (*sensu* ESWARAN, 1968), descrito em Latossolos da Amazônia por ANDRADE et al. (1997). Esses “runiquartz” têm sido interpretados como litorelíquias de grãos de quartzo provenientes da destruição de couraça ferruginosa pré-existente (petroplintita), tendo sido descritos em solos do Acre e Roraima (SCHAEFER, 1994), onde são muito abundantes. O plasma caulinítico típico tem $K_i = 1,71$.

3.2.3. Horizontes B Latossólicos: Terra Preta comparado ao Latossolo Amarelo distrófico

No horizonte Bw da Terra Preta, a microestrutura granular é fortemente coalescida, sendo típica de Latossolos Amarelos cauliníticos da área de Tabuleiros Costeiros, à exemplo do descrito em LIMA (1981) e SCHAEFER (2001). Os grãos do esqueleto são praticamente formados por quartzo, mas ocorrem pontuações diminutas de apatita de ossos, normalmente incluídas no plasma dos agregados e, ainda, nos espaços vazios e bordas (Figura 4, A). Sua ocorrência, ainda comum, é bem menos freqüente que em Ap e AB.

Figura 3 - Fotomicrografias em MEV (“backscattering”) e mapas microquímicos de EDS do horizonte AB da Terra Preta. Em destaque, a morfologia de fragmentos de ossos: arestado (C) e degradado (D).

Figura 3 - Fotomicrografias em MEV (“backscattering”) e mapas microquímicos de EDS do horizonte AB da Terra Preta. Em destaque, canal biológico e grãos residuais de quartzo no plasma aluminoso do canal biológico (E).

Figura 4 - Fotomicrografias em MEV (“backscattering”) e mapas microquímicos de EDS do horizonte Bw da Terra Preta. Em destaque, a microestrutura coalescida da massa latossólica, com grãos de quartzo formando o esqueleto (A) e fragmentos de ossos em processo de degradação (B).

Além dessas partículas de dimensão $< 100 \mu\text{m}$ e arredondadas, ocorrem também fragmentos ósseos em processo de degradação, com formas variadas (Figura 4, B) e concentrações de P e Ca semelhante aos materiais encontrados em Ap e AB. Como se tratam de horizontes minerais, latossólicos e caulíníticos, a presença dessas partículas é exclusivamente em razão de sua incorporação *per-descensum* pela ação biológica de pedoturbação, já que se encontram distribuídas aleatoriamente e são de dimensões reduzidas.

Esse fato ilustra a ação enriquecedora de longo prazo de Ap em Bw pela pedoturbação intensa, na presença de materiais orgânicos ricos e condições favoráveis à atividade da mesofauna. Este enriquecimento do Bw sob TP é bem evidenciado quando se comparam com os valores do plasma da massa latossólica do LA (Bw2), como referência. Com relações molares $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ semelhantes e teores comparáveis de Fe_2O_3 e TiO_2 , os solos se diferenciam nos teores de P_2O_5 , CaO e MgO, sempre maiores no plasma do Bw sob Terra Preta (Quadro 2).

Os mapas microquímicos do horizonte Bw2 do Latossolo Amarelo ilustram a ocorrência de plasma argiloso com valores negligíveis de P e Ca (Figura 4, C e Quadro 2), e presença de minerais resistentes de Ti e Zr (Figura 4, D).

Figura 4 - Fotomicrografias em MEV (“backscattering”) e mapas microquímicos de EDS do horizonte Bw do Latossolo Amarelo distrófico. Em destaque, a microestrutura coalescida da massa latossólica, com grãos de quartzo formando o esqueleto (C), e minerais resistentes de Ti e Zr (D).

Quadro 2 – Composição química dos horizontes subsuperficiais da Terra Preta e Latossolo Amarelo distrófico e do cimento ferruginoso em runiquartz

Óxidos	Cimento ferruginoso fratura do “runiquartz”	Horizonte Bw (Terra Preta)		Horizonte Bw2 (Latossolo Amarelo distrófico)
		%		
MgO	0,20	0,58	0,10	0,10
Al ₂ O ₃	12,29	19,83	12,55	12,55
SiO ₂	7,98	20,17	15,48	15,48
P ₂ O ₅	0,68	0,58	0,00	0,00
K ₂ O	0,08	0,25	0,20	0,20
CaO	0,00	0,50	0,00	0,00
TiO ₂	0,73	1,42	1,57	1,57
Fe ₂ O ₃	42,32	8,25	6,12	6,12
CuO	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00

3.3. Fragmentos de cerâmica no epipedon antrópico

Nos horizontes A antrópico e AB são observados comumente fragmentos de cerâmica de tamanhos variados, normalmente > 5 mm. Esses fragmentos estão em contato com o plasma argiloso com microestrutura latossólica com abundantes grãos de quartzo, revelando notável diferença estrutural e morfológica em relação ao interior dos fragmentos de cerâmica (Figura 5, A e B). Análises de microsonda no interior desses fragmentos revelam zonas micáceas com até 13,28% de K₂O (variação de 2,9 a 13,28%), com teores de P₂O₅ relativamente elevados (até 5,17%), além de Ca, Mg e Fe elevados (Quadro 3).

As relações molares SiO₂/Al₂O₃ (K_i) evidenciam a riqueza em minerais do tipo 2:1 (K_i entre 2,62 e 5,08). Em aumentos maiores, as imagens em “backscattering” dos materiais cerâmicos revelam a orientação dos filossilicatos e a presença de grãos silicosos, estirados segundo o alinhamento dos filossilicatos 2:1 (Figura 5, B).

A vitrificação do quartzo, ou sílica biogênica (Figura 5, C e D), ou sua reprecipitação nos vazios, mostra que o processo de queima e fabrico cerâmico envolvia elevadas temperaturas e uso de materiais combustíveis em abundância.

Esse fato é confirmado pela abundância de micropartículas de carvão, dispersas por todo o horizonte antrópico (anteriormente descritos).

Análises do plasma argiloso externo aos fragmentos de cerâmica evidenciam natureza essencialmente caulinítica (Ki até 1,86), com teores reduzidos de K, P e Mg e valores mais elevados de Ti e Fe (Quadro 3). Desta forma, é evidente a contribuição alóctone de materiais para o fabrico da cerâmica, cuja única fonte próxima possível é a várzea do Amazonas, rica em argilominerais 2:1, os quais ocorrem em níveis muito reduzidos ou estão ausentes nos solos bem drenados de terra firme (vide Capítulo 1).

Outra importante implicação dos aportes de materiais cerâmicos nas Terras Pretas, comuns em todo o vale do Amazonas, é que constituem a maior reserva potencial de formas não-trocáveis de K na fração grosseira, que podem ser liberadas pelo intemperismo desses fragmentos abundantes. Quanto aos teores relativamente elevados de P, a única razão plausível para explicá-los é o enriquecimento natural em P dos solos de várzea, conforme descrito no Capítulo 1

Figura 5 - Fotomicrografias em MEV (“backscattering”) e mapas microquímicos de EDS de fragmentos de cerâmica (A e B) incorporados ao horizontes Ap e AB da Terra Preta.

Quadro 3 – Composição química do material cerâmico incorporado ao horizonte superficial da Terra Preta e do plasma argiloso contíguo ao material cerâmico

Óxidos	Material cerâmico Ap borda	Material cerâmico Ap centro	Material cerâmico Ap zona micácea	Material cerâmico AB zona micácea	Material cerâmico AB borda	Plasma argiloso Ap externo à cerâmica	Plasma argiloso AB externo à cerâmica
	----- % -----						
P ₂ O ₅	2,45	3,12	3,83	3,55	5,17	0,78	0,83
MgO	1,20	1,50	1,50	1,25	1,30	0,37	0,25
Al ₂ O ₃	22,33	13,28	24,83	23,00	20,67	22,33	21,50
SiO ₂	36,83	39,70	38,50	37,17	31,83	24,17	23,50
K ₂ O	6,55	2,90	13,28	10,42	3,30	0,22	0,33
CaO	0,75	2,13	0,72	0,92	0,57	0,37	0,40
TiO ₂	0,67	0,45	0,67	0,58	0,50	1,17	1,57
MnO	0,08	0,08	0,03	0,17	0,08	0,40	0,22
Fe ₂ O ₃	4,25	7,70	4,08	7,00	7,60	13,50	11,90
CuO	0,17	0,00	0,68	0,33	0,17	0,00	0,00
ZnO	0,25	0,00	0,00	0,17	0,38	0,27	0,00

Figura 5 - Fotomicrografias em MEV (“backscattering”) e mapas microquímicos de EDS de estruturas de quartzo (sílica biogênica ou vitrificação de quartzo) na Terra Preta.

4. CONCLUSÕES

Microfragmentos de apatita biogênica na forma de ossos e espinhas de peixe, com morfologias variadas, constituem a reserva primária de P e Ca da Terra Preta. Formas secundárias e complexas de P ligado a Al e Fe são provenientes da intensa pedoturbação, incorporando P em profundidade.

Fragmentos cerâmicos constituem reserva não-trocável de K, sendo provavelmente provenientes de materiais oriundos da várzea, ricos em argilominerais 2:1.

O horizonte B latossólico da Terra Preta foi enriquecido pela pedoturbação, tornando-se bem mais rico que o horizonte B latossólico do Latossolo Amarelo distrófico típico adjacente.

Em seu conjunto, a fertilidade elevada das Terras Pretas é resultado de uma conjunção favorável de aportes minerais (cerâmicas, ricas em K_2O) e orgânicos (ossos e espinhas de peixes, ricos em Ca e P), que tornaram os solos antropogênicos altamente enriquecidos em formas não-trocáveis. A natureza físico-química conservadora em nutrientes dos pedoambientes de terra firme, à semelhança dos tabuleiros costeiros, e a maior recalcitrância de compostos orgânicos carbonizados ou incompletamente carbonizados nesse ambiente,

podem auxiliar na compreensão do fenômeno de gênese de tais solos em regiões de pluviosidade e temperatura favoráveis à mineralização.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE, H., SCHAEFER, C.E.G.R., DEMATTÊ, J.L.I., ANDRADE, F.V. Pedogeomorfologia e micropedologia de uma seqüência Latossolo-Areia Quartzosa Hidromórfica sobre rochas cristalinas do Estado do Amazonas. **Geonomos**, 5:55-66, 1997.
- BULLOCK, P., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A. **Handbook for soil thin section description**. Wolverhampton: Waine Research publications, 1985.
- CESCAS, M.P., TYNER, E.H., GRAY, L.J. The electron microprobe X-ray analyzer and its use in soil investigations. **Adv. Agron.**, 20:153-198, 1968.
- CESCAS, M.P., TYNER, E.H., SYERS, J.K. Distribution of apatite and other mineral inclusions in a rhyolitic pumice ash and beach sands from New Zealand: na electron-microprobe study. **Journal of Soil Science**, 21:78-84, 1970.
- DAEMON, R.F. Contribuição à datação da formação Alter do Chão. Bacia do Amazonas. **R. Bras. Geociênc.**, 5:78-84, 1975.
- EDEN, M.J., BRAY, W., HERRERA, L., McEWAN, C. Terra Preta Soils and their archaeological context in the Caquetá Basin of Southeast Colombia. **American Antiquity**, 49:125-140, 1984.
- EIDT, R.C. Detection and examination of anthrosols by phosphate analysis. **Science**, 197:1327-1333, 1997.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Rio de Janeiro, EMBRAPA Solos, 1999. 412p.
- ESWARAN, H. Point-count analysis as applied to soil micromorphology. **Pedologie**, 18(2):238-252, 1968.

- FITZPATRICK, E.A. **Soil microscopy and micromorphology**. New York, John Wiley & Sons. 1993. 304p.
- FORDHAM, A.W., NORRISH, K. Eletron microprobe and eletron microscope studies of soil clay particles. **Aust. J. Soil Res.**, 17:283-306, 1979.
- LeGEROS, R.Z., LeGEROS, J.P. Phosphate minerals in human tissues. In: Phosphate minerals. In: **Phosphate minerals**. J.O. NRIAGU, P.B. MOORE (eds.). Springer-Verlag, Berlin, 1984. p. 351-385.
- LIMA, P.C. **Micromorphological observations of some soils from tablelands of Brazil**. University of Reading, 1981. 140p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – University of Reading, 1981.
- QURESHI, R.H., JENKINS, D.A., DAVIES, R.I. Electron probe microanalytical studies of phosphorus distribution within soil fabric. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 42:698-705, 1978.
- SANTOS, J.O.S. A parte setentrional do cráton amazônico (escudos das Guianas) e a bacia Amazônica. In: **Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escla 1:2.500.000**. SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R. E ASMUS, H.E. Brasília, Departamento Nacional de Produção Mineral, p.57-91. 1984.
- SCHAEFER, C.E.G.R. **Soils and paleosols from notheastern Roraima, Amazonia: Geomorphology, genesis and landscape evolution**. PhD Thesis, University of Reading, 353 pp. 1994.
- SCHAEFER, C.E.G.R. Brazilian latosols and their B horizon microstructure as long-term biotic constructs. **Aust. J. Soil Res.** 39:1-18, 2001.
- SMITH, N.J.H. Anthrosols and human carrying capacity in Amazonia. **Annals of the Association of American Geographers**, 70:553-566, 1980.
- SAWHNEY, B.L. Electron micropobe analysis of phosphates in soils and sediments. **Soil Sci. Soc. Amer. Proc.**, 37:658-660, 1973.

APÊNDICE

APÊNDICE

Abreviações empregadas na descrição de campo

Estrutura		
Grau	Tamanho	Tipo
1 – fraca	mp – muito pequena	Gr – granular
2 – moderada	P – pequena	BS – blocos sub-angulares
	m – média	
Consistência		
Seca	Úmida	Molhada
S - solta	S – solta	NPI – não plástico
Ma – macio	MFr – muito friável	LPI – ligeiramente plástico
LD – ligeiramente duro	Fr – friável	PI – plástico
D – muito duro	Fi – firme	MPI – muito plástico
MD - muito duro	MFi – muito firme	NPe – não pegajoso
		LPe – ligeiramente pegajoso
		Pe – pegajoso
		MPe – muito pegajoso
Textura	Mosqueado	
s – siltosa	p – pouco	c - comum
me – média	ab – abundante	pe – pequeno
r – argilosa	m - médio	proe – proeminente
mr – muito argilosa	dif – difuso	dis – distinto

Quadro 1A – Classificação e descrição morfológica dos solos estudados

Horizonte Simb.	Prof. (cm)	Cor	Mosqueado	Textura	Estrutura	Consistência		
						Seca	Úmida	Molhada
Seqüência 1 – Médio Amazonas								
Latossolo Amarelo distrófico típico								
A	0 – 18	10YR4/4		r	1pmGr	Ma	Fr	PI, Pe
AB	18 – 40	10YR4/6		r	1pmBS	D	Fr	PI, Pe
BA	40 – 64	10YR5/6		r	1pmBS	D	Fr	PI, Pe
Bw1	64 – 90	10YR5/8		r	1pmBS	MD	Fr	PI, Pe
Bw2	90 - 150	10YR5/8		r	1pmBS	MD	Fr	PI, Pe
Latossolo Amarelo distrófico petroplântico								
A	0 – 20	10YR4/3		r	1pmGr	Ma	Fr	PI, Pe
AB	20 – 40	10YR5/4		r	1pmBS	D	Fr	PI, Pe
Bw	40 – 95	7,5YR6/8		r	1pmBS	MD	Fr	PI, Pe
Bwc	95 - 150	5YR5/8		r	nd	MD	Fr	PI, Pe
Plintossolo Háptico distrófico típico								
A	0 – 20	2,5Y 5/2		mr	1pGr	Ma	Fr	PI, Pe
Bf	20 – 60	10YR6/6	abpemproe 5YR5/6	mr	12mBS	MD	Fi	MPI, MPe
C	60 – 120	7,5YR7/4	abpemproe 5YR5/6	mr	maciça	MD	Fi	MPI, MPe
Gleissolo Háptico Ta eutrófico								
Ag	0 – 13	10YR6/1	cpeproe 7,5YR 5/6	s	2pmGr	Ma	Fi	MPI, Pe
ACg	13 – 35	10YR6/2	abpeproe 5YR 5/6	s	2pmBS	ED	Fi	MPI, Pe
Cg	35 – 62	10YR6/2	abpeproe 7,5YR 5/6	s	maciça	ED	Fi	MPI, Pe
2Cg ₂	62 – 100	10YR4/3	abpedis 10YR 5/8	r	Maciça	ED	Fi	MPI, Pe
Neossolo Flúvico Ta eutrófico								
A	0 – 5	10YR6/2		me	1pmGr	Ma	MFr	LPI, LPe
C	5 – 24	10YR5/4		me	maciça	Ma	Fr	LPI, LPe
2C ₂	24 – 34	10YR5/1		me	maciça	Ma	MFr	NPI, NPe
3C ₃	34 – 43	10YR5/1		me	maciça	Ma	Fr	LPI, LPe
4C ₄	43 – 50	10YR5/4		me	maciça	Ma	MFr	NPI, NPe
5C ₅	50 – 150	10YR5/1		s	maciça	D	Fr	LPI, LPe
Seqüência 2 – Alto Amazonas								
Alissolo Hipocrômico argilúvico típico								
A	0 – 15	10YR3/3		r	1pmGrBS	Ma	Fr	PI, Pe
Bt	15 – 70	10YT5/8	ppedis 5YR5/6	r	1pmBS	D	Fi	MPI, MPe
C	70 – 100	2,5YR5/6	pmedif 10YR6/6	r	maciça	D	Fi	MPI, MPe
2C ₂	100 – 150	2,5YR6/4	pmedif 10YR6/6	r	maciça	D	Fi	MPI, MPe
Plintossolo Argilúvico aluminico abrupção								
A	0 – 15	10YR4/2		me	1pGr	S	S	NPI, NPe
Btf	15 – 30	10YR7/6	cpeab 5YR5/6	r	12mBS	MD	Fi	MPI, MPe
C	30 – 120	5Y7/1	ppedif 5YR5/6	r	maciça	MD	Fi	MPI, MPe

Continua...

Quadro 1A, Cont.

Horizonte Simb.	Prof. (cm)	Cor	Mosqueado	Textura	Estrutura	Consistência		
						Seca	Úmida	Molhada
Neossolo Flúvico Ta eutrófico								
A	0 – 14	10YR4/2		me	1pGr	Ma	Fr	LPI, LPe
C ₁	14 – 28	10YR4/3		r	Maciça	D	Fi	MPI, MPe
2C ₂	28 – 70	10YR4/3		s	Maciça	Ma	Fr	PI, Pe
3C ₃	70 - 100	10YR4/3		s	Maciça	Ma	Fr	PI, Pe
Solos antropogênicos								
Argissolo Amarelo com horizonte A antrópico								
A1	0 – 23	10YR3/1		me	1pmGr	D	Fr	PI, Pe
A2	23 – 42	10YR3/2		r	1pmGrBS	D	Fr	PI, Pe
Bt1	42 – 73	10YR5/6		mr	1pmBS	MD	Fr	PI, Pe
Bt2	73 - 130	10YR5/8		mr	1pmBS	MD	Fr	PI, Pe
Latossolo Amarelo com horizonte A antrópico								
A1	0 – 30	2,5YR2/0		me	1pmGr	D	Fr	PI, Pe
A2	30 – 60	2,5YR2/0		r	1pmGr	D	Fr	PI, Pe
A3	60 – 100	10YR3/1		r	1pmGr	D	Fr	PI, Pe
AB	100 – 130	10YR3/1		r	1pmGrBS	MD	Fr	PI, Pe
Bw	130 – 150	10YR3/6		r	1pmBS	MD	Fr	PI, Pe
Cambissolo com horizonte A antrópico								
A1	0 – 15	10YR2/0		me	1pmGr	D	Fr	PI, Pe
A2	15 – 40	10YR2/1		r	1pmGr	D	Fr	PI, Pe
A3	40 – 55	10YR3/4		r	1pmGr	D	Fr	PI, Pe
Bi1	55 – 110	5YR5/8		me	1pmBS	MD	Fr	PI, Pe
Bi2	110 – 180	2,5YR5/8		me	1pmBS	MD	Fr	PI, Pe

Figura 1A – Difratoformas de raios-X da fração silte dos Latossolos e solos antropogênicos (An – anatásio; Ct – caulinita; Qz – quartzo; e Ru - rutilo).

Figura 2A – Difractogramas de raios-X da fração silte dos Plintossolos (Ct – caulinita; Il – illita; Mi – mica; Pf – pirofilita; Pg – plagioclásio; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

Figura 3A – Difratoformas de raios-X da fração silte do Alissolo (Cl – clorita; Ct – caulinita; Es – Esmectita; Il – illita; Mi – mica; Pf – pirofilita; Pg – plagioclásio; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

Figura 4A – Difractogramas de raios-X da fração silte dos solos de várzea (Cl – clorita; Ct – caulinita; Es – esmectita; Fs – feldspato; Il – illita; Mi – mica; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

Figura 5A – Difractogramas de raios-X da fração areia fina dos solos de várzea (Ct – caulinita; Fs – feldspato; Il – illita; Mi – mica; Pg – plagioclásio; Qz – quartzo; e Vm – vermiculita).

Figura 6A – Difractogramas de raios-X da fração areia fina dos Latossolos e solos antropogênicos (Qz – quartzo).

Figura 7A – Difractogramas de raios-X da fração areia fina dos Plintossolos (Ct – caulinita; Il – illita; Mi – mica; Qz – quartzo; e Hm – hematita).

Figura 8A – Difractogramas de raios-X da fração areia fina do Alissolo (Ca – calcita; Pg – plagioclásio; e Qz – quartzo).