

KLEBERSON WORSLEY DE SOUZA

**GÊNESE, MINERALOGIA, MICROMORFOLOGIA E FORMAS DE
FÓSFORO EM ARQUEO-ANTROPOSOLOS DA VÁRZEA
DO RIO AMAZONAS**

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
2011

KLEBERSON WORSLEY DE SOUZA

**GÊNESE, MINERALOGIA, MICROMORFOLOGIA E FORMAS DE
FÓSFORO EM ARQUEO-ANTROPOSOLOS DA VÁRZEA
DO RIO AMAZONAS**

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*.

APROVADA: 31 de março de 2011.



Prof. Hedinaldo Narciso Lima
(Coorientador)



Pesq. Wenceslau Geraldes Teixeira



Prof. Liovando Marciano da Costa



Pesq. Manuel R. de Albuquerque Filho



Prof. Carlos Ernesto G. R. Schaefer
(Orientador)

Aos meus pais Sônia e Romildo.

Aos meus irmãos Kláusenner e Krischnner.

Aos meus sobrinhos Ayrton e Sophia.

À minha esposa Karina e à enteada Mariana.

Dedico.

AGRADECIMENTOS

À Deus.

À Universidade Federal de Viçosa.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Amazonas, pelo apoio ao desenvolvimento da pesquisa e pela concessão da bolsa de estudos.

À Universidade Federal do Amazonas pelo apoio ao desenvolvimento da pesquisa.

À minha esposa Karina Pulrolnik, pela convivência regada de muito carinho, amor, paciência e pelos preciosos conselhos femininos.

À minha família (Sônia, Romildo, Kláusenner e Krischenner) pelo incentivo e apoio incondicional nas horas difíceis.

Ao Professor Carlos Ernesto G. R. Schaefer, pela orientação, convivência agradável, pelas oportunidades que me apresentou, pelos preciosos ensinamentos, pela disposição, apoio e amizade, a quem sou eternamente grato.

Ao Professor Hedinaldo Narciso Lima, pela orientação, pela amizade, pelos ensinamentos, pelo apoio e credibilidade.

Ao Professor Wenceslau Teixeira, pela orientação, ensinamentos, entusiasmo, apoio e amizade.

Ao Professor Liovando Marciano da Costa, pelos ensinamentos proporcionados.

À Doutora Maria do Rozário Lobato pelo apoio no início de minha vida científica.

Aos demais professores do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas da Universidade Federal de Viçosa.

Aos colegas e amigos do programa que tornaram as aulas mais prazerosas e especialmente aqueles com quem tive a grande satisfação de conviver, como Guilherme Corrêa, Alexandre Nascimento, Jailson Cunha, Diogo Paiva, Ítalo Guedes, Carlos Pacheco, Juscimar da Silva, Igor de Assis e Marcus Locateli.

À preciosa ajuda das secretárias Cláudia Gonsalves e Luciana Freitas, que nunca medem esforços para nos ajudar, estando sempre dispostas.

À todos aqueles que direta ou indiretamente contribuíram para realização deste trabalho.

ÍNDICE

	Página
RESUMO.....	vi
ABSTRACT.....	viii
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Colonização do espaço neotropical sul americano e brasileiro ...	1
1.2. Uso de recursos naturais da paisagem neotropical.....	4
1.3. Ocupação da Amazônia: várzea & terra firme.....	8
1.4. Registro pedológico da ocupação humana na Amazônia.....	11
2. REVISÃO DE LITERATURA.....	21
2.1. A várzea do Solimões/Amazonas.....	21
2.2. Formas de fósforo em Terras Pretas de Índio.....	26
2.3. Avaliação da disponibilidade de P.....	33
2.4. Classificação de Solos antrópicos (Arqueo-antrossolos).....	35
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	42
3.1. Área de estudo	42
3.2. Classificação e amostragem dos solos.....	45
3.3. Análises das mostras.....	45
3.3.1. Caracterização química.....	45
3.3.2. Carbono orgânico total e fracionamento das substâncias húmicas.....	46
3.3.3. Determinação dos teores totais de elementos.....	47
3.3.4. Fracionamento das formas de fósforo e extração de P com diferentes extratores.....	48
3.4. Ferro, Alumínio e Manganês extraídos pelo ditionito-citrato- bicarbonato de sódio e oxalato ácido de amônio.....	51
3.5. Determinação da composição mineralógica.....	52
3.6. Ocorrência de espículas.....	53
3.7. Micromorfologia e análises microquímicas em lâminas.....	53
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	54
4.1. Classificação dos solos estudados.....	54
4.2 Características morfológicas e físicas dos solos.....	69
4.3. Características químicas dos solos estudados.....	73

4.4. Teores totais de macro elementos nos solos estudados.....	86
4.5. Teores totais de elementos traço nos solos estudados.....	92
4.6. Formas e conteúdos de fósforo nos solos estudados.....	101
4.6.1. Conteúdos de fósforo disponível extraídos com diferentes extratores.....	115
4.7. Carbono orgânico e total, fracionamento das substâncias húmicas e suas relações.....	121
4.8. Teores de ferro, alumínio e manganês extraídos pelo ditionito- citrato-bicarbonato de sódio e oxalato ácido de amônio.....	126
4.9. Características Mineralógicas dos solos estudados.....	130
4.10. Ocorrência de corpos silicosos em Arqueo-antrossolos de várzea do Solimões Amazonas.....	138
4.11. Aspectos microquímicos e micromorfológicos dos solos estudados.....	148
5. CONCLUSÕES.....	205
6. REFERÊNCIAS.....	207
APÊNDICE.....	227

RESUMO

SOUZA, Kleberon Worsley de, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, Março de 2011. **Gênese, mineralogia, micromorfologia e formas de fósforo em Arqueo-Antropossolos da várzea do Rio Amazonas.** Orientador: Carlos Ernesto G. R. Schaefer. Coorientadores: Felipe Nogueira Bello Simas e Hedinaldo Narciso Lima.

Em toda região amazônica é comum a ocorrência de sítios de Terra Preta de Índio (TPI) frequentemente acompanhando os principais rios da região. Os solos de TPI's são considerados antrópicos, pois têm a atividade humana como causa de ocorrência, embora alguns cientistas apontassem outras hipóteses para a formação das TPI's amazônicas, já desacreditadas na atualidade. Neste trabalho, foram estudados sítios de TPI's entre os municípios de Careiro da Várzea e Coarí, no Estado do Amazonas. Os solos estudados foram submetidos às análises químicas e físicas de rotina, fracionamento sequencial das formas de P e determinação dos teores totais de elementos pela digestão das amostras com HCl, HF e HN em micro-ondas. Foram elaborados difratogramas de raios-X para identificação dos minerais da fração argila de amostras selecionadas, na argila natural, argila com saturação de K em 25, 350 e 550 °C, argila saturada com Mg e com Mg mais glicerol em temperatura ambiente e também em argila com tratamento para concentração de óxidos. Foi realizado estudo microquímico e micromorfológico em lâminas feitas a partir de amostras indeformadas. As ações humanas pretéritas nos sítios estudados promoveram modificações significativas em muitas das características físicas, morfológicas, químicas e mineralógicas no solo do ambiente de várzea, tornando-os muito diferentes dos solos adjacentes. Embora o solo da paisagem de várzea seja naturalmente mais fértil, é possível observar que a interferência antrópica causou mudanças significativas na fertilidade dos solos deste ambiente. Os

resultados obtidos neste trabalho mostram que os sítios de TPI de várzea estudados apresentam os maiores teores de P já registrado na literatura. O sítio Lauro Sodré contemplado neste estudo chegou a 7.905 mg dm^{-3} de P extraído pelo extrator Mehlich-1. A maior parte do P nestes solos encontra-se na sua forma originalmente depositada (P-Ca). Sr e Ba, além de Zn e Cu apresentaram correlação direta com os horizontes antrópicos. Outras mudanças no solo que se deveram à intervenção humana são de ordem mineralógica, pela presença de apatita e vivianita, não encontrados nos solos adjacentes. A preservação da apatita biogênica na forma de fragmentos ósseos nos horizontes antrópicos desses solos ocorre, provavelmente, em função do pH mais elevado e do constante aporte de P e Ca geogênico ao solo pela contínua deposição de sedimentos andinos relativamente ricos nesses elementos. Isso é evidenciado pelos mapas microquímicos que em geral mostram fragmentos ósseos sem auréola de reações de dissolução da apatita biogênica. Não obstante, nos horizontes antrópicos desses solos foi constatado atração magnética de parte do material. As análises de DRX detectaram a presença de magnetita e maghemita nesse material. A formação mais provável de minerais magnéticos (magnetita/maghemita) nos horizontes antrópicos dos Neossolos Flúvicos seria a ocorrência frequente de fogo na área de formação das TPI, promovendo a formação de magnetita a partir de substrato com suficiente fornecimento de Fe^{3+} , liberado de minerais ferromagnesianos de origem andina, em um ambiente quimicamente redutor e com temperaturas elevadas, que posteriormente seria oxidada a maghemita, de acordo com a dinâmica do ambiente. Isso sugere que o uso do fogo era generalizado tanto na várzea quanto na terra firme.

ABSTRACT

SOUZA, Kleberson Worsley de, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, March 2011. **Genesi, mineralogy, micromorphology and phosphorus forms in Archeo-Antropossolos from Amazon River floodplain.** Advisor: Carlos Ernesto G. R. Schaefer. Co-advisors: Felipe Nogueira Bello Simas and Hedinaldo Narciso Lima.

Throughout the Amazon region is common the occurrence in sites of Indian Black Earth (IBE) often accompany the main rivers. The IBE soils are considered anthropic, because they have human activity as a cause of occurrence, although some scientists point out other hypotheses for the formation of the Amazon IBE, already discredited in the news. In this work, were studied sites of IBE between Careiro da Várzea and Coarí cities. The soils were subjected to chemical and physical analysis routine, sequential fractionation of P forms and determination of total contents elements in the sample digestion with HCl, HF and HN in the microwave. Were developed X-ray diffraction patterns for clay minerals identification in selected samples in natural clay, clay with K saturation at 25, 350 and 550 °C, clay saturated with Mg and Mg more glycerol at room temperature and Clay treated for concentration of oxides. The microchemical and micromorphological study was performed in thin sections prepared from undisturbed samples. According to results, the preterit human actions in studied sites promoted significant changes in many of the physical, morphological, chemical and mineralogical soil characteristics of the floodplain environment, making them very different from adjacent soils. Although the soil of the lowland landscape is naturally more fertile, it is possible to observe that human interference has caused significant changes in soil fertility in this environment. The present results show that the floodplain sites studied IBE have the highest P

concentrations ever recorded in the literature. The Lauro Sodré site included in this study, showed 7905 mg dm⁻³ of P extracted by Mehlich-1. Most of the P in these soils is as its form originally deposited in the soil (P-Ca). Zn, Cu, Sr and Ba were directly correlated with the anthropic horizons. Other changes in the soil which were due to human intervention are a matter of mineralogy, the presence of apatite and vivianite, not found in the adjacent soil. The preservation of biogenic apatite in the form of bone fragments in the anthropogenic horizons of these soils is probably due to the higher pH and the constant contribution of P and Ca geogenic to the soil by continuous deposition of Andean sediments relatively rich in these elements. This is evidenced by microchemical maps that generally show bone fragments without surrounding reactions of dissolution of biogenic apatite. Nevertheless, in the anthropic horizons of these soils was found magnetic attraction material. The XRD detected the presence of magnetite and maghemite in this material. The training most likely magnetic minerals (magnetite / maghemite) horizons anthropogenic of Fluvisols was the frequent occurrence of fire in the area of formation of the IBE, promoting the formation of magnetite from the substrate with sufficient supply of Fe³⁺, released from ferromagnesian minerals of Andean origin, in a chemically reducing environment and high temperatures, which would then be oxidized to maghemite, according to the dynamics of the environment. This suggests that the use of fire was widespread in the floodplain as in the upland.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Colonização do espaço neotropical sul americano e brasileiro

A chegada dos primeiros colonizadores, a dispersão desses indivíduos e a ocupação das Américas e do Brasil é, ainda, um assunto de conhecimento parco ou incompleto (Cunha, 1992). Embora não se saiba ao certo, e de forma conclusiva, quais foram as rotas de migrações e exatamente quando ocorreram, é muito provável que levas dos chamados paleoíndios saíram do continente asiático rumo às Américas. Esses paleoíndios tinham aparência dos atuais aborígenes da Austrália, descendendo diretamente das primeiras populações africanas. Neves (2002) acredita que o homem surgiu na África, deslocou-se para a Ásia e da Ásia foi rapidamente para a Austrália, onde chegou por volta de 40 a 45 mil anos antes do presente (AP), e propõe que essa população africana que foi para Austrália e chegou lá por volta de 40 mil anos atrás, empreendeu uma migração em direção ao norte e entrou na América. Provavelmente mais tarde, esse mesmo ancestral deu origem às populações mongolóides no nordeste da Ásia e esses empreenderam, mais tarde, também uma migração em massa até a entrada na América, constituindo assim, mais de uma migração de populações da Ásia para as Américas (Neves & Pucciarelli, 1991; Neves et al., 2007). Neves et al., (2007) afirmam ainda que é improvável que o número de migrações que deu origem aos nativos americanos possa um dia ser conhecido. Se uma mesma população asiática contribuiu diversas vezes nesse processo com um número significativo de indivíduos, torna-se bem pouco provável que se consiga distinguir esse

cenário de um que assuma ter havido apenas uma migração desses asiáticos para o Novo Mundo (Goebel et al., 2008). Contudo, Neves & Hubbe (2005), enfatizam que a partir de estudos da morfologia craniana, os grupos nativos americanos parecem se resolver em dois grandes padrões. Um primeiro paleoíndio com feições similares aos aborígenes da Austrália, e um segundo com características dos índios americanos atuais (similaridade mongolóide) (Neves & Hubbe, 2005). Se a morfologia craniana dos índios mais recentes evoluiu *in situ* a partir dos primeiros paleoíndios por processo micro-evolutivo, ou se estes já chegaram ao continente americano com esta morfologia, isto não está claro. Neves (2002) sugere também que possa haver uma pequena variação na teoria mais aceita e difundida que vislumbra a entrada do homem no continente americano pelo estreito de Bering, quando o mar durante os picos de glaciação no final do Pleistoceno teria baixado aproximadamente 100 metros e exposto pontes de terra nessa região. Atualmente não se condiciona mais a ocupação da América a, necessariamente, essa existência da ponte de terra. Cogita-se a possibilidade de que, apesar de não haver uma tecnologia de navegação transoceânica, é possível que essas populações, usando pequenas canoas, possam ter seguido o litoral do estreito de Bering, ou das ilhas Aleutas e tenham chegado na costa do Pacífico. Portanto, essa travessia entre Ásia e América, não necessariamente estaria vinculada à exposição da via terrestre durante os períodos glaciais, mas poderia ter sido feita por navegação de cabotagem, com pequenas embarcações (Neves, 2002). Posteriormente, levas de indígenas deixariam a porção norte do continente americano, possivelmente seguindo a megafauna do Pleistoceno, rumo ao sul pelo istmo do Panamá até chegarem a América do Sul. Mais obscuras ainda são

as rotas que essas populações tomaram já no continente Sul-americano, se realmente vieram do norte para sul. Corroborando a idéia de mais de uma migração para as Américas, Prous (1999) concluiu que os resultados obtidos, e em sua maior parte não publicados, sugerem que uma população chegou depois do estabelecimento de outra população mais antiga no Brasil, ocupando os assentamentos anteriores, o que de certa maneira, complica ainda mais o entendimento a respeito da ocupação do território brasileiro pelas primeiras populações. Sendo assim, pode-se dizer que o debate a respeito do povoamento das Américas está longe de ser resolvido.

É consenso que grandes civilizações pré-colombianas se formaram na América Central (Maias, Astecas e outras), na porção mais a oeste da América do Sul nas terras altas andinas (Incas e outras) e, embora de menores dimensões, grandes cacicados foram formados na calha do rio Solimões/Amazonas. Alguns cientistas acreditam que os cacicados foram formados por populações que saíram dos Andes descendo o rio até chegarem à ilha de Marajó na foz do rio Amazonas (Meggers, 1971). Meggers & Evans (1957) sugerem ainda que esta população teria diminuído seu nível cultural, o que poderia ser observado pela cerâmica de inferior qualidade observada na superfície. Marcoy (2006) faz alusão à tribo dos Omáguas como sendo uma tribo indígena oriunda do hemisfério norte, como testemunhavam sua avançada civilização, seus costumes e suas artes materiais, evidentemente tomadas de empréstimo depois de se fixarem por alguns séculos no sopé dos Andes de Poppayan. Porro, em nota informa que esta informação é equivocada e que segundo Lathrap (1970; 1972) e Schwerin (1972), os Omáguas, assim como seus vizinhos Cocama, são grupos de língua Tupi deslocados para o noroeste da Amazônia, com

evidências cada vez mais fortes de que eles migraram rio acima, do médio para o alto rio Amazonas.

Outros cientistas colocam a possibilidade dos indígenas terem chegado primeiramente à calha do Solimões/Amazonas e depois subiram o rio até os Andes. Existe ainda a possibilidade de que essas áreas tenham sido ocupadas de forma concomitante. Dessa maneira, grandes levas de indígenas tomaram caminhos diferentes quando chegaram à América do Sul. Outros autores relatam a mudança de ambiente por parte dos indígenas que chegaram à região amazônica. Oliver (1998), por exemplo, fala de migração de povos indígenas (os Saladoides) do médio rio Amazonas para o Orinoco (Lathrap 1970; Siegel 1991), que posteriormente, foram para a região do Caribe (Oliver, 1998). As causas da diferenciação sociocultural dessas populações são apontadas principalmente pelo ambiente em que esses povos se desenvolveram. Brochado (1980) e Viveiros de Castro (1996) discordam quanto à questão dos centros de origem das rotas de expansão dos tupis, entre uma migração norte-sul, proposto por Castro e um modelo de expansão radial, defendido por Brochado, que pressupunha o centro de origem na Amazônia Central há pelo menos 2.000 anos. Esta polêmica não está resolvida, como afirma Noelli (1996).

1.2. Uso de recursos naturais da paisagem Neotropical

O início do debate antropológico a respeito dos modelos de uso dos recursos naturais e ocupação na Amazônia foram consideravelmente intensificados na década de 1950, quando a escassez de registros

arqueológicos e históricos, aliada a pobreza química da maioria dos solos amazônicos, buscavam, de qualquer maneira, calcados na teoria do determinismo ambiental, explicar a inexistência de sociedades complexas nas terras baixas da Amazônia, principalmente em contraposição aos povos dos Andes, já sobejamente sabido, de grande desenvolvimento cultural. O antropólogo americano Julian Steward foi o primeiro autor a levantar a hipótese, baseada na importância da ecologia para o processo de diferenciação cultural e econômica das sociedades humanas “primitivas” (Neves, 1989). Sua teoria baseou-se em moldes evolucionistas cujos parâmetros vislumbravam as formas de organização social com poder centralizado, a produção de excedentes e a hegemonia político-cultural, ou seja, critérios espelhados no modelo ocidental de “Estado”, como meta civilizacional. No extremo oposto à categoria de maior complexidade, identificada no estado, estariam as sociedades marginais classificadas como “baldos”. Esses seriam grupos caçadores-coletores nômades que estariam predestinados ao “primitivismo”, pois suas formas de subsistência limitavam-se à escassez de recursos e às precárias condições de adaptação a ambientes inóspitos. Em um segundo estágio viria as “tribos”, ou sociedades agricultoras assentadas de forma mais permanente. Esses seriam os grupos ligados por laços de sangue, cujas relações de linhagens determinavam-se pela ausência de poder centralizado. O terceiro estágio de desenvolvimento social seria o dos “cacicados”. No modelo de Steward, os cacicados diferenciavam-se pela introdução da institucionalização do poder político e religioso, dando espaço às hierarquias sociais marcadas pela especialização técnica de indivíduos, ou grupos, e conhecidos por sua função social ou trabalho. A identidade grupal dos cacicados transcendia os limites das

relações por laços sanguíneos. Por fim, no quarto e mais avançado estágio de complexidade, viria o —Estado”. Seriam sociedades que teriam atingido alto grau de desenvolvimento econômico, organizadas sob a égide de um sistema político de alianças diplomáticas, com controle coercitivo e teriam como principais características internas a densidade populacional, a intensificação da produção agrícola e pastoril, a burocratização do poder público e a estratificação social.

Arcuri (2007) relata que as pesquisas realizadas nos últimos vinte anos proporcionaram avanços no conhecimento que demonstram que os quatro tipos de agrupamento descritos por Steward tornaram-se pouco adequados à tarefa de tentar melhor compreender o passado da América, pois desconsideraram elementos da cosmovisão ameríndia fundamentais às noções de organização social e política (Arcuri, 2007). A teoria de Steward foi posteriormente ampliada por Betty Meggers, que colocou como principal ponto de interação entre a cultura e o ambiente o auto sustento, e seu aspecto mais vital a produtividade da agricultura itinerante (Meggers, 1996). Meggers (1987) destacou como o meio ambiente impunha limitações ao desenvolvimento cultural distinguindo dois ambientes principais na Amazônia: a terra firme, de solos pobres, e a várzea, beneficiada pela fertilização anual dos rios (Meggers, 1987). Apesar das críticas levantadas às hipóteses dos fatores limitantes a ocupação humana na Amazônia, grande parte dos autores (Lathrap, 1968; Carneiro, 1970; Meggers, 1984 e 1987) concorda que a várzea e a terra firme apresentam oportunidades e limitações distintas, sendo que a primeira foi capaz de sustentar os maiores assentamentos humanos da pré-história recente, graças à relativa fertilidade do solo e facilidade de acesso aos recursos alimentares. Contudo, apesar da

maior fertilidade natural de seus solos, a várzea apresenta considerável risco, apresentando algumas desvantagens para a ocupação humana, como a impossibilidade de cultivo contínuo ao longo do ano devido às inundações periódicas e a existência das grandes cheias ocasionais, que inundam mesmo as áreas mais altas denominadas várzea alta (Carneiro, 1995; Denevan, 1996). Dessa maneira, o ambiente de várzea foi colocado como impróprio para o desenvolvimento de sociedades complexas devido à necessidade de abandono das áreas de moradia e cultivo na época das cheias (Meggers, 1984 e 1987).

Embora essa teoria se mostre verdadeira quando se compara o desenvolvimento de antigas civilizações considerando apenas os meios onde tais civilizações viviam, no caso da Amazônia, o potencial e a riqueza da várzea aliadas à capacidade de adaptação humana pelas práticas de convivência, parecem não ter sido levados em consideração por alguns pesquisadores. Roosevelt et al., (1996) e Neves et al., (2003) indicam que os alimentos, sua produção e as estratégias de sobrevivência e de consumo de recursos na região Amazônica não são homogêneas, o que provavelmente ocorre em função da diversidade ambiental apresentada na região, seguida de variações pedológicas e de vegetação.

A teoria do determinismo ambiental apresentada por Meggers (1954;1971) não é aceita por muitos cientistas sociais. Roosevelt (1991) contrasta a teoria do determinismo ambiental e coloca que a evolução sociocultural indígena foi na verdade interrompida na ocasião do contato com os povos europeus. Tal idéia corrobora até certo ponto os estudos que apontam a paisagem de várzea Amazônica como ambiente rico quimicamente e propício ao desenvolvimento da agricultura, desde que

utilizadas —tecnologias” necessárias para se alcançar bons resultados, o que só é possível mediante um bom conhecimento, sobretudo pedológico, do ambiente.

1.3. Ocupação da Amazônia: várzea & terra firme

O ambiente de várzea parece mostrar seu potencial para o desenvolvimento humano desde os tempos pré-históricos. Historicamente, concentraram-se na várzea as mais intensas atividades de pesca e de agricultura, o que é atribuível à maior riqueza dos solos e à proximidade dos rios e dos lagos, altamente piscosos, favorecendo o estabelecimento de populações humanas desde os tempos pré-coloniais. Há cerca de 2.000 anos antes das intervenções dos colonizadores europeus, sociedades complexas se desenvolveram na região de várzea do rio Amazonas, associadas a um ambiente rico em solos férteis, flora e fauna, possibilitando a obtenção de variados e abundantes recursos, suficientes para que tais sociedades tenham atingido níveis consideravelmente altos de densidade populacional (Roosevelt, 1991). Para muitos idealistas da floresta virgem e intocada é difícil imaginar uma Amazônia com aldeamentos populosos (3.000 a 7.000 indígenas), com construção de fossos defensivos e aterros, chegando a ter incipiente organização pré-urbana de espaços residências, comunitários, defensivos e provavelmente sagrados, prefigurando uma proto-cidade. Para alguns, haveria ainda em alguns setores uma espécie de proto-estado dadas as evidências de redes de comunicação existentes, hoje desaparecidas (Miranda, 2007).

Para muitos, o desenvolvimento cultural de uma população pode ser avaliado pela elaboração de artefatos, manejo do solo, tecnologias empregadas na agricultura, dentre outros. Contudo é bastante complexo mensurar o quão um povo é culturalmente desenvolvido. Os Incas, povo considerado em nível cultural bastante avançado, viveu sem mesmo conhecer a tecnologia da roda. Muitos dados são necessários para se discutir o grau de desenvolvimento de uma determinada sociedade. Se, por um lado, a ação interdisciplinar encontra forte resistência nos meios acadêmicos mais conservadores, por outro, as referências às pesquisas realizadas nessa linha tornam-se cada vez mais comuns (Arcuri, 2007).

No caso das populações indígenas da calha do Solimões/Amazonas, alguns pesquisadores fazem analogia do desenvolvimento cultural desses povos pela fabricação de cerâmica mais ou menos elaborada (Meggers, 1971). Ressalte-se que, como dito anteriormente não é simples penetrar no conjunto de padrões de comportamento, conhecimentos, tecnologias tradições e valores intelectuais, morais e espirituais que constituíram e diferenciaram as culturas dos primeiros povos amazônicos. Um exemplo é a diversidade de idéias e invenções no domínio da cerâmica, propagadas pelas migrações e trocas (Miranda, 2007). Os grupos humanos das proximidades dos Andes podem ter feito uso de variados elementos tecnológicos e saberes dos povos do planalto, e transmitindo-os à planície amazônica. Para alguns pesquisadores, a evolução da cerâmica na passagem para modelo de homens e animais pode ser atribuída à influência andina e até à migração de grupos povoadores, que com o tempo, não conseguiram manter-se nas novas condições ambientais de conflitos territoriais, desaparecendo. Por outro lado, Roosevelt (1991), evidencia que

tanto a natureza como a cronologia da adaptação e do desenvolvimento cultural na América do Sul não sustentam a hipótese de que as culturas das terras baixas da Amazônia descendem das culturas Andinas. Essa autora supõe que as sociedades pré-colombianas da Amazônia são autóctones, ou seja, não se explicam como resultado da difusão de sociedades andinas mais —~~av~~ançadas”. Dessa maneira, estes povos formaram cacicados complexos com lideranças organizadas, atividades guerreiras e diplomáticas de grande escala e sistemas amplos de comércio. Se a grande população que habitava a Amazônia pré-colombiana, ou parte dela, é descendente de povos andinos ou não, a arqueologia e antropologia, bem como outras áreas do conhecimento, ainda não chegaram a um consenso. Contudo, é indiscutível que os povos pré-colombianos da calha do Amazonas produziram cerâmicas muito elaboradas. Carvajal (1941) e Porro (1995), relatam que a grande tradição policrômica das culturas arqueológicas persistia em algumas tribos. Na aldeia da louça, abaixo da foz do rio Coarí, Carvajal (1941), considerou essa cerâmica como a melhor que já tinha visto no mundo, porque a ela nem a de Málaga se igualava. Relata ainda que a cerâmica era toda vidrada e esmaltada, de todas as cores e tão vivas que espantavam, e, além disso, os desenhos e pinturas que faziam nela eram muito compassados. A tradição Guarita produziu uma cerâmica bastante elaborada, cujos vestígios são encontrados desde a foz do Amazonas até o rio Napo, no Equador. Estima-se que os índios dessa tradição chegaram à várzea do Amazonas, próximo ao baixo rio Negro, por volta do ano 1.000 da era cristã. Dados arqueológicos mostram uma ocupação anterior de menor intensidade, que vinha se desenvolvendo nos últimos milênios.

Os índios Marajoaras produziram a complexa e sofisticada cerâmica marajoara, com suas urnas funerárias, tangas em cerâmica, vasos antropomórficos, vasos com cariátides, reproduções de figuras humanas e animais, com suas decorações incisadas. Esses povos construíam grandes aterros, para escaparem das enchentes e defender-se dos inimigos, onde, também, enterravam seus mortos. Viveram entre os anos de 300 e 1400 da era atual. Seu estágio cultural poderia ser comparado ao chamado período formativo das altas culturas andinas. Desapareceram sem deixar sucessores, bem antes da chegada dos europeus. Tendo em vista as condições edafoclimáticas da região amazônica, solo pobre e ácido, clima quente e úmido, não é de se admirar que boa parte dessa cerâmica tenha sido, ao longo do tempo, incorporada junto com outros artefatos líticos, à matriz do solo.

1.4. Registro antrópico no solo da ocupação humana na Amazônia

O registro pedológico deixado por essas populações pré-colombianas na Amazônia constitui um dos assuntos mais fascinantes para os cientistas que estudam a região. São as chamadas Terras Pretas, comumente conhecidas como Terra Preta de Índio (TPI) ou ainda sob a denominação técnica de Terra Preta Arqueológica (TPA). Estima-se atualmente que os povos cujas atividades culturais resultaram na formação das Terras Pretas, tiveram sua origem no alto rio Madeira. Esses povos desceram este rio e depois foram subindo o rio Amazonas, para depois descer esse mesmo rio. (Neves, 2010 Informação Pessoal). Contudo, isso ainda não pode ser

afirmado cientificamente pela escassez de informações mais abrangentes e conclusivas.

Outra forma de registro pedológico de populações pré-colombianas é o solo de sambaqui. O pesquisador André Prous definiu etimologicamente que a palavra sambaqui seria derivada de “tamba” (marisco) e “ki” (amontoamento) em Tupi (Prous, 1992), sendo tais sítios obra da atuação humana, caracterizados pela presença maciça de conchas, carapaças de moluscos, e, em menor número, de restos de peixes e outros animais associados a instrumentos líticos e ósseos, objetos cerâmicos e esqueletos humanos, estruturas de habitação e fogueiras, formando colinas que podem alcançar mais de trinta metros de altura em algumas partes do Brasil, inclusive na Amazônia brasileira. Posteriormente, Blasis (2001) conceituou os sambaquis como amontoados de conchas de diversos moluscos, cujo tamanho varia desde pequenos montículos de dois metros de altura e dez metros de comprimento, até verdadeiras montanhas de 500 metros de extensão e mais de 60 metros de altura. Corrêa (2007) estudou pedologicamente sítios de sambaquis, observando grande riqueza química, notadamente em P. Outros solos antrópicos de sociedades pré-históricas são os encontrados nos antigos sítios paleoíndios, evidenciados pelo solo mais escuro enriquecido por material orgânico, muitas vezes recoberto por vegetação com feições distintas da encontrada no entorno (Prous, 1999), além de abundantes sítios em abrigos e cavernas com ricos conteúdos antrópicos (Walter, 1958; Mattos, 1961; Prous, 1992). Vasconcelos (2010) consiste num trabalho pedológico pioneiro em solos de abrigos e cavernas, revelando características marcantes destes arqueo-antrossolos.

Como já comentado anteriormente, as TPI's são consideradas solos antrópicos, pois têm a atividade humana como inquestionável causa de existência, embora alguns cientistas apontassem outras hipóteses para a formação das TPI's Amazônicas (Faria, 1946; Cunha Franco 1962; Falesi, 1972 e 1974), já desacreditadas na atualidade. Contudo, permanecem ainda questionamentos sobre a intencionalidade (Woods et al., 2000; McCann et al., 2001) ou não na formação das TPI's, considerando o enriquecimento antrópico um fato casual, ou sob interesse agrícola. Por outro lado, pesquisas recentes vislumbram a formação não intencional das TPI's como teoria mais autêntica, em detrimento de serem oriundas das práticas de manejo para fins agrícola (Corrêa, 2007; Macedo, 2009). A própria existência de manchas de TPI em ambiente de várzea, área naturalmente fértil, insinua a formação desintencional das TPI.

Uma proposta de classificação desses solos foi criada por Kämpf et al., (2003), também apresentada em Kämpf & Kern (2005), designando tais solos como arqueo-antrossolos, sendo chamada de Legenda de Classificação de Arqueo-antrossolo (LCA). Dentre todos os solos tidos como antrópicos ou arqueo-antrossolos como proposto pela LCA, nenhum se iguala às TPI da Amazônia em expressividade, área, número de sítios e trabalhos já realizados.

As TPI's têm sido identificadas desde 1879 e desde então têm sido estudadas por naturalistas, arqueólogos e pedólogos (Smith, 1879; Katzer, 1933; Gourou, 1949; Ranzani et al., 1962; Sombroek, 1966; Eden et al., 1984; Andrade, 1986; Baleé, 1989; Kern & Kämpf, 1989). Dentre as evidências disponíveis para o estudo de sítios abandonados de antigas populações humanas, as alterações físicas e químicas do solo induzidas

pela ocupação humana estão entre as mais duradouras e potencialmente valiosas (Woods, 1977).

A Terra Preta de Índio é o resultado do processo de acúmulo de matéria orgânica e outras matérias no solo devido à permanência prolongada de humanos. O solo é sistematicamente enriquecido com a presença de restos de animais, de vegetais, de comida (ossos, escamas e espinhas de peixes, etc.), materiais de construção, de consumo e atividades culturais (lenha, carvão, palhas, cerâmicas e cinzas), além excrementos, dejetos e outros materiais. As TPI's diferem ainda dos solos adjacentes pela sua cor mais escura e pelos fragmentos de cerâmica, que podem ocupar de 10 a 25 % de volume no solo (Neves et al., 2003). Arroyo-Kalin et al., (2009) confirmaram observações anteriores a respeito das fontes de nutrientes nesses solos (Lima et al., 2002), principalmente de fragmentos microscópicos de ossos e cerâmicas, mas chama a atenção, sugerindo que fragmentos ósseos podem não ser a única fonte de P e Ca observados. Arroyo-Kalin et al., (2009) observaram também incremento no magnetismo destes solos, sugerindo a queima de material vegetal na superfície e microscópicos fragmentos de cerâmica como sua causa. Todo esse material era consumido, utilizado, descartado e degradado, para posteriormente acumular-se nos solos. Dessa maneira, as TPI apresentam alta fertilidade, com elevados teores de P, Ca, Mg, Zn e Mn (Kern & Kämpf, 1989; Lima, 2001; Lima et al., 2002; Lehmann et al., 2003; Schaefer et al., 2004). As TPI apresentam também maior retenção de nutrientes, evitando lixiviação e disponibilizando-os para as plantas, com composição granulométrica mais arenosa e valores mais altos de pH quando comparado com os solos adjacentes. Schaefer et al., (2004) e Lima et al., (2002) sugerem que a fonte

principal de nutrientes nas TPI seriam as várzeas vizinhas do rio Amazonas. Dessa maneira, as TPI seriam resultado do acúmulo de resíduos das atividades agrícolas, caça e pesca, associado ao hábito de queima com combustão incompleta desse material em torno das habitações nas proximidades da planície de inundação dos rios de água barrenta. Os altos valores de pH com elevados teores de C orgânico do solo aumentam consideravelmente a capacidade de troca de cátions (CTC), principalmente nos solos com carga variável (Lehmann et al., 2003).

Sombroek et al., (2003) fazem alusão às práticas que levaram a formação das TPI como forma de sequestro de C pelo aumento dos teores de matéria orgânica do solo (MOS). Madari et al., (2009) concluíram que por possuir matéria orgânica mais estável do que a matéria orgânica de solos não antrópicos, nas Terras Pretas de Índio, predominam os processos que favorecem a acumulação de carbono. Pabst (1991), estudando as TPI's da região de Belterra-PA, verificou que o húmus nas TPI's é da ordem de seis vezes mais estável à decomposição que o húmus do Latossolo adjacente. A matéria orgânica do solo das áreas de TPI é alterada, em relação ao solo adjacente, com elevados teores de C pirogênico oxidado (black carbon) (Glaser et al., 2003a). Lehmann et al., (2003) aponta este fato como a causa da MOS nas TPI ser mais eficiente na CTC quando comparado com Latossolos com o mesmo conteúdo de matéria orgânica. Corroborando essa teoria, Cunha (2009) observou maior CTC na camada de 0-20 cm em solos com horizonte antrópico, sugerindo como causa, o maior teor de humina, C-orgânico total e MOS mais estável. Esse material orgânico semi carbonizado pode apresentar número mais elevado de sítios de troca do que o material orgânico vegetal decomposto, provavelmente devido à oxidação do carbono

de grupos aromáticos e a formação de grupos carboxílicos (Lehmann et al., 2003).

Glaser et al., (2003b) concluiu que a MOS nas TPI pode ser separada em diferentes frações com características de ciclagem e/ou estabilidade. Frações da MOS associadas com diferentes frações do solo (areia, silte e argila), variam em composição e quanto a sua estabilidade no ambiente. A fração mais lábil da MOS está associada com a fração areia, a fração silte associada com a fração estável da MOS e a fração argila associada com a MOS microbiologicamente ativa. Ainda segundo Lehmann et al., (2003), a MOS apresenta consideráveis teores de N, P e S, sendo que a disponibilidade desses nutrientes para as plantas depende da sua liberação pela MOS. Por sua vez, a liberação desses nutrientes depende da qualidade da MOS, como relação C/N, C/P e C/S. As Terras Pretas são ricas em matéria orgânica humificada, recalcitrante e, ao mesmo tempo, de elevada reatividade, possibilitando, assim, a existência de um ambiente favorável às reações de troca catiônica, com colóides inorgânicos e orgânicos do solo, e de complexação de cátions metálicos, entre outras (Madari, 2009). Souza et al., (2009), observaram maiores teores de MOS, P total, P disponível e P-Ca em solos de TPI's argilosas nas proximidades do rio Solimões, em detrimento de TPI's mais arenosas nas proximidades do rio Preto, que apresentaram maiores teores de P-Al, sendo esta uma fração mais estável no ambiente.

Por essas características que proporcionam maior fertilidade, as TPI's foram intensamente procuradas pelos colonizadores para o cultivo e são ainda intensamente cultivadas na atualidade, o que de certa forma salienta a importância agrônômica desses solos. Hiraoka et al., (2003) fez um estudo

contemporâneo do uso e manejo das TPI e observou grande variabilidade agronômica nestas áreas, com grande capacidade de suporte para pequenos agricultores.

As Terras Pretas são relativamente comuns nas áreas de interflúvios, na paisagem mais bem drenada de terra firme. Segundo Arroyo-Kalin (2009), a maior extensão de terra preta na região da Amazônia Central está situada em sítios onde jazem os antigos assentamentos pré-colombianos em áreas relativamente planas, margeando o leito maior dos principais rios da rede hidrográfica, bem como seus tributários, igarapés e lagos em áreas não alagáveis. Contudo, muitas TPI foram encontradas na várzea do sistema Solimões/Amazonas. Dessa maneira, praticamente em toda a paisagem amazônica é possível encontrar manchas de solo com um horizonte superficial, ou soterrado em subsuperfície, de coloração escura, normalmente contendo fragmentos de cerâmicas ou de material lítico, e recobrimdo variadas classes de solo. As TPI's são encontradas desde o sopé das montanhas das Cordilheiras dos Andes até a Ilha de Marajó no Oceano Atlântico, inserida em uma variedade de solos e paisagens, em dimensões variáveis, desde um hectare ou menos, até quilômetros quadrados (Sombroek et al., 2003; Kern et al., 2003). Sternberg (1998) consiste, provavelmente, no primeiro registro de TPI na várzea, onde observou diversas áreas destes solos com horizonte antrópico, em alguns casos soterrados, na Ilha do Careiro próximo a Manaus. Teixeira et al., (2006), Corrêa (2007) e Macêdo (2009) descreveram solos com horizontes antrópicos soterrados sob sedimentos andinos na várzea do rio Solimões. Schaan & Silva (2004) e Schaan et al., (2009) relatam a presença de TPI na Ilha de Marajó, o que sugere a presença e estudos anteriores de TPI em

área de várzea do rio Amazonas. Ressalte-se que, mesmo as Terras Pretas características do ambiente de terra firme, apesar do grande número de estudos feitos, não apresentam ainda informações suficientes, do ponto de vista pedológico, para subsidiar um entendimento claro e conclusivo a respeito de sua gênese.

São ainda escassos os estudos a respeito das Terras Pretas nas áreas de várzea, em muitos casos com o horizonte antrópico soterrado por sedimentos mais recentes carreados pelos rios que inundam essas áreas, constituindo um verdadeiro paleossolo. Além de constituir um importante registro da ocupação pré-colombiana na várzea amazônica, a ocorrência desses solos vislumbra uma ocupação relativamente prolongada, o que anteriormente era tido como improvável por alguns cientistas, devido principalmente ao pulso de cheias regulares, inundando completamente essas áreas. Dessa maneira, o estudo desses horizontes antrópicos que apresentam espessura e riqueza química consideráveis, indicando densas ocupações e/ou um tempo relativamente prolongado de fixação desses indígenas na paisagem, permite propor um modelo inteiramente novo de ocupação do Solimões/Amazonas, o que de certa forma, pode subsidiar melhor entendimento a respeito da evolução cultural das populações pré-colombianas que viveram na várzea.

O termo *archeopedology* foi usado inicialmente para designar os cientistas que estudavam solos fósseis ou paleossolos (Nikkiforoff, 1942). Posteriormente, o termo pedo-arqueologia foi usado para designar o ramo das pesquisas que envolvem além das TPI's, os demais solos antrópicos existentes, como em Kämpf & Kern (2005). Foss (2006) sugere que o papel da pedologia no ramo da arqueologia consiste principalmente em: delimitar

os sítios arqueológicos; no desenvolvimento da estratigrafia pedológica do local; no estudo da relação solo/paisagem; na identificação do material de origem do solo; na correlação entre a morfologia do solo e feições arqueológicas; na identificação de descontinuidade pedológica e litológica; na determinação aproximada da idade do solo; na identificação de paleossolos; e por fim, na contribuição para interpretação geral do sítio (Foss, 2006). Dessa maneira, a interação da pedologia, arqueologia e até mesmo outras ciências (história, antropologia, ecologia) pode contribuir para novas concepções a respeito da formação das TPI.

Há necessidade de estudos referentes à pré-história que requerem a interação entre diversas áreas de conhecimento, pois esses se baseiam em vestígios da ocupação humana. Datações através de radioisótopos, conhecimentos paleoclimáticos, estudos de palinologia, além de aspectos geológicos e geomorfológicos se destacam, e a pedologia se insere muito bem nesse contexto. Estudos pedológicos permitem identificar teores anômalos de elementos como Zn, Cu, Mn, Ca, C orgânico e principalmente P, elementos chave na identificação de solos antrópicos, especialmente o P, que apresenta elevada estabilidade no ambiente tropical (Novais & Smyth, 1999), sendo considerado um bom marcador de ocupações pretéritas, aparecendo em considerável riqueza nestes solos. O registro arqueológico, associado a métodos pedológicos de pesquisa pode revelar um interessante cenário a respeito dos processos de formação e uso das TPI por antigas populações (Rebellato et al., 2009).

Embora se reconheça o grande esforço despendido por boa parte dos pesquisadores que têm contribuído para o avanço do conhecimento dos solos de Terra Preta de Índio, muitos aspectos sobre a gênese das TPI

permanecem obscuros, sendo necessários estudos interdisciplinares para melhor elucidar os processos de formação desse importante testemunho, único a possibilitar informações *sui generis* do modo de vida e territorialidade dos povos que se instalaram em períodos pré-colombianos na grande região amazônica. Dessa maneira, os trabalhos pedológicos são de fundamental importância para o melhor entendimento a respeito da gênese e evolução das TPI da Amazônia. Não obstante, há, no interesse de todas as ciências naturais, a necessidade de ampliar esse conhecimento para uma maior compreensão do ecossistema de várzea, suas inter-relações e adaptações, em resposta às intervenções humanas, vislumbrando práticas de manejo mais adequadas para este ambiente.

Assim, o objetivo desse trabalho é estabelecer relações entre os atributos pedológicos diversos e os conhecimentos arqueológicos sobre os sítios, baseando-se principalmente na análise integrada de elementos indicadores da ação antrópica. Sendo ainda verificadas quais as relações existentes e qual o nível de interação, entre o tipo e a intensidade da ocupação antrópica com os aspectos pedogenéticos. Com este trabalho espera-se ainda fornecer informações inovadoras que sirvam de subsídio para estudos arqueológicos e/ou pedoarqueológicos, visando contribuir com o acervo de diferentes conhecimentos necessários para se interpretar a atividade humana pré-histórica e o manejo dos recursos naturais, sobre tudo o solo, no ambiente de várzea do sistema Solimões/Amazonas.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. A várzea do Solimões/Amazonas

Na Amazônia destacam-se dois ambientes distintos em meio à floresta: a terra firme e a várzea. Apesar de não haver consenso entre cientistas e pesquisadores, o ambiente de várzea pode ser definido como área periodicamente inundável por ciclos anuais regulares de rios de água branca, ou barrenta, rica em sedimentos. Os solos de várzea, submersos quase a metade do ano, possuem alto teor de nutrientes que são constantemente renovados. Há grande diversidade de espécies de vegetação, com alta biomassa. As várzeas possuem árvores grandes e de crescimento rápido. Alguns autores a diferem como várzea estacional (Sioli, 1967; Prance, 1980; Junk, 1989; Ayres, 1995).

Assim, parte expressiva da paisagem amazônica é ocupada por áreas inundáveis, que representam a planície aluvial ou várzea dos rios de águas barrentas, ricas em sedimentos em suspensão, como o Amazonas, o Madeira, o Purus. Essas áreas compreendem grandes faixas de terras marginais aos rios que podem alcançar até 100 km de largura, em um sistema complexo de canais, lagos, ilhas e diques marginais (Sioli, 1951).

Os solos das várzeas são formados pela deposição anual de sedimentos, ricos em minerais, derivados de rochas vulcânicas da Cordilheira dos Andes, que estão em suspensão nas “águas barrentas” e, devido a isso, são caracterizados, em sua maior parte, por apresentarem alta fertilidade e baixa acidez (Sioli, 1975). Lima et al., (2006), estudando solos de várzea ao longo de uma toposequência do alto Solimões e

comparando-os com os de terra firme, observaram que os solos de várzea, de modo geral, apresentam caráter eutrófico, teores bem mais elevados de nutrientes, notadamente Ca, Mg e P, enquanto os teores de Al^{3+} são relativamente baixos. 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 saturação por bases e valores reduzidos de saturação por alumínio. Posteriormente, os resultados analíticos do solo em Souza (2007) que estudou o uso do solo em comunidades de várzea no rio Solimões, corroboram com os resultados de Lima (2006), encontrando ainda caráter solódico em algumas camadas em subsuperfície de um dos perfis estudados.

Na paisagem de várzea, parte importante dos solos pode permanecer saturada ou inundada por períodos que variam de alguns dias a alguns meses, como resultado das inundações sazonais decorrentes da elevação do nível das águas durante o período de cheia dos rios da região, ou de elevadas precipitações pluviais, de restrições de drenagem ou de elevação do nível do lençol freático (Lima et al., 2005). O nível elevado do lençol freático e a inundação periódica a que estão sujeitos limitam os processos pedogenéticos, resultando em solos jovens e, em alguns casos, apenas sedimentos em processo incipiente de pedogênese (Lima et al., 2007; Teixeira, 2007a).

A inundação altera o equilíbrio dos elementos e dos compostos no solo, resultando 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 desorção de íons (Reddy & 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 & 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, 1967).

Os solos predominantes nas várzeas são Gleissolos e Neossolos Flúvicos, os quais apresentam sua gênese relacionada a processos hidromórficos, especialmente os Gleissolos (Teixeira et al., 2007a; Teixeira et al., 2007b). Os Gleissolos são solos minerais hidromórficos, que apresentam forte gleização, resultante do processo de intensa redução de

compostos de ferro, com ou sem alternância de oxidação, por efeito de flutuação de nível do lençol freático, em condições de regime de excesso de umidade permanente ou periódico (Embrapa, 2006). Quando associados aos igapós, chavascals, aningais ou outras áreas muito baixas, no interior da várzea, os Gleissolos não são cultivados. Podem ser de alta ou baixa fertilidade natural e têm nas condições de má-drenagem a sua maior limitação de uso. Na área de estudo, a ocorrência dessa classe é mais expressiva nas áreas mais rebaixadas, mais distantes da margem do rio, em direção a área de floresta ou dos lagos de várzea. Os Neossolos Flúvicos são solos pouco evoluídos e sem qualquer tipo de horizonte B diagnóstico, derivados de sedimentos aluviais com horizonte A assente sobre horizonte C e constituído de camadas estratificadas, sem relação pedogenética entre si (Embrapa, 2006). Na área de estudo é expressiva a ocorrência de Neossolos Flúvicos Ta Eutróficos, com argila de atividade alta e elevada saturação por bases na maior parte dos primeiros 150 cm da superfície do solo. Esta classe está associada às áreas de maior elevação na paisagem, principalmente próximo dos diques aluviais, onde ocorre maior deposição das frações areia fina e silte. Por sua natureza sedimentar recente, os solos de várzea guardam estreita relação com o material de origem, sedimentos provenientes de região andina transportados pelos rios e depositados na planície fluvial (Irion, 1984).

A paisagem da várzea varia freqüentemente, devido à hidrodinâmica do rio Amazonas e seus tributários de águas barrentas, que transformam continuamente o ambiente (Sioli, 1975). Os sistemas agrícolas tradicionais encontrados na várzea constituem cultivos de espécies anuais ou bianuais, em consórcio ou monocultivos, além de sistemas agroflorestais ou cultivos

mistos em quintais (Schaefer et al., 2000). Essas áreas de cultivo são manejadas com “técnicas” baseadas no conhecimento tradicional que mostram adaptações as limitações de uso, produzindo um agroecossistema praticamente desprovido de insumos agrícolas. Junk (1984), já cogitava que no futuro as várzeas do Amazonas seriam intensivamente utilizadas tanto para agricultura como para a pecuária, além da atividade pesqueira. Souza (2007) descreve que o uso do solo na várzea é intenso, tendo observado grande diversidade de espécies agrícolas em oito comunidades tradicionais estudadas, com mais de trinta espécies relatadas, apenas entre as principais, cultivadas tanto para o consumo nas comunidades, como para fins de comercialização. Além disso, é sobejamente sabido que mesmo na atualidade, a várzea fornece a maior parte dos peixes consumidos pela população da Amazônia, e é na várzea que se produz boa parte das culturas anuais da região, como milho, mandioca, feijão caupi, arroz e olerícolas, bem como diversas espécies frutíferas, como açaí, banana, mamão, maracujá, entre outras, comercializadas nos centros urbanos como Manaus. Além disso, a maior parte do rebanho bubalino, e boa parte do rebanho bovino são criados na várzea. Pela heterogeneidade natural, este modelo agrícola apresenta-se como uma opção para o desenvolvimento da agricultura familiar, em uma região onde a produção de alimentos é, ainda, bastante incipiente.

Deve ser destacado ainda que, o ambiente de várzea apresenta grande fragilidade ambiental. O fato das áreas de cultivo se submeterem, boa parte do ano, a inundações pelo rio, expressa a necessidade de cuidados no manejo do solo nesse ambiente, minimizando ao máximo as perturbações e impactos ambientais. Além disso, tendo em vista a crescente

necessidade por alimentos, as previsões são que num futuro próximo, as várzeas da paisagem amazônica deverão ser intensamente exploradas para o cultivo. Some-se a isto os últimos descobrimentos de bacias petrolíferas e reservas de gás natural nas proximidades da paisagem de várzea, que acarretam um aumento considerável no tráfego de embarcações de considerável porte na calha do rio Solimões/Amazonas e, num futuro próximo, trará a passagem de polidutos para o transporte e distribuição desses materiais através desse ambiente, aumentando o risco de acidentes e a pressão ambiental ao ecossistema de várzea.

2.2. Formas de fósforo em Terras Pretas de Índio

Dentre os muitos nutrientes que são abundantes na TPI, tais como cálcio, magnésio, zinco e manganês, o fósforo se destaca como um característico marcador dos horizontes antrópicos. Não obstante, os teores de P extraído com ácido cítrico 1% consiste no principal critério de classificação de solo antrópico pela FAO (WRB – Word Reference Base, ISSS-ISRIC-FAO, 1998), *Soil Taxonomy* (USDA, 1999) e também adotado pelo Sistema Brasileiro de Classificação do Solo (Embrapa, 2006), embora este último não estipule o valor mínimo extraído que caracterize o horizonte diagnóstico como A antrópico. Por outro lado, os níveis de P extraído por solução 1% de ácido cítrico é também criticado por alguns cientistas que acreditam ser exagerado a exigência de 1.500 mg dm^{-3} para que o solo seja considerado antrópico pela FAO e *Soil Taxonomy* (Holliday & Gartner, 2007). O fósforo é um importante indicador de atividades de sociedades humanas pré-históricas. Muitos elementos são incorporados ao solo pelos seres

humanos que ao longo do tempo apresenta considerável enriquecimento destes elementos. Porém, poucos elementos são tão sensíveis, persistentes e encontrados em relativa concentração como o fósforo.

A baixa disponibilidade de P é uma das principais limitações para o pleno desenvolvimento de culturas agrícolas nos trópicos (Novais & Smyith, 1999; Lehmann, 2001), promovendo grande procura das áreas de TPI com alta concentração deste elemento para o cultivo de espécies agrícolas. Alguns autores acreditam que algumas áreas de TPI podem produzir por até quarenta anos sem queda de produção, principalmente pelos altos teores de P (Peterson et al., 2001). Estudos sobre as formas de P em TPI podem ser observados em Lima et al., (2002), Lehmann et al., (2004), Sato et al., (2009) e Souza et al., (2009). Contudo, não existem informações a respeito da dinâmica de dissolução de apatita biogênica e quais as principais formas de P atualmente encontradas nas TPI de várzea, tendo em vista as diferentes características pedológicas deste ambiente.

De maneira geral, as fontes de P de origem antrópica dos povos pré-históricos eram fezes humanas, dejetos orgânicos, restos de animais como carne, ossos e espinhas de peixes, além de cinzas de material vegetal e animal e sepultamentos.

As formas de P no solo sofrem alterações ao longo do tempo. De maneira geral, formas mais facilmente dissolvidas de P formam complexos mais estáveis ao longo dos anos, principalmente com óxihidróxidos de Fe e Al, a depender das concentrações destes no solo. O P pode também reagir pelas formas solúveis, H_2PO_4^- e HPO_4^{2-} e PO_4^{3-} com formas reduzidas de Fe, Al e Mn, formando compostos insolúveis. Por exemplo, $\text{Al}^{3+} + \text{H}_2\text{PO}_4^- + 2\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 2\text{H}^+ + \text{Al}(\text{OH})_2\text{H}_2\text{PO}_4$. Contudo, vale ressaltar que a quantidade de P

fixado pelos hidróxidos insolúveis de Al, Fe e Mn, excede em muito a quantidade fixada devido à precipitação química pelos respectivos cátions solúveis, uma vez que a faixa de pH que facilita a adsorção de P pelos hidróxidos é mais comum nos solos de maneira geral (Brady, 1983). Boa parte do P pode também passar a fazer parte de compostos orgânicos, ou mesmo ser absorvido pelos microrganismos, em ambos os casos ocasionando aumento dos teores de P-orgânico no solo. Os teores de P total também podem ser alterados ao longo do tempo devido à perda por lixiviação, erosão ou mesmo por exportação no caso de colheitas em TPI cultivadas.

De acordo com o tipo de solo, podem ocorrer variações nas proporções das formas de P em função das características do solo. A presença de compostos de P ligados ao Fe, Al e Ca vai depender do pH do meio, da composição mineralógica da fração argila e quantidade de minerais presentes (Parfitt, 1975). Em solos ácidos, caulíníficos e ricos em óxidos de Fe e Al predominam as formas de P ligadas a alumínio (P-Al) e ferro (P-Fe). Solos neutros e calcários são freqüentemente dominantes em P ligado ao cálcio (P-Ca). A capacidade de adsorção da calcita é menor que $0.3 \mu\text{mol P m}^{-2}$ (Borrero et al., 1988), a qual corresponde a aproximadamente um décimo da capacidade de adsorção dos óxidos de Fe (Torrent et al., 1994).

As análises que determinam os teores de fósforo (P) total não esclarecem sobre a complexidade química e os mecanismos microbiológicos que modificam as formas de P. A fração orgânica de P pode variar entre 20% e 80% do P total. As diferentes formas de P estão geralmente presentes em quantidades muito pequenas e não são facilmente detectadas com métodos instrumentais, como raios-X, espectrometria de IR ou de

análise térmica diferencial. Métodos diretos utilizando microscopia eletrônica e sonda de EDX são úteis para estudos detalhados da evolução mineralógica, mas não são testes confiáveis de fertilidade potencial (Pansu & Gautheyrou, 2006). Os métodos indiretos usam reagentes de extração em sequência, a partir de um procedimento preciso que possibilita a quantificação das formas solubilizadas de P. Alguns métodos sequenciais tornam possível isolar diferentes e representativos compartimentos de P. Estes reagentes interferem de modo a modificar o equilíbrio químico do solo. A seletividade dos reagentes nesse método varia com as características do solo, o que torna possível definir, em geral, as tendências das reações de P no solo como função do clima e dos processos biogeoquímicos (Pansu & Gautheyrou, 2006). Lyndsay (2001) sugere que as formas de P no solo podem variar de acordo com o pH do meio. Valores entre 3 e 6, que é a faixa que se encontra o pH da maioria dos solos tropicais, predomina a forma H_2PO_4^- . Já a forma HPO_4^{2-} irá predominar em situações de pH mais elevado. É conhecido que a maioria das plantas assimila principalmente estas duas formas de P presentes na solução do solo.

O P orgânico tem sido considerado como uma fonte direta para as plantas, mas esta questão é muito controversa. O complexo processo de assimilação pelas plantas envolve enzimas (fosfatases) em contato com as radículas que são capazes de liberar o P contido nestas frações. Na rizosfera, a mudança nas concentrações entre os diferentes compartimentos de P ocorre de maneira rápida, pelo menos, até que o equilíbrio da solução do solo seja atingido. Estudos envolvendo a dinâmica e biodisponibilidade de P mostram que o Po atua ativamente na disponibilidade deste elemento, podendo constituir de 20 a 80% do P total do solo (Stevenson, 1994).

Grande parte das formas de Po presente no solo ainda não foi identificada, principalmente em função da variabilidade nas fontes de origem dos compostos orgânicos (resíduos de plantas, tecidos microbianos, dejetos de animais, etc.). As principais formas já identificadas foram os fosfatos de inositol (10 a 80% do Po), os fosfolipídios (0,5 a 7% do Po), os ácidos nucléicos (3%) e alguns ésteres fosfatados (>5%) (Dalal, 1977). Por apresentarem ligações diésteres, os fosfolipídios e ácidos nucléicos apresentam decomposição mais acelerada, representando, portanto, pequenas quantidades no solo. Por sua vez, o P microbiano constitui uma importante fração do P orgânico do solo, representando de 2 a 24% desta fração (Brookes, et al., 1984). A imobilização do P na biomassa contribui no incremento do compartimento P-lábil, desempenhando importante papel no reservatório deste elemento no solo. Apesar do caráter temporário desta imobilização, a mesma pode se tornar fundamental em diminuir a adsorção do P no solo (Tate et al., 1984), reduzindo sua fixação por períodos prolongados e, favorecendo sua absorção pelas plantas.

Os primeiros estudos sobre fracionamento de P em solos foram preconizados por Fraps (1906) e Fisher & Thomas (1935). Os métodos inicialmente desenvolvidos por esses autores não conseguiam determinar separadamente os teores de P ligado a ferro e alumínio. Posteriormente, Turner & Rice (1951), compararam em experimento controlado, a extração de P ligado a alumínio e ferro com solução de NH_4F . Estes autores verificaram que para P-Al, o NH_4F havia extraído 90% do P em 24 horas de extração e 60% em 5 minutos de extração. Por outro lado, para P-Fe a extração não passou de teores negligenciáveis. Estes autores atribuíram a maior eficiência da solução de NH_4F em extrair P-Al à maior estabilidade dos

compostos formados entre P e Al, íon trivalente *fluoraluminato*, em detrimento dos compostos formados por P e Fe. Estes autores concluíram que aparentemente, o íon formado pelo Fe e F (fluorferrato) que é estável em soluções ácidas, é destruído em soluções neutras e alcalinas com a formação de $\text{Fe}(\text{OH})_3$ (Turner & Rice, 1951).

Chang & Jackson (1957) desenvolveram uma metodologia de fracionamento do fósforo capaz de caracterizar e quantificar o fósforo ligado ao cálcio, ferro, alumínio e o fósforo ligado a elementos químicos com caráter redutor. O trabalho desses estudiosos foi a base para todos os outros métodos de fracionamento desenvolvidos posteriormente, baseados na solubilidade variável de P.

Estes métodos (sequenciais) permitem que alguns mecanismos petrológicos, mineralógicos, biogeoquímicos e agronômicos possam ser revelados através da mensuração da diferença de solubilidade de diferentes compostos inorgânicos ou orgânicos em reagentes seletivos. Muitas tentativas foram feitas (sobretudo o método de Chang e Jackson, 1957) para avaliar as formas inorgânicas de P e a transformação das formas de P adicionado na forma de dejetos orgânicos ou de fertilizantes. Os reagentes utilizados permitem separação das frações de P ligado ao alumínio, ferro ou cálcio e duas frações de P oclusa em complexos de ferro e alumínio. Contudo, alguns reagentes não são suficientemente específicos. Em particular, o uso de fluoreto de amônio em solos calcários, que por muitas vezes faz com que haja precipitação de fluoreto de cálcio proveniente do carbonato de cálcio e de lixiviação de P, que é então encontrado em outra forma. Os métodos de Williams et al., (1967) e Syers et al., (1972) possuem especificidade melhorada através da modificação da natureza e da

concentração de alguns reagentes. Infelizmente, estes métodos são muito demorados e não contabilizam o P orgânico que pode predominar em alguns solos e desempenhar um papel importante no ciclo deste elemento. Um método foi posteriormente desenvolvido por Hedley et al., (1982) que torna possível a divisão do compartimento de P do solo em seis grupos, incluindo formas orgânicas e inorgânicas. O método proposto por Kelly et al., (1983) foi adaptado de Chang & Jackson, (1957) e apresenta as formas de P-Al e P-Fe separadas e também o P contido nas diferentes frações orgânicas, ácido húmico (FAH) e ácido fúlvico (FAF), bem como as frações de P-orgânico de cada extrator utilizado no fracionamento.

Para o melhor entendimento a respeito da gênese dos solos de TPI, é importante se conhecer quais os tipos de material incorporados ao solo ocasionaram os altos teores de P encontrados nestes solos e sob quais condições isso ocorreu. Não obstante, estas informações podem subsidiar maior conhecimento a respeito do modo de vida das populações pré-colombianas na várzea, bem como as estratégias para uso futuro dos recursos naturais deste ambiente, sobre tudo os solos desta paisagem, tendo em vista o considerável potencial para produção agrícola destas áreas.

2.3. Avaliação da disponibilidade de P

Vários extratores podem ser usados para avaliação da disponibilidade de P para as plantas. No Brasil o extrator mais utilizado é o extrator denominado Mehlich-1 (Mehlich, 1953). Este extrator se constitui da adição de H_2SO_4 $0,0125 \text{ mol L}^{-1}$ + HCl $0,05 \text{ mol L}^{-1}$ (que são ácidos fortes em baixas concentrações) à uma alíquota de solo. Estes ácidos dissolvem predominantemente o P ligado ao Cálcio e quantidades menores de P ligado a Ferro e Alumínio, em função das características de solubilidade dos fosfatos (Silva & Rajj, 1999). O Mehlich-1 é o método de extração de P utilizado na rotina dos principais laboratórios de análise de solo do país.

A extração de P pelo extrator Olsen consiste em uma extração alcalina. No método descrito por Olsen et al., (1954), a OH^- e o CO_3^{2-} do NaHCO_3 diminuem a atividade de Ca^{+2} e Al^{+3} , resultando no acréscimo da solubilidade de P no solo. O extrator é utilizável tanto para solos calcários quanto para solos ácidos. Em solos calcários, o incremento da solubilidade do complexo Ca-P resulta do acréscimo da atividade de Ca pela alta concentração de CO_3^{2-} e a precipitação de CaCO_3 . Em solos ácidos ou neutros a solubilidade de fosfatos de Al e fosfatos de Fe aumentam quando altas concentrações de OH^- diminuem as atividades de Al^{+3} pela formação do complexo aluminato e de Fe^{3+} pela precipitação como óxi-hidróxidos de Fe. O aumento das cargas negativas de superfície e/ou o número diminuído de sítios de sorção nas superfícies dos óxidos de Fe e Al em altos valores de pH também pode ser responsável pela dessorção do P sorvido (Kuo, 1996).

Outra forma de avaliar a disponibilidade de P para as plantas e através da extração com resina de troca catiônica em lâminas ou esferas. A

resina em esferas consiste em esferas com 2 mm de diâmetro e o princípio de extração deste método é semelhante ao da resina em lâminas, sendo que a diferença consiste no material trocador. Segundo Silva & Raji (1999), estas esferas formam um sistema poroso devido a um arranjo matricial das cadeias de poliestireno e, em função da presença de grupos funcionais nessas cadeias, o material comporta-se como base forte, estando dissociado em qualquer valor de pH. A reação é de equilíbrio, sendo que há a transferência do H_2PO_4^- da solução para a resina em função da alta capacidade de troca de ânions da resina.

O P-remanescente é a concentração de P na solução de equilíbrio após 1h de agitação do solo com a solução extratora de CaCl_2 $0,001 \text{ mol L}^{-1}$ em 60 mg L^{-1} P. Os valores obtidos apresentam estreita correlação com a capacidade tampão (CT) e com a capacidade máxima de adsorção de fosfatos (CMAP). Permite estimar o nível crítico de P disponível e a declividade do P disponível em função do nutriente adicionado ao solo, os quais são dependentes da capacidade tampão do solo (característica intrínseca de cada solo). Então, a estimativa simples e rápida da capacidade tampão de cada solo pelo P-remanescente permite estratificar com maior segurança a interpretação das análises de solos e recomendações de adubação (Novais & Smith, 1999).

2.4. Classificação de Solos antrópicos (Arqueo-antrossolos)

Os sistemas de classificação de solos desenvolvidos para propósitos de interpretação agrícola, como a Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1998) e o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 2006), enfatizam propriedades diagnósticas de horizontes subsuperficiais, que são menos sujeitos às modificações antrópicas de curto prazo. Assim, ambos os sistemas de classificação supracitados consideram a influência antrópica, atual ou pretérita, em termos vagamente definidos, como horizonte A antrópico. No sistema brasileiro, por exemplo, as Terras Pretas comuns na região Amazônica, são classificadas como Latossolos Amarelos distróficos antrópicos, Argissolos Amarelos Distróficos antrópicos ou Plintossolos Pétricos Concrecionários distróficos antrópicos (Kämpf et al., 2004; Kern & Kämpf, 1989; Lima et al., 2002), sendo a influência antrópica, tão destacável morfológicamente, contemplada apenas no quarto nível hierárquico. Ressalte-se ainda, que o sistema brasileiro, ao contrário do sistema americano, sequer atribui valores para os teores de fósforo extraídos com ácido cítrico ou outro extrator qualquer, sendo o horizonte antrópico definido apenas como: “Um horizonte formado ou modificado pelo uso contínuo do solo, pelo homem, como lugar de residência ou cultivo, por períodos prolongados, com adições de material orgânico em mistura ou não com material mineral, ocorrendo, às vezes, fragmentos de cerâmicas e restos de ossos e conchas. O horizonte A antrópico assemelha-se aos horizontes A chernozêmico ou A húmico, já que a saturação por bases é variável, e, geralmente, difere destes por apresentar teor de P_2O_5 solúvel em ácido cítrico mais elevado que na parte inferior do *solum*” (Embrapa, 2006). Portanto, apenas enfatiza a concentração de P_2O_5 ,

mas sem mencionar valores mínimos para a classificação do horizonte antrópico.

Para os pedólogos, o horizonte superficial das Terras Pretas compreende o horizonte A antrópico, que deve atender aos requisitos do horizonte diagnóstico próprio de cada sistema de classificação, como horizonte fímico (FAO, 1988), epipedon antrópico (Soil Survey Staff, 1998), horizonte A antrópico (Embrapa, 2006) ou ainda ao horizonte plágico (*plaggic*) ou hórtico (*hortic*) (WRB – Word Reference Base, ISSS-ISRIC-FAO, 1998). Dessa maneira, de acordo com cada sistema de classificação, as Terras Pretas podem ser encontradas sobre diversas classes de solos, como Oxisols, Ultisols, Inceptisols, ou outras (Soil Survey Staff, 1998); Latossolos, Argissolos, Cambissolos, Plintossolos, Espodossolos, ou outras (Embrapa, 2006); ou pode ser classificada como Antrossolos fímicos (Fimic Anthrosols, FAO, 1998), ou Antrossolos Plágicos ou Hórticos (Plaggic or Hortic Anthrosols, FAO-ISRIC-ISSS, 1998, referido como WRB).

Desde 1998 a FAO considera a World Reference Base for Soil Resources como o sistema universal, reconhecido pela IUSS (*International Union of Soil Science*). De acordo com o sistema da FAO, antrossolos são definidos como solos nos quais as atividades humanas resultaram no enterrio de horizontes originais, ou em profundas modificações, seja através da remoção ou perturbação das camadas superficiais, cortes ou preenchimentos, seja por adições orgânicas ou pela irrigação continuada. Portanto, suas características mais proeminentes resultam de atividades antrópicas, e podem ocorrer em qualquer ambiente terrestre. Tradicionalmente, muitos antropossolos são cultivados pelas comunidades agrícolas atuais, por representarem solos de fertilidade normalmente

superior aos solos não antrópicos, com os quais ocorrem associados. Podem ser ainda indicadores muito úteis na reconstrução dos impactos humanos sobre as paisagens ao longo das intervenções históricas. Uma das vantagens do sistema FAO, é que os valores de P_2O_5 extraído com ácido cítrico 1% (acima de 1.500 mg.kg^{-1}) é apenas um dos requisitos para que o solo possa ser classificado como antrópico, sendo que existem outras características que podem lhe atribuir a classificação de *Anthropic horizon* (horizonte antrópico). Por outro lado, pela *Soil taxonoy* (sistema de classificação de solos americano), os valores de P_2O_5 extraído com ácido cítrico 1% (acima de 1.500 mg.kg^{-1}) constitui condição mínima para a classificação de *Anthropic horizon*.

No Brasil as propostas de classificação de solos arqueológicos encontram-se pouco aplicáveis nos trabalhos de Pedologia. A proposta de classificação de antropossolos publicado no documento 101 da Embrapa Florestas (Curcio et al., 2005), não possibilita uma classificação dos solos arqueológicos de maneira adequada. A complexidade desses solos traz a necessidade de parâmetros exclusivos.

O próprio nome *Terra Preta de Índio* invoca tanto aspectos morfológicos (preta) quanto genético (de índio), implicando numa origem aborígine. Por outro lado, o termo germânico *Tropische Plaggenböden* vai ainda além, ao sugerir uma intencionalidade cultural na gênese destes solos (Kämpf et al., 2004), o que parece algo exagerado à luz dos trabalhos hoje existentes.

As alterações antrópicas identificáveis nos solos incluem: (a) mistura de materiais de solos tão homogênea que a pedogênese se estabelece sobre um material de origem completamente novo; (b) solos superficiais que

se tornaram espessados pela atividade humana, normalmente com incremento de matéria orgânica em superfície; (c) solos contaminados ou acumulações de detritos ou rejeitos diversos, que se tornam materiais de origem de um novo ciclo pedogenético. As classes pedológicas descritas nos sistema de classificação da FAO são Antrossolos agrícolas (ATa); Antrossolos Fímicos (ATf); Antropossolos cumúlicos (ATc); Antrossolos úrbicos (ATu). Os ATa consistem em antropossolos que mostram evidências de horizonte diagnóstico atribuído à profundidade de cultivo. Os ATf são outros antropossolos que possuem um horizonte A fímico. Os ATc são outros antropossolos com camada de acumulação de sedimentos finos, com mais de 50 cm de espessura, resultante de irrigação por prazo muito prolongado ou levantamento artificial à superfície do solo. Já os ATu são antropossolos com mais de 50 cm de espessura de materiais alóctones de rejeitos de mineração, dejetos urbanos, restos de obras e construções, e lixos diversos.

Com base no interesse multidisciplinar expresso *no First International TPA Workshop* (Manaus, julho de 2002), Kämpf et al., (2003) propuseram uma legenda de classificação para solos antrópicos antigos, nova e independente, objetivando promover a interdisciplinaridade das várias áreas de pesquisa engajadas com ambientes desses solos. Os principais aspectos da legenda proposta e outras informações mais detalhadas constam em Kämpf et al., (2003).

A legenda utiliza um único horizonte de referência (ou diagnóstico), chamado de horizonte arqueo-antropedogênico, para identificar o grupo dos Arqueo-antrossolos, que é o termo proposto para designar a classe de “antropossolos antigos”. Ao contrário das classificações pedológicas formais vigentes (SiBCS, WRB, Soil

Taxonomy e outras), a Legenda de Classificação de Arqueantrossolos (LCA) prioriza o horizonte da parte superior (usualmente horizontes A e AB) do perfil de solo, exceto quando soterrado por sedimentos (não-antropogênicos) mais recentes. Por definição, o horizonte arqueo-antropedogênico (do grego *arkhaios*, antigo, *anthropos*, humano, e *pedogênese*) é um horizonte superficial (eventualmente subsuperficial) produzido por atividades humanas antigas continuadas e de longa duração. As características e propriedades deste horizonte que foram desenvolvidas por adições e, ou, aplicações de resíduos e materiais orgânicos ou terrosos durante um longo período de tempo e submetido à influência de processos pedogênicos subseqüentes (incluindo bioturbação).

Segundo Kämpf et al., (2003), a LCA foi concebida para atender as necessidades combinadas dos especialistas das diversas áreas do conhecimento interessados na identificação e na organização das informações sobre solos TP (Terra Preta), TM (Terra Mulata) e outros solos antrópicos antigos. Por isso, é uma classificação que prioriza e enfatiza propriedades do solo relacionadas à influência de humanos antigos mais a pedogênese subsequente. A natureza dinâmica, histórica e variável dos solos antrópicos nos sítios de assentamento requer uma classificação suficientemente flexível e abrangente para representar essa diversidade de forma adequada. No seu estágio atual, a LCA é experimental e incompleta, refletindo as dificuldades e a insuficiência de informações sobre os solos abrangidos; o aperfeiçoamento da sua operacionalidade e aplicabilidade depende do apoio crítico de seus usuários. Todavia, seus autores esperam que, em futuro próximo,

sistemas de classificação formais sejam adequados para uma distinção satisfatória da variedade de solos antrópicos antigos.

Sombroek & Kern et al., (2002) consideravam que, a despeito da pouca abrangência do banco de dados sobre Terras Pretas na Amazônia, alguns princípios ou critérios, úteis à classificação, devem ser ponderados, e estão listados a seguir: Profundidade da camada escura; Variações e cor entre horizontes; Teores de carbono orgânico total; Valores de P disponível ou extraível com extratores específicos; Níveis de Mn e Zn extraíveis; Presença de carvão; Crotovinas; Textura dos solos; Saturação por bases. A maioria desses critérios se baseia em critérios estabelecidos pela WRB, da FAO.

Curcio et al., (2005) relatam que com a intensificação do modo de vida das populações e a criação de novas paisagens, muitas atividades distintas da agricultura têm causado alterações substanciais dos solos, criando volumes diferentes dos solos agricultados. Em função disso resolveu, em conjuntos com outras instituições, propor uma primeira aproximação da ordem dos Antropossolos, organizando o conhecimento a respeito desses solos, inferindo ainda que as potencialidade e fragilidades ambientais diferem sobremaneira dos solos utilizados para agricultura (Curcio et al., 2005). Nesse trabalho, os autores tratam de solos antrópicos atuais, conceituando-o da seguinte maneira: –Compreende volume formado por várias ou apenas uma camada antrópica, desde que possua 40 cm ou mais de espessura, constituído de material orgânico e/ou inorgânico, em diferentes proporções, formados exclusivamente por intervenção humana, sobrejacente a qualquer horizonte pedogenético, ou saprolitos de rocha, ou rocha não

intemperizada. Constitui volumes com morfologia muito variável em razão da natureza de seus materiais constitutivos, técnicas de composição e tempo de formação, Em geral apresentam pequeno grau de evolução, caracterizado pela pequena relação pedogenética entre as camadas. A saturação iônica do complexo sortivo é bastante variável e depende, principalmente, do tipo de material utilizado em sua formação, além das características do material de solo remanescente. É muito comum identificar a ocorrência de matérias tóxicos e sépticos em sua composição. A drenagem é bastante diversa e está diretamente relacionada à natureza e a quantidade dos materiais constitutivos, técnicas de estruturação para a formação do volume, bem como do ambiente de deposição.”

Dessa maneira, fica clara a intenção deste sistema em classificar solos que sofreram interferência antrópica atual, e bem diferente daquela praticada pelas populações pré-colombianas da região amazônica.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Área de estudo

A área de estudo, no sentido mais amplo, consistiu na planície aluvial do rio Solimões/Amazonas, limitada ao Estado do Amazonas, Brasil, iniciando-se no município de Careiro da Várzea-AM, até o município de Coarí-AM com mais de quatrocentos quilômetros de várzea. Ao longo desse vasto percurso foram selecionadas áreas para descrição, classificação e amostragem dos solos. As áreas selecionadas pelo trabalho de prospecção foram localizadas (1) no município de Careiro da Várzea, nas duas margens do Paraná do Careiro no rio Amazonas, sítios São Sebastião do Careiro, perfis I e II e sítio São João do Careiro; (2) no município de Iranduba, margem esquerda do Solimões, Sítio Cavalcante; (3) no município de Manacapuru, na margem direita do rio Solimões e nas margens do paraná do Paratarizinho e no paraná dos Mundurucus, sítios São Francisco, Paruá, Mangueira, Sumaúma, e Repartimento; (4) No município de Anorí, na margem direita do rio Solimões sítio São Lazaro; (5) no município de Codajás, na margem esquerda do rio Solimões e dentro do lago Miuá, sítios Ena, perfis I e II e sítio Taracué; e (6) finalmente no município de Coarí, nas duas margens do rio Solimões, sítios Lauro Sodré, perfis I e II, Tauãna e Aranaí. No total, foram estudadas 17 ocorrências de solos antrópicos de várzea, em 14 sítios.

As várzeas desse rio podem alcançar até cem de quilômetros de largura em alguns trechos. São formadas por depósitos sedimentares aluvionares de textura variada, que acompanham a rede de drenagem, sendo muito comum a presença de lagos, planícies aluviais sempre

inundáveis e terraços mais elevados, onde se observa maior erosão e onde se desenvolvem nesse conjunto, larga drenagem com padrão dendrítico a subdendrítico, em morfologia geralmente plana. Foram também coletadas amostras em perfis de TPI em áreas ligeiramente mais altas não sofrendo alagações atualmente, salvo nas grandes enchentes. Essas áreas correspondem aos terraços pleistocênicos formados por deposições mais antigas.

O Clima é equatorial úmido sem estação seca definida. O regime pluviométrico é elevado, com índices superiores a 2.000 mm ano⁻¹. As temperaturas também são elevadas variando entre 25 e 27°C, sendo classificado no sistema de Köppen como Af.

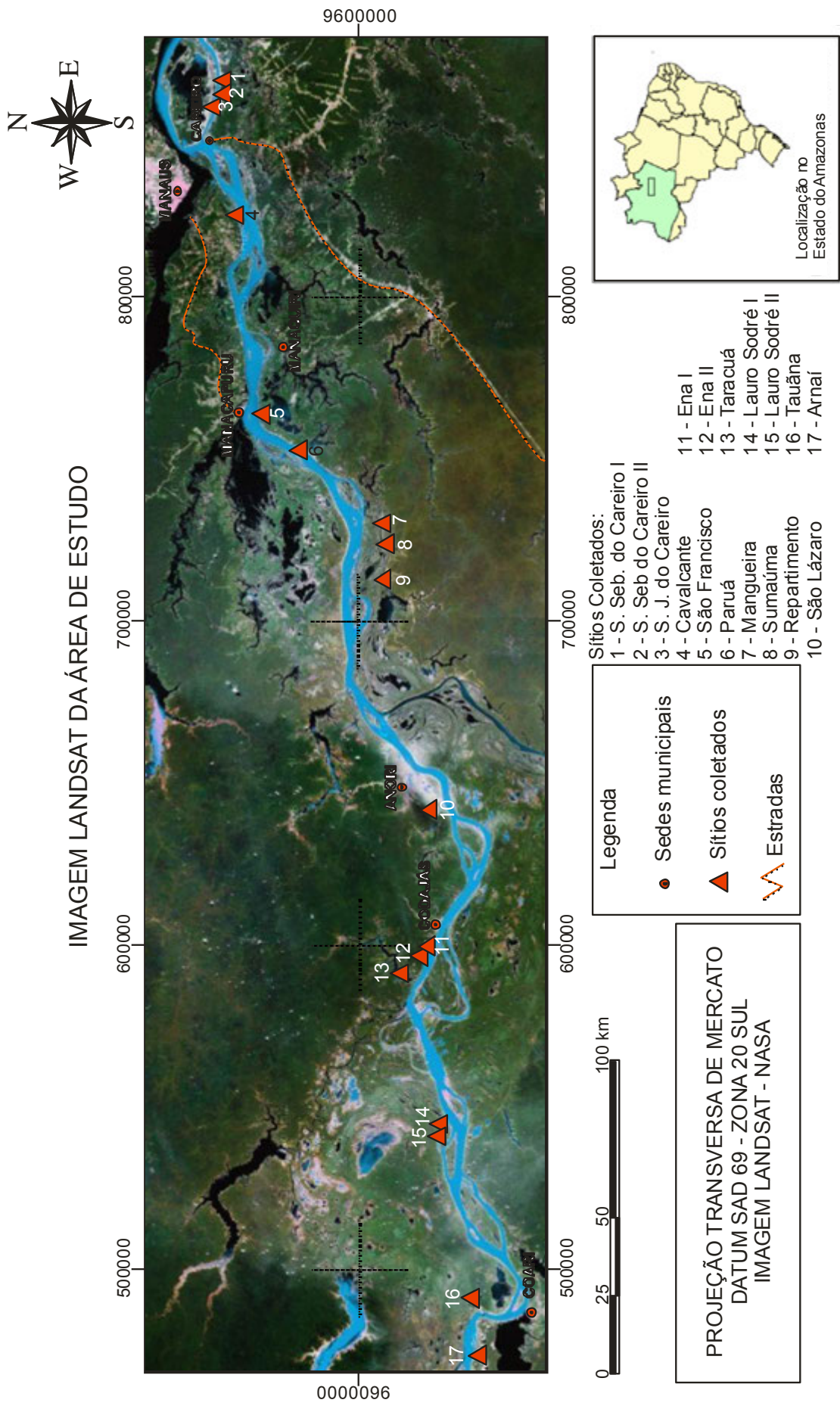


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.

3.2. Classificação e amostragem dos solos

Em cada uma das áreas selecionadas, foram abertos perfis completos para descrição, classificação dos solos e coleta de amostras em cada horizonte ou camada. A classificação foi realizada de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 2006) e ainda segundo a Legenda de Classificação de Arqueo-antrossolos proposta por Kämpf et al., (2003). A descrição dos perfis foi feita de acordo com Santos et al., (2005).

3.3. Análises das amostras

As amostras coletadas foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira de 2 mm de abertura de malha, obtendo-se desta maneira, a terra fina seca ao ar (TFSA), que foi submetida as seguintes análises:

3.3.1. Caracterização física e química

Para determinação da composição granulométrica as amostras foram submetidas à dispersão química com solução NaOH 0,01 mol L⁻¹, seguida de dispersão mecânica com utilização de agitação lenta de 50 rpm por 16 h (Ruiz, 2005a). A areia foi separada por peneiramento e a fração argila pelo método da pipeta, como descrito por Embrapa (1997) e a determinação da fração silte por pipetagem (Ruiz, 2005b), e não por diferença.

Determinação do pH em água e em KCl 1 mol L⁻¹ em suspensão solo/solução relação 1 g/2,5 mL; Ca²⁺, Mg²⁺ e Al³⁺ via extração com KCl 1 mol L⁻¹ e quantificação por espectrometria de absorção atômica (Ca²⁺ e Mg²⁺) e titulometria com NaOH (Al³⁺) e fotometria de chama (Na⁺). Os teores de K⁺ e Na⁺ trocáveis foram extraídos com solução Mehlich-1 e quantificação por fotometria de chama. Acidez total (H + Al), por meio de extração com acetato de cálcio 0,5 mol L⁻¹, pH 7,0, e quantificação por titulometria com NaOH. P disponível extraído por solução Mehlich-1 e quantificação pelo método do ácido ascórbico, conforme Kuo (1996). Fe, Mn, Cu e Zn foram extraídos por solução Mehlich-1 e determinados por espectrometria de absorção atômica.

3.3.2. Carbono orgânico total e fracionamento das substâncias Húmicas

O teor de carbono orgânico total (COT) da TFSA moída e passada em peneira com malha de 0,25 mm foi determinado em três repetições pela titulação do dicromato de potássio remanescente com sulfato ferroso amoniacal após o processo de oxidação por via úmida (Yeomans & Bremner, 1988). Para tanto, foram adicionados 5 mL de K₂Cr₂O₇ 0,167 mol L⁻¹ e 7,5 mL de H₂SO₄ concentrado a 0,5 g de amostra contida em tubo de digestão procedendo-se com o aquecimento em bloco digestor a 170 °C por 30 minutos. Em seguida, transferiu-se quantitativamente o volume do tubo para erlenmeyer utilizando-se água destilada até obtenção de um volume aproximado de 80 mL. Foram adicionados 0,3 mL da solução indicadora ferroin, obtida pela dissolução de 1,485 g de o-fenantrolina e 0,695 g de

FeSO₄.7H₂O em 100 mL de água destilada. Posteriormente, determinou-se o carbono pela titulação com solução de sulfato ferroso amoniacal que consistiu na solução de 156,8 g de (Fe)(NH₄)₂(SO₄)₂.(6H₂O) (Sal de Mohr) com 100 mL de H₂SO₄ concentrado, completando com água destilada um balão volumétrico de 2.000 mL.

O fracionamento das substâncias húmicas foi feito em triplicatas, para todas as amostras com teores de COT variáveis. As diferentes frações das substâncias húmicas foram obtidas segundo a técnica da solubilidade diferencial, em meio ácido ou alcalino, separando-se as frações humina (HU), ácidos fúlvicos (AF) e ácidos húmicos (AH) conforme Swift (1996). A determinação quantitativa de carbono nos extratos das frações ácido fúlvico, ácido húmico e humina foram realizadas segundo o método de Yeomans & Bremner (1988).

3.3.3. Determinação dos teores totais de elementos

Os teores totais de Al, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, Ti e P foram extraídos a partir de 0,4 g de TFSA pulverizado em almofariz de ágata e passado em malha de 0,105 mm em triplicatas. Em cada amostra foram adicionados 9 mL de HNO₃ concentrado, 5 mL de HF concentrado e 3 mL de HCL concentrado. As amostras foram digeridas em forno de microondas durante 20 minutos a 180 °C com potencia de 1000 W. Posteriormente as amostras ficaram em resfriamento por 1 hora e foram filtradas em papel de filtro lento, conforme método EPA 3052 (1996). Após esses procedimentos, os elementos foram determinados por espectrofotometria de emissão atômica de plasma indutivamente acoplado.

As, Ba, Cd, Co, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, Pb, Sc, Sr, V, Zn e Zr foram extraídos pelo método da fusão alcalina. Pesou-se 0,05 g de TFSA pulverizado e passado em malha de 0,105 mm e foi colocado em cadinho de grafite onde havia previamente uma camada de LiBO_2 de 0,1g. Posteriormente foi colocada mais uma camada de LiBO_2 por cima da amostra de 0,15 g, totalizando 0,25 g de LiBO_2 e uma relação de 1:4. As amostras em cadinhos foram colocadas em mufla e a temperatura foi gradualmente aumentada até 1.000 °C durante 1 hora. Posteriormente, a amostra foi solubilizada em 25 mL de solução 10% de HNO_3 e o volume completado para 50 mL. Posteriormente, os elementos foram determinados por espectrofotometria de emissão atômica de plasma indutivamente acoplado.

3.3.4. Fracionamento das formas de fósforo e extração de P com diferentes extratores

Inicialmente, foi pesada a quantidade de 0,5 g de solo (terra fina seca ao ar) e colocado em tubo de centrífuga de 50 mL. Para cada extração, 20 mL de solução extratora foi utilizado, mantendo a relação de 1:40, conforme metodologia proposta por Kelley et al., (1983) e descrita em Chang & Jackson (1950).

Em seguida o solo foi colocado em equilíbrio com uma solução 1 mol L^{-1} de NH_4Cl . Em meio aquoso, o íon NH_4^+ se dissocia do Cl^- . O íon NH_4^+ desloca o Ca^{2+} que está na forma mais lábil para a solução e o Cl^- desloca os teores mais prontamente disponíveis de P, que é a forma mais lábil de P e não representa o total de P disponível. Contudo, é importante a retirada

dessa forma mais lábil de P para não ser contabilizada como sendo de uma das demais frações.

Posteriormente, o solo foi colocado em contato com uma solução de $0,5 \text{ mol L}^{-1} \text{ NH}_4\text{F}$. Após a dissociação desse composto, o íon F^- , por ser o elemento mais eletronegativo, atrai o Al com maior energia em detrimento do P. Depois de formado o composto de AlF_3 , ocorre neutralização do Al e liberação do P para a solução.

Em seguida o solo foi lavado duas vezes com uma solução saturada de cloreto de sódio (NaCl). Em sequência, foi colocada uma solução de $0,1 \text{ mol L}^{-1}$ de NaOH em contato com a amostra. A amostra ficou em contato com a solução extratora sob agitação de 17 horas seguidas. No extrato, uma alíquota foi retirada e acidificada para a separação das frações da matéria orgânica do solo, ácido húmico e ácido fúlvico e determinação de P nestas frações.

Em continuação, o solo foi colocado em equilíbrio com uma solução $0,25 \text{ mol L}^{-1}$ de H_2SO_4 para extrair P-Ca. Nesta solução com o pH próximo de 1,0, a apatita é solubilizada de modo a formar H_2PO_4^- e HPO_4^{2-} , em que ambas são formas solúveis de P.

Tanto nestas frações orgânicas extraídas com NaOH como em uma alíquota de cada extrato, uma oxidação foi efetuada para determinar o P total de cada extrato que, subtraído do valor referente à fração inorgânica, foi obtido o P-orgânico de cada extrato. A oxidação do extrato de cada amostra foi efetuada em 5 mL de extrato com a adição de 2 mL de ácido perclórico concentrado com aquecimento em chapa quente ($120 \text{ }^\circ\text{C}$) até total digestão da amostra. Posteriormente a amostra foi solubilizada em 10 mL de HCl $0,6 \text{ mol L}^{-1}$.

As frações de P ocluso foram determinadas pela diferença entre o P total e a soma das frações.

Após cada período de agitação, as amostras foram centrifugadas a 15.000 rpm durante 15 minutos e o sobrenadante foi filtrado em filtro de filtragem lenta. Posteriormente, uma alíquota de cada extrato foi diluída e a determinação de P de cada extrato foi efetuada em ICP (Espectrometria de emissão atômica por plasma induzido).

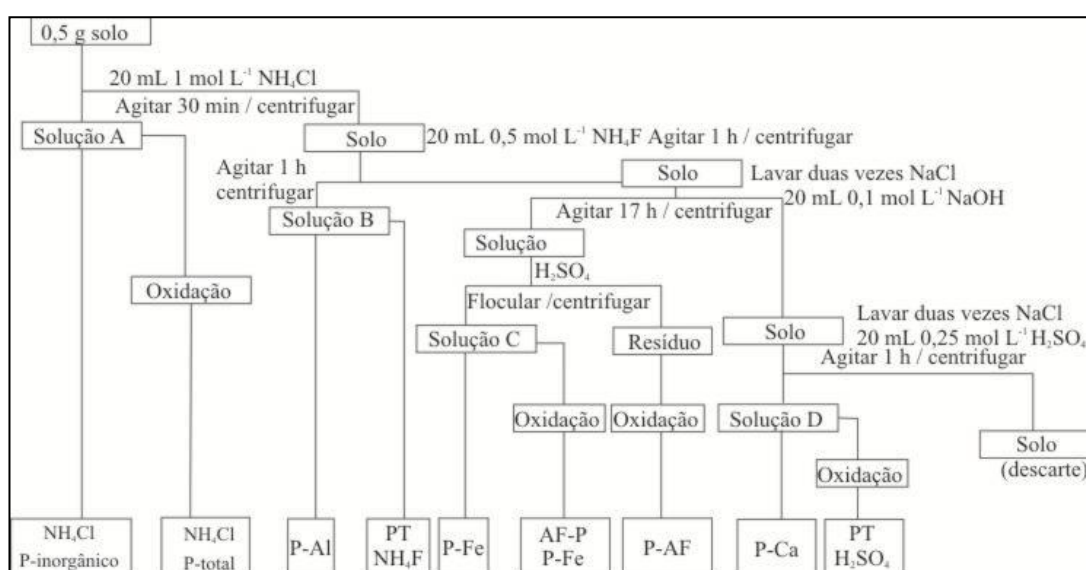


Figura 2. Fluxograma de fracionamento de P (Conforme, Kelly et al., 1993).

O fósforo extraído com ácido cítrico 1% foi determinado conforme procedimentos descritos por USDA (1996).

O P extraído com extrator Olsen seguiu os procedimentos preconizados em Olsen (1954) e descritos em Pierzynski (2000).

O P extraído com resina trocadora de íons seguiu os procedimentos de Murphy & Riley (1962) e descritos em Camargo et al., (2009).

O P extraído com Mehlich-1 foi extraído e determinado segundo os procedimentos descritos em EMBRAPA (1997).

Será efetuado a correlação Pearson dos teores de P extraídos com os diferentes extratores, com as diferentes formas de P determinadas no fracionamento.

3.4. Ferro, Alumínio e Manganês extraídos pelo ditionito-citrato-bicarbonato de sódio e oxalato ácido de amônio

Para realizar a extração das formas livres de Ferro bem como das de baixa cristalinidade de Fe, utilizou-se amostras de 0,4 g de argila, moídas e passadas em peneira de 0,21 mm, para as respectivas extrações. As formas de Fe livres foram extraídas pelo método DCB (Mehra & Jackson, 1960). Foram adicionados em tubos 50 mL de centrifuga: as amostras pesadas, 20 mL de citrato de sódio ($0,3 \text{ mol L}^{-1}$), 2,5 mL de bicarbonato de sódio (1 mol L^{-1}) e 0,5 g de ditionito de sódio em pó. Seguindo a extração em banho-maria por 30 minutos à temperatura constante de 70°C , foi adicionada outra porção de 0,5 g de ditionito após os 15 minutos iniciais. Durante todo o procedimento foram realizadas agitações periódicas. Repetiram-se três extrações, e todos os extratos foram filtrados e adicionados em frascos para a determinação de Fe por espectrometria de emissão de plasma indutivamente acoplado.

As formas de Fe de baixa cristalinidade foram extraídas com oxalato de amônio em concentração de $0,33 \text{ mol L}^{-1}$ a pH 3,0 (McKeague, & Day, 1966). Adicionou-se 10 mL da solução em tubo de centrifuga de 50 mL revestido com papel alumínio, contendo as respectivas amostras pesadas. Após 2 horas de agitação, o material foi centrifugado e coletado o

sobrenadante, para determinação de Fe por espectrometria de emissão de plasma indutivamente acoplado.

3.5. Determinação da composição mineralógica

Para determinação da composição granulométrica as amostras foram submetidas à dispersão química com solução NaOH 0,01 mol L⁻¹, seguida de dispersão mecânica com utilização de agitação lenta de 50 rpm por 16 h (Ruiz, 2005a). A areia foi separada por peneiramento e a fração argila pelo método da pipeta, descrito por Embrapa (1997).

A difratometria de raios-X da fração argila foi realizada em amostras orientadas, usando-se lâminas de vidro e analisadas de acordo com procedimento descrito por Whittig & Allardice (1986) e USDA (1996). Os difratogramas foram obtidos na velocidade de 2 °2θ/min, na amplitude de 2 a 50 °2θ. O difratômetro, equipado com ânodo de cobre e filtro de cobalto foi operado a 25 mA e 35 kV para todas as análises realizadas.

Amostras contendo argilominerais do tipo 2:1 foram submetidas aos seguintes tratamentos: saturação por Mg e secagem ao ar, para discriminar minerais expansivos dos não expansivos; saturação por Mg e solvatação com glicerol para diferenciar vermiculita e esmectita; saturação por K e secagem ao ar para diferenciar clorita, vermiculita com hidroxí entre camadas e vermiculita, conforme USDA (1996) em temperatura ambiente, 350 e 550 °C.

Para identificar os óxidos de Fe presentes na fração argila, esta fração foi tratada com solução NaOH 5 mol L⁻¹ (Kämpf & Schwertmann, 1982), e, nesse caso, as lâminas foram irradiadas de 15 a 80 °2θ, na

velocidade de 2 °2θ/min, utilizando-se ânodo de cobalto como fonte de radiação.

Finalmente, os difratogramas obtidos foram interpretados de acordo com Chen (1977), Brindley e Brown (1980) e Berry (1974).

3.6. Ocorrência de Espículas

Um total de dez amostras foi selecionado para a verificação da ocorrência de espículas de esponjas nos perfis estudados. Em cada amostra separou-se a fração silte e areia fina para o estudo.

A fração areia fina foi separada por peneiramento após agitação lenta sem uso de dispersante por 16 h. A fração silte foi separada da argila por sedimentação e a remoção desta foi feita por sifonamento, a partir de 10 agitações a cada 10 min, com descarte do sobrenadante. Tanto as amostras de silte como as de areia fina foram secas em estufa com ventilação forçada a 105 – 110 °C. A identificação dos corpos silicosos foi realizada em lâminas com amostras de silte e areia fina, utilizando óleo de imersão para facilitar a visualização em microscópio óptico Olympus CX31 (com aumentos de 100 e 400 vezes). Foram escolhidos cinco campos para observação e contagem dos corpos silicosos em cada amostra de solo.

3.7. Micromorfologia e análises microquímicas em lâminas

Foram coletadas amostras indeformadas de solo para estudo micromorfológico e microquímico do solo. Para tanto foram elaboradas lâminas de dimensão 2,5 por 5 cm, polidas sucessivamente em disco de nylon com pasta diamantada, a partir de 60 µ, 6 µ, 3 µ e 1 µ, com posterior lavagem ultrassônica para remoção de resíduo do polimento. As

características micromorfológicas foram analisadas com aumento mínimo de 100 vezes em microscópio óptico segundo Bullock et al., (1985), Fitzpatrick (1993) e Stoops (2010). As lâminas foram recobertas por uma fina película de grafite, para formar uma superfície condutora, sendo feitas microanálises (mapas químicos e análises pontuais quantitativas) em microscópio eletrônico de varredura (MEV), modelo LEO 430i com detector de retroespalhamento acoplado ao espectrômetro de dispersão de raios-X (PCXA-EDS). O aparelho foi operado a 84 eV.

2. RESULTADOS E DISCUSSÃO

2.1. Classificação dos solos estudados

Os dezessete perfis coletados foram primeiramente classificados pelo Sistema Brasileiro de Classificação do Solo (Embrapa, 2006) e posteriormente pela Legenda de Classificação de Arqueo-antrossolos, sistema proposto por Kämpf et al., (2003), também descrito em Kämpf & Kern (2005), que contempla os requisitos do sistema FAO de classificação de solos. As principais características dos perfis são apresentadas e alguns comentários são feitos a respeito dos sistemas de classificação. Dessa maneira os perfis foram classificados conforme segue abaixo:

Sítio São Sebastião do Careiro solo: Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico e Arqueo-antrossolo Tapto-hórtico flúvico, franco, eutrófico, méxico. Neste perfil especificamente, pode ser apontada a presença de grandes fragmentos cerâmicos, que podem fazer parte de uma urna funerária, vislumbrando ser uma área de sepultamento, o que geralmente acarreta em altos valores de P extraídos por Mehlich-1 ou ácido cítrico 1%

(Quadros 2 e 7). A área de TPI encontra-se separada por um manancial secundário erodindo transversalmente a mancha de TPI em relação ao rio principal que é o Paraná do Careiro, expondo o horizonte antrópico soterrado.



Figura 3. Perfil sítio São Sebastião Careiro.



Figura 4. Ambiente do sítio São Sebastião Careiro. (Borda dique aluvial).

Sítio São Sebastião do Careiro II solo: Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico e Arqueo-antrossolo Tapto-hórtico flúvico, franco, eutrófico, méxico. Neste perfil pode ser observado que a área sofreu reocupações, evidenciadas pela presença de dois horizontes Au sucessivos formados. Embora o sistema proposto por Kämpf et al., (2003) contemple no segundo nível que o horizonte Au encontra-se soterrado, não é contemplado neste sistema de classificação, a presença de mais de um horizonte Au separados por sedimentos fluviais como ocorre neste perfil. A separação dos horizontes antrópicos pode ser atribuída ao abandono da área por um determinado tempo em função da inundação. Por outro lado, a população

indígena pode nem mesmo ter se retirado da área, no caso um período relativamente curto de inundação, onde a elevada carga sedimentar do rio Amazonas é suficientemente capaz de depositar uma camada considerável de sedimentos, ocasionando a separação dos horizontes antrópicos. Todavia essa informação é de grande valia quando se deseja fazer um trabalho interdisciplinar como ocorre nos trabalhos de pedoarqueologia e/ou antropologia. Não obstante, esta característica pode ser determinante para outras áreas da ciência, onde se tenha o desejo de investigar, por exemplo, se a segunda ocupação foi realizada por etnias, ou tribos diferentes daquela que ocupou a área pela primeira vez. Sendo assim, poderia ser sugerido em quinto ou sexto nível um termo para a identificação de perfis com características de reocupações ou separação do horizonte antrópico (Bi-antrópico?).



Figura 5. Perfil sítio São Sebastião Careiro II.



Figura 6. Ambiente do sítio São Sebastião Careiro II (Borda dique aluvial Paraná do Careiro).

Sítio São João do Careiro da Várzea solo: Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico e Arqueo-antrossolo Tpto-hórtico flúvico, franco, eutrófico, méxico.



Figura 7. Perfil sítio São João do Careiro.



Figura 8. Ambiente do sítio São João do Careiro (Borda dique aluvial Paraná do Careiro).

Sítio Cavalcante solo: Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico e Arqueo-antrossolo Tpto-hórtico-escalpico flúvico, franco-argilo-siltoso, eutrófico, méxico. Neste perfil a dinâmica do rio Solimões vem ocasionando desbarrancamento de modo que boa parte do sítio já foi erodida.



Figura 9. Perfil sítio Cavalcante.



Figura 10. Ambiente do sítio Cavalcante (Borda do dique aluvial do Solimões).

Sítio São Francisco solo: Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico e Arqueo-antrossolo Hórtico Taptó flúvico, franco, eutrófico, méxico. Conforme ocorre no segundo perfil, este perfil também apresenta dois horizontes Au, sugerindo ocupações em épocas diferentes na mesma área, separados por um hiato de sedimentação.



Figura 11. Perfil sítio São Francisco.



Figura 12. Ambiente sítio São Francisco (Borda de dique aluvial do Rio Solimões).

Sítio Mangueira solo: Gleissolo Háptico Ta distrófico antrópico e Arqueo-antrossolo Hórtico Ebânico, mesotrófico, franco-siltoso, léptico. Neste perfil, os altos teores de Al^{3+} chamam a atenção nos horizontes em subsuperfície, o que não é comum nas áreas de TPI. Não obstante, neste perfil pode ser observado proposto por Kämpf et al., (2003). Este perfil poderia ser classificado como Eutrófico, por ter altos de teores de P extraído por Mehlich-1 ($> 150 \text{ mg kg}^{-1}$) em subsuperfície, e $Ca^{2+} + Mg^{2+} > 8,00 \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$ e pH 5,0 . Contudo, em nenhum horizonte analisado os valores para saturação por bases foi $\geq 50\%$.



Figura 13. Perfil sítio Mangueira.



Figura 14. Ambiente sítio Mangueira.

Sítio Sumaúma solo: Gleissolo Háplico Ta eutrófico antrópico e Arqueo-antrossolo Hórtico Tapto flúvico eutrófico méxico franco-argilo-siltoso. Neste perfil pode ser observado que existe um horizonte Au soterrado e outro em superfície, o que o difere de todos os demais Arqueo-antrossolos taptos flúvicos, em que todos os horizontes Au encontram-se soterrados. Este perfil apresenta uma característica *sui generis* por

apresentar o horizonte Au soterrado em uma área diferente das áreas de Neossolos Flúvicos em diques aluviais ao longo do rio Solimões/Amazonas, em que a deposição de sedimentos fluviais é muito comum. Dessa maneira este perfil representa claramente o exemplo de um paleossolo.



Figura 15. Perfil sítio Sumaúma.



Figura 16. Ambiente do sítio Sumaúma. Paisagem mais afastada do rio principal.

Sítio Repartimento solo: Argissolo Vermelho Amarelo Ta eutrófico antrópico e Arqueo-antrossolo Hórtico ebânico eutrófico méxico franco-argiloso. Este perfil localiza-se em um terraço Pleistocênico mais afastado do leito do rio principal, em um nível mais elevado em relação planície de inundação.



Figura 17. Perfil sítio Repartimento.



Figura 18. Perfil sítio Repartimento.

Sítio Paruá solo: Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico e Arqueo-antrossolo Hórtico Tpto flúvico, franco, eutrófico, léptico.



Figura 19. Perfil sítio Paruá.



Figura 20. Ambiente do sítio Paruá (Borda do dique aluvial do rio Solimões).

Sítio São Lázaro Solo: Cambissolo Flúvico Ta eutrófico antrópico e (Arqueo-antrossolo Hórtico Cúltico ebânico flúvico franco-argilo-siltoso). Constitui um perfil afastado da área de dique aluvial, sofrendo alagações com menor frequência, mas que também não é reconhecido como área de terraço Pleistocênico.



Figura 21. Perfil sítio São Lázaro.



Figura 22. Ambiente do sítio São Lázaro.

Sítio Taracuá solo: Argissolo Vermelho Amarelo distrófico plântico antrópico e Arqueo-antrossolo Ágrico arenoso distrófico méxico. Trata-se de uma área, provavelmente utilizada para cultivos pelas populações indígenas da época. Isto pode ser observado pelos baixos teores de P extraídos com Mehlich-1 ou ácido cítrico 1%. Ressalte-se que em caso de classificação pelo sistema americano (*Soil Taxonomy*), esse solo não seria classificado como solo antrópico por não apresentar teores de $P_2O_5 \geq 1.500 \text{ mg kg}^{-1}$, o que de certa forma inviabiliza a utilização deste sistema para alguns solos antrópicos da Amazônia.



Figura 23. Perfil sítio Taracua.



Figura 24. Cobertura vegetal no sítio Taracua.

Sítio Ena I solo: Argissolo Amarelo Ta eutrófico antrópico e Arqueo-antrossolo Hórtico franco-argiloso, eutrófico, méxico.



Figura 25. Perfil sítio Ena.



Figura 26. Cobertura vegetal no sítio Ena.

Sítio Ena II solo: Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico plântico antrópico e Arqueo-antrossolo Ágrico arenoso mesotrófico méxico.



Figura 27. Perfil sítio Ena.



Figura 28. Borda erodida do sítio Ena.

Sítio Lauro Sodré I solo: Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico e Arqueo-antrossolo Hórtico Taptó flúvico, franco-argiloso, eutrófico, mésico.



Figura 29. Perfil sítio Lauro Sodré.



Figura 30. Ambiente do sítio Lauro Sodré.

Sítio Lauro Sodré II solo: Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico e Arqueo-antrossolo Hórtico Tipto flúvico, franco-argiloso, eutrófico, méxico. Neste perfil, chama atenção os teores de P extraídos por Mehlich-1, chegando a 7.905 mg kg^{-1} , bem como os teores de P total e os valores P_2O_5 extraídos com ácido cítrico 1%. Os altos valores de P neste perfil se devem a abundante presença de ossos formando, praticamente, um horizonte ósseo.



Figura 31. Perfil sítio Lauro Sodré II.



Figura 32. Ambiente do sítio Lauro Sodré II.

Sítio Tauãna solo: Argissolo Vermelho Amarelo Ta eutrófico antrópico e Arqueo-antrossolo Hórtico ebânico eutrófico méxico franco-argiloso. Este perfil localiza-se em um terraço Pleistocênico, em um nível mais elevado em relação planície de inundação, embora esteja praticamente na margem do rio principal.



Figura 33. Perfil sítio Tauãna.



Figura 34. Ambiente sítio Tauãna.

Sítio Aranaí (Neossolo Flúvico Ta Eutrófico antrópico e Arqueo-antrossolo Hórtico flúvico, franco-argiloso, eutrófico, cumúlico). Este perfil apresenta acima do horizonte antrópico, material não antrópico depositado, provavelmente material de colúvio.



Figura 35. Perfil sítio Aranaí.



Figura 36. Ambiente sítio Aranaí.

4.2 Características morfológicas e físicas dos solos

Morfologicamente os solos deste estudo se diferenciam dos demais solos pela presença de um horizonte mais escuro de cor e espessura variáveis, na maioria dos casos com fragmentos cerâmicos incorporados ao perfil.

Nos perfis de Neossolos Flúvicos, quando seco, o horizonte antrópico é de coloração acinzentada, apresentando valor de croma ≥ 3 e, em alguns casos, levemente mais escuro do que o horizonte superficial (Quadro 2). Apenas no sítio Repartimento foi observada coloração cinza muito escuro (10YR 3/1) sendo classificado como ebânico conforme Kämpf et al., (2003).

No horizonte antrópico, de maneira geral os perfis apresentaram estrutura forte em blocos subangulares de tamanho pequeno e médio e moderada estrutura granular em grumos (grumosa). Nos Gleissolos, o horizonte antrópico apresentou estrutura semelhante aos horizontes Au dos Neossolos, com estrutura maciça nos horizontes em subsuperfície. O Cambissolo Flúvico apresentou estrutura forte, granular, de tamanho pequeno e médio no horizonte Au superficial.

Os horizontes antrópicos dos Argissolos apresentaram estrutura forte granular de tamanho médio e fraca, em blocos subangulares de tamanho médio.

Quadro 1. Características Físicas de Arqueo-antrossolos da Amazônia Central

Prof. (cm)	Horiz. (SBCS)	Cor	A.G. ¹	A.F. ²	Silt. ³	Arg. ⁴	Classe Textural
----- g kg ⁻¹ -----							
Sítio São Sebastião Careiro Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico							
0-15	Ap	10YR 5/4	0	450	410	140	Franco
15-100	C	10YR 6/2	10	130	550	310	Franco-argilo-siltosa
100-170	2Aub	10YR 3/2	10	170	480	340	Franco-argilo-siltosa
170-200	2C	10YR 6/3	0	740	150	110	Franco-arenosa
Sítio São Sebastião Careiro II Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico							
0-5	Ap	10YR 5/2	0	420	390	190	Franco
5-75	AC	10YR 6/2	0	460	340	200	Franco
75-95	2Aub	10YR 4/2	20	270	440	270	Franco-argilosa
95-110	2AC	10YR 6/2	10	160	570	260	Franco-siltosa
110-130	3Aub	10YR 4/3	20	160	540	280	Franco-argilo-siltosa
130-170	3C	10YR 6/3	10	170	560	260	Franco-siltosa
Sítio São João careiro Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico							
0-17	Ap	10YR 5/2	10	430	410	150	Franco
17-25	C	10YR 6/2	10	440	420	130	Franco
25-47	2Aub	10YR 4/2	20	310	420	250	Franco
47-110	2C	10YR 6/3	10	20	490	480	Argila-siltosa
Sítio Cavalcante Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico							
0-70	Ap	10 YR 6/4	10	20	480	490	Argila-siltosa
70-200	2Aub	10 YR 6/2	30	80	570	320	Franco-argilo-siltosa
200-300	C	10YR 6/3	10	140	600	250	Franco-siltosa
Sítio São Francisco Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico							
0-5	Ap	10YR 5/4	0	590	270	140	Franco-arenosa
5-100	C	10YR 6/3	0	380	430	190	Franco
100-156	2Aub	10YR 5/3	10	300	410	280	Franco-argilosa
156-164	2C	10YR 6/2	10	390	380	220	Franco
164-200	3Aub	10YR 5/2	50	180	430	340	Franco-argilosa
200-300	3C	10 YR 6/3	10	240	560	190	Franco-siltosa
Sítio Paruá Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico							
0-10	Ap	10YR 5/2	10	440	400	150	Franco
10-50	C	10YR 6/3	10	430	420	140	Franco
50-75	2Aub	10YR 4/2	10	320	420	250	Franco
75-190	2C	10YR 6/3	10	30	490	470	Argila-siltosa
Sítio Mangueira Gleissolo Háplico Ta eutrófico							
0-20	Au	10YR 4/1	30	270	520	180	Franco-siltosa
20-30	AC	10YR 6/2	10	220	510	260	Franco-siltosa
30-60	C	10YR 6/4	10	230	480	280	Franco-argilosa
Sítio Sumaúma Gleissolo Háplico Ta eutrófico							
0-15	Au	10YR 4/2	30	130	570	270	Franco-argilo-siltosa
15-33	C1	7,5YR 6/4	20	120	500	360	Franco-argilo-siltosa
33-60	C2	10YR 5/3	10	40	470	480	Argilo-siltosa
60-90	2Aub	10YR 4/1	50	250	310	390	Franco-argilo-siltosa
90-100	3C	10YR 6/3	0	190	430	380	Argila
Sítio Repartimento Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico							
0-20	Au	10YR 3/1	80	200	370	350	Franco-argilosa
20-50	2AB	10YR 4/3	70	140	270	520	Argila
50-80	Bt	Variegada ⁵	80	170	180	570	Argila
Sítio São Lázaro Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico							
0-8	Au	10YR 4/2	30	110	540	320	Franco-argilo-siltosa
8-20	A2u	10YR 5/2	20	140	480	360	Franco-argilo-siltosa
20-60	ABiu	10YR 5/3	10	110	550	330	Franco-argilo-siltosa
60-90	Bi	10YR 5/4	20	100	540	340	Franco-argilo-siltosa

¹ Areia grossa; ² Areia Fina; ³ Silte; ⁴ Argila; ⁵ 2,5YR 4/6 e 4/8, 7,5 YR 6/6 e 5/6, 7,5YR 5/2 e 5/3.

Quadro 1. Continuação

Prof. (cm)	Horiz. (SBCS)	Cor	A.G. ¹	A.F. ²	Silt. ³	Arg. ⁴	Classe Textural
----- g kg ⁻¹ -----							
Sítio Ena Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico							
0-30	Au	10YR 4/2	10	420	300	270	Franco-argilosa
30-42	ABu	10YR 4/3	10	420	250	320	Franco-argilosa
42-57	BA	10YR 5/3	0	300	290	410	Argila
57-85	Bt	Variegada ⁶	0	280	260	460	Argila
Sítio Ena II Argissolo Vermelho-Amarelo Ta plíntico eutrófico							
0-10	Au	10YR 5/3	0	380	280	340	Franco-argilosa
10-35	AB	10YR 6/4	0	210	380	410	Argila
35-70	BA	10YR 6/5	0	290	400	310	Franco-argilosa
70-140	Bt	Variegada ⁷	0	400	320	280	Franco-argilosa
Sítio Taracua Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico							
0-15	Au	10YR 5/3	60	490	260	190	Franco-arenosa
15-25	ABu	10YR 5/4	70	430	250	250	Franco-argilo-arenosa
25-35	BAu	10YR 6/4	50	380	190	380	Franco-argilosa
35-80	Bt	Variegada ⁸	30	240	220	510	Argila
Sítio Lauro Sodré I Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico							
0-30	Ap	10YR 5/2	0	300	500	200	Franco
30-50	C1	10YR 6/3	0	510	380	110	Franco
50-77	2Aub	10YR 4/2	10	430	380	180	Franco
77-170	2C	10YR 6/2	0	330	520	150	Franco-siltosa
Sítio Lauro Sodré II Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico							
0-20	Ap	10YR 4/2	20	290	480	210	Franco
20-38	C1	10YR 6/2	0	300	520	180	Franco-siltosa
38-53	2Aub	10YR 4/3	50	230	440	280	Franco-argilosa
53-150	1C	10YR 6/3	0	390	460	150	Franco
Sítio Tauãna Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico							
0-15	Au	10YR 5/3	10	270	370	350	Franco-argilosa
15-25	A2u	10YR 4/3	10	220	340	430	Argila
25-40	AB	10YR 6/4	10	230	310	450	Argila
40-70	BA	10YR 6/5	0	240	320	440	Argila
70-110	Bt	Variegada ⁹	0	230	320	450	Argila
Sítio Aranaí Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico							
0-30	A	10YR 5/3	10	410	340	240	Franco
30-70	A2u	10YR 4/2	10	350	360	280	Franco-argilosa
70-120	A3u	10YR 4/1	20	230	390	360	Franco-argilosa

¹ Areia grossa; ² Areia Fina; ³ Silte; ⁴ Argila; ⁶ 2,5YR 5/6 e 5/8 e 7,5YR 5/6, 7,5YR 5/2 e 5/1; ⁷ 2,5YR 5/6 e 5/8 e 7,5YR 5/6, 7,5YR 6/4 e 6/5; ⁸ 2,5YR 4/6 e 4/8, 7,5 YR 6/6 e 5/6, 7,5YR 5/2 e 5/3; ⁹ 10R 6/8, 2,5YR 5/4, 5YR 4/1 e 4/2, 2,5YR 4/1, 10 YR 6/8 e 7/8, 2,5 YR 4/3.

Os Neossolos Flúvicos apresentaram relativa variação da composição granulométrica entre os horizontes. Essa variação, provavelmente, se deu em função das modificações que ocorreram na carga sedimentar que inunda essas áreas ao longo do tempo, refletindo-se em variadas classes texturais dos horizontes de um mesmo perfil, sem que haja relação pedogenética entre estes horizontes. Contudo, embora seja comum a variação da composição granulométrica nos Neossolos Flúvicos, os solos

estudados apresentam um sutil, porém importante, marcador nos horizontes antrópicos que os diferenciam dos horizontes não antrópicos no perfil. Nos Gleissolos, onde a composição granulométrica mais comum é aquela mais rica em argila, fica ainda mais evidente observar, tanto no horizonte Aub soterrado (sítio Sumaúma), ou no horizonte Au em superfície (Sítio Mangueira), um acréscimo da fração areia grossa e areia fina, denotando a atividade antrópica. O processo de formação das Terras Pretas com uso intensivo do fogo, parece também estar relacionado com o aumento no conteúdo da fração areia no horizonte antrópico (Au) (Teixeira & Martins, 2003). Além disso, solos submetidos a elevadas temperaturas pode sofrer processos de fusão entre minerais e frações orgânicas causando enriquecimento em frações do tamanho das frações areia (Ketterings et al., 2000; Sertzu & Sanchez, 1978).

Ressalte-se que nestes perfis, bem como nos demais estudados no ambiente de várzea, observa-se que a fração areia grossa tem baixa participação na composição granulométrica, não excedendo 50 g kg^{-1} entre os perfis de Neossolos Flúvicos estudados. Esta ausência de areia grossa nos solos próximos aos diques aluviais na várzea, vislumbra a menor capacidade dos cursos d'água em transportar sedimentos mais grosseiros até a planície de inundação, como também observado por Lima (2001), Souza (2007) e Lima et al., (2007). Sedimentos arenosos são transportados dos Andes pelas águas do rio Solimões e ao se depositarem formam barras alongadas paralelas às margens, formando extensas barras em pontal ou longos bancos transversais ao rio (Hernani et al., 1982).

Os Neossolos Flúvicos apresentaram composição granulométrica variável entre os perfis, com classe textural variando entre franco e argilo-

siltosa. A fração silte, em média, predomina sobre as demais frações nos Neossolos Flúvicos, seguida da fração areia fina.

O perfil do sítio São Lázaro, (Cambissolo Flúvico) apresentou predomínio da fração silte seguida da fração argila, com classe textural franco-argilo-siltosa em todos os horizontes estudados.

Os Gleissolos apresentaram classe textural variando entre franco-siltosa e franco-argilosa no sítio Mangueira e franco-argilo-siltosa e argila no sítio Sumaúma. De maneira geral, os dois perfis de Gleissolos (sítios Sumaúma e Mangueira) apresentaram predomínio da fração silte seguida da fração argila. Os Argissolos estudados, referentes aos sítios Ena, Taracuí e Tauãna, apresentaram classe textural variando entre franco-argilosa e franco-arenosa na superfície e argila no horizonte Bt de todos os perfis estudados (Quadro 1).

4.3. Características químicas dos solos estudados

A alteração química do solo resultante da ocupação humana tornou-se um tópico importante nos estudos de antigos sítios de ocupação humana. As características químicas do solo são alteradas diretamente pela deposição e decomposição de detritos orgânicos e inorgânicos. Em uma micro escala, os solos desses sítios apresentam alteração de pH, e concentrações anômalas de diferentes compostos de cálcio, carbono, fósforo e certos elementos traço, como Zn, Cu e Mn.

De maneira geral, os solos de várzea apresentam naturalmente valores mais elevados de pH, por serem solos com baixo grau de

intemperismo e conseqüentemente com baixa atividade de íons H^+ (Quadro 2).

Woods (2003) aponta a medida de pH do solo como um importante parâmetro para o estudo de sítios arqueológicos, podendo ser usado na delimitação de sítios, na determinação da antiguidade relativa dos perfis, na identificação de zonas estratigráficas onde estas não são aparentes e na identificação de áreas onde o solo foi recentemente perturbado.

Os valores de pH em água apresentaram valores relativamente altos, com valores acima de 6 em todos os solos aluviais, acima de 5 nos Gleissolos e próximos de 5 nos Argissolos (Quadro 2). O valor mais baixo de pH em água foi de 4,5 no sítio Taracuá, situado mais distante do Rio Solimões, e localizado as margens do lago Miuá com águas pretas e ácidas, sobre sedimentos relativamente mais intemperizados.

O uso do fogo no ambiente de solo antrópico pode acarretar elevação do pH. Santos (1976) observou, em experimento controlado, que o pH do solo apresentou aumento contínuo após aquecimento até 100 °C, e aumento maior que a unidade quando o solo foi aquecido a 300 °C. Por outro lado, Woods (2003) atribui o aumento do pH nos solos de TPI pelo incremento de cinzas ao solo, as quais incorporam carbonatos e hidróxidos de cálcio, sais de ferro e magnésio e carbonatos de potássio e sódio, todos de reação alcalina. Ressalte-se ainda que quando a matéria orgânica é queimada, muitas das substâncias nela contidas são liberadas em forma de óxidos, sobrando resíduos de carbonatos, que geralmente apresentam reação alcalina. Soares (1985) relata experimentos de queimadas controladas onde o pH do solo foi elevado em 2 a 3 unidades, voltando ao valor inicial (anterior a queima) cinco anos depois.

Os valores de pH em KCl foram sempre mais baixos do que os valores de pH em água, sendo reflexo de solos menos intemperizados, com elevada carga.

Os teores de matéria orgânica (MO) são relativamente baixos, sendo o maior valor de 6,72 dag kg⁻¹ observado no horizonte superficial Au do sítio Mangueira, seguido de 6,40 dag kg⁻¹ no horizonte antrópico superficial do perfil de Argissolo no sítio Ena. Os horizontes antrópicos dos perfis de Neossolos apresentaram teores baixos de MO, na maioria das vezes apresentando valores inferiores aos horizontes superficiais não antrópicos. Quando comparados com estudos das TPI de terra firme (Sombroek, 1966; Smith, 1980; Kern & Kämpf, 1989; Lima et al., 2002; Cunha et al., 2007; Cunha et al., 2009) estes valores são notadamente mais baixos. Souza (2007) observou baixos teores de MO em solos de várzea da região. Marques et al., (2002) atribuiu os baixos valores de MO observados nos solos do ambiente de várzea aos sedimentos de natureza estritamente mineral que vão sendo constantemente depositados. Por outro lado, é difícil explicar o enriquecimento químico dos solos estudados sem que seja levado em consideração um considerável aporte de material orgânico incorporado ao solo. Provavelmente o material incorporado apresentava baixa relação de C com outros elementos (P, S, Ca, Mg). Além da queima, que reduz o C-orgânico, o tempo de deposição do material incorporado ao solo aliado a constante flutuação no nível do lençol freático, que na ocasião da subida das águas recobre o horizonte antrópico, provavelmente proporcionaram perdas de MO desses horizontes, principalmente nas formas da fração ácido húmico e ácido fúlvico.

Os teores de P disponível extraídos com Mehlich-1 são nitidamente elevados, chegando a alcançar o valor de 7.905 mg kg⁻¹ (Sítio Lauro Sodré), sendo este o valor mais alto já registrado na literatura (Os dados sobre o elemento P nos solos estudados serão discutidos separadamente mais adiante).

Os teores de K⁺ e Na⁺ extraídos com Mehlich-1 são notadamente elevados nos Neossolos Flúvicos, provavelmente em função da presença de minerais ricos nestes elementos que os liberam em solução, como plagioclásios e feldspatos. Nos Argissolos, estes elementos apresentaram valores bem mais baixos e ligeiramente mais baixos nos Gleissolos. De certa forma, isto sugere uma composição mineralógica diferente entre estes solos. Note-se ainda que há um nítido enriquecimento de K⁺ nos horizontes antrópicos, mesmo nos horizontes soterrados nos perfis de Neossolos Flúvicos. Esta maior concentração de K⁺ no horizonte antrópico dos solos de várzea (Neossolos Flúvicos), de certa forma, contrasta com trabalhos anteriores em TPI's de terra firme, relativamente pobres em K⁺, e outros trabalhos que apontam fragmentos cerâmicos como fonte de K⁺ em TPI's nas áreas de terra firme.

Ca²⁺ e Mg²⁺ seguiram a mesma tendência, apresentando valores mais altos nos Neossolos Flúvicos, naturalmente mais ricos nestes elementos, e teores mais baixos nos Gleissolos e mais baixos ainda nos Argissolos, sítios Ena, Taracuí e Tauãna (com exceção do sítio Repartimento e o perfil I do sítio Ena). Provavelmente as áreas onde se encontra o perfil do sítio Repartimento e o perfil I do sítio Ena receberam maior aporte de material rico nestes elementos (possivelmente fragmentos ósseos), sendo estes os

Argissolos mais ricos em P disponível. Deve-se ressaltar que a diferença da composição mineralógica pode alterar as relações P/Ca, Ca/Mg e P/Mg.

Os teores de Al^{3+} são baixos, sendo nulo em todos os Neossolos Flúvicos. Valores maiores foram observados nos perfis dos sítios Mangueira, Ena II e Taracuí, principalmente nos horizontes mais profundos onde, aparentemente, a influência antrópica foi menos acentuada e os teores de MOS são menores, e o solo mais intemperizado.

A acidez potencial (H+Al) apresentou variação entre os valores apresentados nos perfis, sendo observado valor muito alto no sítio Mangueira ($19,6 \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$), no horizonte antrópico superficial e no sítio Aranaí ($12,6 \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$), no horizonte antrópico em subsuperfície. Nos demais perfis os valores variaram de baixo a alto (CFSEMG, 1999). A maior parte da acidez potencial é decorrente do teor de H^+ , provavelmente proveniente de ácidos orgânicos, já que os teores de Al^{3+} trocável foram relativamente baixos (Quadro 2).

A porcentagem de saturação por Al^{3+} no complexo de troca (m) se mostrou elevada nos perfis do sítio Mangueira, Ena II e Taracuí. A riqueza em alumínio nesses solos pode ser atribuída ao menor grau de intemperismo destes solos, com liberação deste elemento por minerais que contém Al na rede cristalina e que controlam o Al^{3+} em solução (caulinita, pirofilita). Nos demais solos estudados os valores foram sempre próximos de 0. Além disso, pode ser observado nestes solos uma faixa de pH inferior a 5,5, na qual a atividade do Al é maior. Por outro lado, os demais perfis apresentam pH próximos ou superiores a 6, faixa de pH na qual a atividade de Al é muito baixa ou praticamente nula. Dessa maneira, o Al presente encontra-se principalmente na estrutura cristalina dos minerais ou, em

proporção muito menor, precipitados na forma de óxidos secundários. Nos demais solos onde os teores de Al^{3+} foram nulos ou próximo disso, pode-se inferir que a maior parte do Al^{3+} na solução do solo pode ser complexado, polimerizado ou precipitado por ânions orgânicos (radicais orgânicos – O^- , COO^-) da massa vegetal semicarbomizada incorporada e inorgânicos (OH^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-}) provenientes dos minerais, alterando suas espécies químicas e reduzindo sua atividade (Hue et al., 1986). Assim, o aumento da concentração de P na solução do solo, seja pela incorporação de dejetos ricos em fosfatos, seja pela liberação de P dos minerais geogênicos, ou ainda pelo elevado pH do solo, pode reduzir o efeito tóxico do Al, tanto pela complexação em solução, como por sua precipitação.

Quadro 2. Características químicas dos solos estudados

Prof.	pH		MO	P	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al
	H ₂ O	KCl	dag kg ⁻¹	mg dm ⁻³			cmol _c dm ⁻³			
Sítio São Sebastião do Careiro Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-15	6,24	4,57	0,70	118,3	109	23,3	15,19	0,30	0,00	1,9
15-100	6,41	4,88	0,77	50,4	317	29,3	20,79	0,29	0,00	2,6
100-170	6,72	4,98	4,48	663,6	191	53,2	34,60	4,10	0,00	4,2
170-200	7,12	4,98	0,26	194,8	87	34,3	14,43	3,86	0,00	1,3
Sítio São Sebastião do Careiro II Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-5	5,12	4,14	3,45	64,1	45	36,3	17,86	1,84	0,49	6,1
5-75	6,56	4,39	0,64	75,6	33	66,1	17,51	1,28	0,00	2,4
75-95	6,81	5,07	2,24	1.651,1	85	111,9	28,08	3,09	0,00	3,5
95-110	6,92	5,07	0,90	806,8	72	86,1	28,84	1,99	0,00	2,6
110-130	6,95	5,16	1,15	1.149,6	94	91,0	32,71	2,51	0,00	2,6
130-170	6,90	5,12	0,56	900,2	85	88,3	31,20	0,88	0,00	2,2
Sítio São João do Careiro Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-17	6,55	5,13	0,38	112,1	69	29,9	7,95	0,56	0,00	1,3
17-25	6,78	5,20	0,32	89,1	71	35,6	8,02	0,61	0,00	1,0
25-47	6,90	5,26	0,90	601,0	57	41,9	10,53	0,81	0,00	1,9
47-110	7,03	5,41	0,38	101,1	48	69,9	8,23	0,64	0,00	1,6
Sítio Cavalcante Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-100	6,53	4,59	0,38	9,2	41	38,9	10,67	1,32	0,00	2,5
100-150	6,76	4,70	0,90	388,7	40	52,9	13,47	1,23	0,00	3,2
150-200	6,88	4,79	0,38	100,5	42	71,0	11,47	1,37	0,00	1,3
Sítio São Francisco Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-5	5,88	4,60	2,43	147,8	55	19,9	5,66	1,86	0,00	3,3
5-100	6,59	4,75	0,64	109,4	48	1,9	9,43	0,46	0,00	1,6
100-156	6,88	5,04	1,02	1.348,4	54	62,2	24,47	2,98	0,20	1,3
156-164	6,86	5,20	0,77	1.785,7	58	79,1	24,44	3,10	0,10	2,9
164-200	6,84	5,34	1,60	3.691,3	74	121,9	34,70	4,22	0,00	3,9
200-300	6,83	5,13	0,38	751,3	65	51,9	13,52	0,57	0,00	1,7
Sítio Paruá Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-10	6,71	4,78	0,90	102,5	41	24,9	7,73	0,53	0,00	1,9
10-50	6,61	4,77	0,85	98,4	41	30,9	9,79	0,62	0,00	2,9
50-75	6,75	4,56	1,54	913,6	39	31,2	10,90	0,82	0,00	1,9
75-190	6,45	4,35	0,90	312,1	40	37,9	7,50	0,64	0,00	1,9
Sítio Mangueira Gleissolos Háptico Ta eutrófico antrópico										
0-20	5,02	3,85	4,35	53,9	30	15,9	7,73	0,48	0,77	19,6
20-30	5,17	3,67	1,28	235,5	18	8,9	3,09	0,10	3,37	10,3
30-60	5,20	3,60	0,64	547,2	30	23,9	4,37	0,31	3,95	11,1
Sítio Sumaúma Gleissolos Háptico Ta eutrófico antrópico										
0-15	6,00	4,98	5,76	500	70	18,9	12,60	1,90	0,00	6,4
15-33	5,87	4,03	1,41	1.242,4	50	26,9	11,89	0,35	0,39	9,1
33-60	5,70	3,99	1,02	524,1	46	20,9	15,71	0,51	0,48	7,0
60-90	6,05	4,77	3,20	2.215,3	36	60,2	32,5	0,28	0,00	3,4
90-100	6,14	4,58	0,38	289,3	518	15,4	18,82	0,27	0,00	3,4
Sítio Repartimento Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico antrópico										
0-20	6,38	5,29	6,72	1.432,9	118	51,2	34,56	0,93	0,00	4,8
20-50	6,37	5,19	3,52	1.970,2	61	76,1	41,87	0,89	0,00	6,3
50-80	6,39	5,12	1,28	1.687,6	34	33,3	29,17	0,89	0,00	4,0
Sítio São Lázaro Cambissolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-8	6,31	5,13	3,20	2.761,1	55	66,1	38,02	0,83	0,00	3,4
8-20	6,34	5,20	3,20	4.454,7	72	49,9	16,68	0,91	0,00	7,3
20-60	6,51	5,08	1,41	2.561,5	82	48,9	20,24	1,03	0,00	4,5
60-90	6,70	5,29	1,40	2.421,8	71	72,1	39,48	1,17	0,00	3,5

Quadro 2. Continuação

Prof.	pH		MO	P	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al
	H ₂ O	KCl	dag kg ⁻¹	-----	mg dm ⁻³	-----	-----	cmol _c dm ⁻³	-----	
Sítio Ena I Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico antrópico										
0-30	6,11	5,21	6,40	1.734,5	86	29,3	27,42	1,01	0,00	5,5
30-42	6,07	4,81	2,56	2.020,9	28	30,3	23,57	0,48	0,00	6,1
42-57	5,99	4,56	1,02	426,1	19	8,4	21,89	0,31	0,00	4,8
57-85	5,95	4,44	0,77	245,2	18	6,4	19,76	0,22	0,88	4,5
Sítio Ena II Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico a antrópico										
0-10	4,92	3,91	2,69	11,5	61	17,4	11,13	0,82	1,76	6,6
10-35	5,26	3,82	1,41	5,3	51	18,3	12,34	0,74	2,83	6,8
35-70	5,33	3,84	1,15	74,2	27	9,4	3,40	0,29	2,63	7,4
70-140	5,36	3,87	0,13	2,8	14	15,4	4,89	0,52	2,15	4,2
Sítio Taracuí Argissolo Vermelho-Amarelo Ta distrófico antrópico										
0-15	4,5	3,86	2,24	117,6	36	1,4	2,15	0,13	1,17	8,2
15-25	4,92	3,90	1,92	153,8	20	0,0	1,70	0,18	0,85	8,5
25-35	4,86	3,84	1,28	131,9	14	0,4	1,73	0,21	3,22	9,3
35-80	4,96	3,71	0,64	81,5	13	0,4	2,50	0,18	4,59	8,7
Sítio Lauro Sodrê I Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-30	6,01	4,92	4,61	111,0	86	14,9	7,58	2,12	0,00	4,3
30-50	6,47	4,43	0,64	137,6	48	22,9	6,71	1,82	0,00	1,7
50-77	6,42	4,65	0,90	1.272,9	53	37,9	8,34	2,09	0,00	3,8
77-170	6,65	4,46	0,51	174,9	50	37,9	8,87	0,47	0,00	2,2
Sítio Lauro Sodrê II Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-20	6,17	5,07	2,56	751,3	100	18,9	10,41	1,78	0,00	4,9
20-38	5,74	5,43	1,41	302,3	43	23,9	8,48	1,78	0,19	4,5
38-53	6,31	4,65	2,69	7.905,3	29	89,0	11,16	1,84	0,00	5,7
53-150	6,61	4,50	0,51	419,4	90	27,9	10,17	1,78	0,00	1,7
Sítio Tauãna Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico										
0-15	5,68	4,34	3,07	1.678,4	35	26,3	15,11	0,75	0,20	8,0
15-25	5,70	4,34	2,69	2.336,3	28	35,3	18,55	0,54	0,10	9,0
25-40	5,70	4,23	1,66	1.602,2	24	18,3	17,41	0,48	0,20	7,7
40-70	5,67	4,13	1,28	857,6	22	11,4	16,42	0,40	0,20	7,2
70-110	5,19	4,12	1,28	269,0	50	12,3	12,3	0,40	0,20	6,9
Sítio Aranaí Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-30	5,35	4,27	3,84	328,4	50	10,4	4,79	0,54	0,20	8,5
30-70	5,63	4,27	4,48	1.624,2	47	26,3	15,67	0,71	0,10	11,8
70-120	5,63	4,22	5,76	2.158,1	40	39,3	20,47	0,95	0,20	12,6

Os valores de soma de bases (SB) e saturação por bases (V%) são relativamente altos, sendo que os valores para V% conferem caráter eutrófico para todos os perfis e horizontes com exceção do perfil no sítio Mangueira, nos horizontes subsuperficiais do perfil II no sítio Ena e em todo perfil no sítio Taracuí (Quadro 3). Como descrito anteriormente, estes perfis são naturalmente mais intemperizados e pobres quimicamente e o aporte de material efetuado pelas populações pré-colombianas não alterou significativamente os valores de saturação por bases nestes solos.

Os valores de SB apresentaram maiores valores nos Neossolos Flúvicos. Contudo os sítios Repartimento e Ena (Perfil I) apresentaram valores particularmente elevados. Ca e Mg são os cátions predominantes no complexo de troca, sendo responsáveis por mais 90% do valor de V%. Embora seja relativamente comum o caráter eutrófico para a maioria dos arqueo-antrossolos estudados na Amazônia, estes apresentam caráter eutrófico muitas vezes apenas no horizonte antrópico. Neste estudo, praticamente todos os horizontes apresentam caráter eutrófico em razão de dois fatores que dificultam uma discussão mais apurada. Um é a ocupação antrópica cumulativa ao longo de todo o processo de formação destes solos, o outro é a influência generalizada de sedimentos andinos quimicamente mais ricos.

Os valores de CTC efetiva (t) e CTC potencial, ou a pH 7 (T), mostraram valores próximos, tendo em vista que o valor do pH para a maioria dos solos estudados é próximo de 7 e baixos valores de H+Al (Quadro 3).

Quadro 3. Características químicas e teores disponíveis de micronutrientes nos solos estudados

Prof. (cm)	SB	t	T	V	m	Zn	Fe	Mn	Cu
	cmol _c dm ⁻³			%		mg kg ⁻¹			
Sítio São Sebastião Careiro I Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico									
0-15	15,87	15,87	17,77	89,3	0,0	8,82	170,9	32,6	4,36
15-100	22,02	22,02	24,62	89,4	0,0	6,72	70,9	13,2	4,53
100-170	20,45	20,45	22,66	86,7	0,0	11,93	57,8	13,0	2,53
170-200	18,66	18,66	19,96	93,5	0,0	4,91	87,5	13,6	1,79
Sítio São Sebastião Careiro II Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico									
0-5	19,98	20,47	26,08	76,6	2,4	6,02	282,2	31,1	5,16
5-75	19,16	19,16	21,56	88,9	0,0	6,08	122,5	19,2	3,52
75-95	31,88	31,88	35,38	90,1	0,0	21,87	90,3	17,4	5,26
95-110	31,38	31,38	33,98	92,3	0,0	10,99	120,7	13,5	4,15
110-130	35,86	35,86	38,46	93,2	0,0	13,21	134,0	12,6	4,33
130-170	35,82	35,82	38,42	93,0	0,0	10,85	132,1	11,3	4,11
Sítio São João do Careiro Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico									
0-17	8,82	8,82	10,12	87,2	0,0	6,82	203,8	72,2	3,52
17-25	10,43	10,43	12,34	88,6	0,0	5,78	162,5	65,2	3,41
25-47	11,67	11,67	13,57	86,0	0,0	12,54	148,7	35,4	3,46
47-110	9,29	9,29	10,89	85,3	0,0	3,54	116,1	50,0	4,34
Sítio Cavalcante Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico									
0-100	12,26	12,26	14,76	83,1	0,0	3,56	118,4	49,6	4,27
100-150	15,03	15,03	18,23	82,4	0,0	6,98	143,8	10,5	4,98
150-200	13,26	13,26	14,56	91,1	0,0	6,46	89,0	53,6	2,52
Sítio São Francisco Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico									
0-5	7,75	7,75	11,05	70,1	0,0	6,00	294,8	40,1	2,95
5-100	10,02	10,02	11,62	86,2	0,0	3,68	67,5	19,9	2,61
100-156	27,86	28,06	29,16	95,5	0,0	31,00	132,3	19,9	4,71
156-164	28,03	28,13	30,63	90,6	0,0	36,40	182,9	18,3	3,98
164-200	39,64	39,64	43,54	91,0	0,0	57,20	70,5	17,7	1,97
200-300	14,49	14,49	16,19	89,5	0,0	9,16	214,3	15,5	3,95
Sítio Paruá Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico									
0-10	8,47	8,47	10,37	81,7	0,0	6,13	168,9	47,8	4,23
10-50	9,23	9,23	11,18	78,4	0,0	5,21	96,2	35,7	3,89
50-75	10,47	10,47	13,45	85,6	0,0	7,20	100,2	36,2	3,95
75-190	8,78	8,78	10,58	78,2	0,0	4,15	91,3	18,6	2,79
Sítio Mangueira Gleissolo Háplico Ta eutrófico antrópico									
0-20	8,36	9,13	27,96	29,9	8,4	12,35	249,5	157,1	2,70
20-30	3,28	6,65	13,58	24,2	50,7	2,60	284,2	12,3	1,85
30-60	4,86	8,81	15,96	30,5	44,8	4,72	256,2	18,5	1,92
Sítio Sumaúma Gleissolo Háplico Ta eutrófico antrópico									
0-15	14,76	14,76	21,16	69,8	0,0	24,4	80	58,0	2,4
15-33	12,49	12,88	21,59	57,9	3,0	10,8	310,7	18,5	3,3
33-60	16,43	16,91	23,43	70,1	2,8	3,10	88,8	5,8	2,3
60-90	33,13	33,13	41,13	80,5	0,0	50,2	209,2	23,8	3,6
90-100	20,48	20,48	23,88	85,8	0,0	7,96	167,6	9,7	1,8
Sítio Repartimento Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico antrópico									
0-20	36,01	36,01	40,81	88,2	0,0	55,10	60,2	30,1	2,11
20-50	43,25	43,25	49,55	87,3	0,0	54,20	99,3	22,8	2,30
50-80	30,29	30,29	34,29	88,3	0,0	13,36	124,8	8,3	1,91
Sítio São Lázaro Cambissolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico									
0-8	39,28	39,28	42,68	70,1	0,0	66,30	80,3	13,8	3,49
8-20	17,99	17,99	25,29	71,1	0,0	63,45	104,7	21,8	3,78
20-60	21,69	21,69	26,19	82,8	0,0	40,15	132,8	18,6	5,08
60-90	14,14	14,14	44,64	70,2	0,0	43,80	92,4	16,6	4,28

Quadro 3. Continuação

Prof. (cm)	SB	t cmol _c dm ⁻³	T	V %	m	Zn	Fe	Mn	Cu
						mg kg ⁻¹			
Sítio Ena I Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico antrópico									
0-30	28,78	28,78	34,28	84,0	0,0	57,0	78,9	28,8	3,07
30-42	24,25	24,25	30,35	79,9	0,0	36,0	108,4	27,0	3,34
42-57	22,29	22,29	27,09	82,3	0,0	6,39	72,0	9,7	2,54
57-85	20,06	20,94	24,56	81,7	4,2	3,62	41,9	6,6	1,83
Sítio Ena II Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico antrópico									
0-10	12,19	13,95	18,79	64,9	12,6	4,86	439,2	14,8	6,65
10-35	13,29	16,12	20,09	66,2	17,6	2,82	255,3	7,6	3,47
35-70	3,80	6,43	11,20	33,9	40,9	1,78	362,9	2,7	2,92
70-140	5,52	7,67	9,72	56,8	28,0	1,72	33,0	2,7	0,78
Sítio Taracúá Argissolo Vermelho-Amarelo Ta distrófico antrópico									
0-15	2,38	3,55	10,58	22,5	33,0	3,97	288,2	14,7	1,64
15-25	1,93	3,78	10,43	18,5	48,9	2,91	331,5	10,2	2,56
25-35	1,98	5,20	11,28	17,6	61,9	1,68	290,0	8,0	2,07
35-80	2,71	7,30	11,41	23,8	62,9	2,91	100,8	6,2	1,51
Sítio Lauro Sodré Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico									
0-30	9,98	9,98	14,28	69,9	0,0	13,75	102,1	44,9	3,32
30-50	8,75	8,75	10,45	83,7	0,0	3,46	72,0	10,3	3,77
50-77	10,73	10,73	14,53	73,8	0,0	11,10	139,9	10,7	4,45
77-170	9,63	9,63	11,83	81,4	0,0	4,31	79,0	9,3	3,77
Sítio Lauro Sodré II Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico									
0-20	12,53	12,53	17,43	71,9	0,0	48,9	121,2	23,1	2,18
20-38	10,47	10,66	14,97	69,9	1,8	9,51	178,3	23,4	4,71
38-53	13,46	13,46	19,16	70,3	0,0	45,10	24,2	13,7	1,61
53-150	12,30	12,30	14,00	87,9	0,0	6,04	118,2	16,5	3,61
Sítio Tauãna Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico antrópico									
0-15	16,06	16,26	24,06	66,7	1,2	16,70	256,4	14,0	2,87
15-25	19,31	19,41	28,31	68,2	0,5	19,71	282,3	10,7	2,79
25-40	18,03	18,13	25,73	70,1	0,6	9,40	226,0	7,5	2,72
40-70	16,93	17,13	24,13	70,2	1,2	6,34	201,9	4,3	2,36
70-110	12,88	16,10	2,15	69,3	1,2	5,10	200,5	2,6	2,35
Sítio Aranaí Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico									
0-30	5,51	5,71	14,01	39,3	3,5	7,71	69,5	22,8	1,97
30-70	16,61	16,71	28,41	58,5	0,6	21,48	164,3	15,9	4,29
70-120	21,69	21,89	39,29	63,3	0,9	32,50	203,5	20,06	4,33

Os teores disponíveis de micronutrientes apresentaram, relativamente, altos valores (Quadro 3). Zn destaca-se por apresentarem valores bem superiores nos horizontes antrópicos, o que denota a capacidade deste elemento em sinalizar antigos sítios de ocupação humana como observado por Lima et al., (2002) e Corrêa (2007).

O elemento Fe mostra uma clara tendência de diferenciação entre os horizontes antrópicos e os não antrópicos, com valores relativamente mais baixos de Fe disponível em detrimento dos horizontes não antrópicos, como também verificado por Corrêa (2007), Souza et al., (2009). Cunha et al.,

(2007) discutem que as menores quantidades de Fe disponível na TPI, provavelmente, se deva aos elevados teores e a forma do carbono orgânico desses solos, o qual atua como complexante desse elemento. Todavia, deve ser levado em consideração o extrator utilizado, havendo maior consumo do extrator quando empregado em solo mais rico em matéria orgânica e fósforo, diminuindo a concentração efetiva de ferro na solução extraída. Não obstante, Mello et al., (1999) observaram menores teores de Fe extraído com Mehlich-1 em função do aumento de doses de P aplicados ao solo. Esses autores consideraram que uma proporção maior do P poderia reagir com óxidos de ferro de baixa estabilidade quando em doses baixas. Com o aumento da dose de P, essas matrizes de retenção vão sendo saturadas e quantidades maiores de P ficariam disponíveis para adsorção em superfícies mais estáveis. A associação de P com óxidos de Fe de baixa estabilidade envolveria adsorção específica e, ou, reações de precipitação, de modo que os compostos assim formados seriam mais estáveis à ação dos extratores. Dessa maneira, essa hipótese pode ser considerada para explicar a diminuição nos teores de Fe-Mehlich em horizontes antrópicos de TPI ricas em P.

Os teores disponíveis de Mn não apresentaram relação com os horizontes antrópicos em comparação aos demais não antrópicos, nos Neossolos Flúvicos e no Cambissolo Flúvico. Provavelmente isto se deve a maior mobilidade de Mn na várzea, havendo perda deste elemento nos solos mais influenciados pela dinâmica de oxiredução da várzea (Lima, 2001; Lima et al., 2005). Por outro lado, nos Argissolos e Gleissolos, este elemento apresenta pequeno acréscimo dos valores disponíveis nos horizontes antrópicos.

Por outro lado, o Zn apresentou forte associação com as intervenções antrópicas, pois apesar das várzeas apresentarem naturalmente teores já elevados desse elemento, foi observado em geral, que os horizontes submetidos a ocupações humanas apresentam substancial aumento desse elemento. Lima (2001), Corrêa (2007) e Souza (2009), encontraram altas concentrações de Mn e Zn disponível no horizonte A antrópico da TPI quando comparados com os horizontes B do mesmo solo e com os horizontes A e B dos solos adjacentes. Altas concentrações desses elementos também foram verificadas por Lehmann et al., (2003b), Kern e Kämpf (1989) e por Kern (1996) em sítios arqueológicos localizados na Floresta Nacional de Caxiuanã (PA), que sugeriu que este elemento está relacionado a matéria orgânica utilizada na cobertura e nas paredes das casas. Dentre outros fatores, a baixa mobilidade de Zn no solo com boa estabilidade em associação com colóides orgânicos, abundantes em horizontes antrópicos, contribui para isso.

4.4. Teores totais de macro elementos em Arqueo-antrossolos (Terra Preta de Índio) da várzea do Rio Amazonas

Os teores totais de elementos obtidos da TFSA (terra fina seca ao ar), a partir da extração com solução triácida constituem a totalidade da composição elementar dos solos antrópicos. Estes resultados são de grande importância no estudo das TPI por não sofrerem interferências, como ocorre nos métodos de extração de elementos disponíveis nas análises químicas de rotina.

Ressalte-se que as características encontradas nas Terras Pretas de Índio de várzea são um pouco distintas daquelas encontradas nas Terras Pretas do ambiente de terra firme. Por ser um ambiente quimicamente mais rico e heterogêneo, a várzea apresenta maior dificuldade para a fácil distinção dos horizontes antrópicos, ou quanto à influência antrópica se aprofundou no perfil. Embora no campo esta separação seja aparentemente clara e de fácil percepção, as análises químicas mostram dados que revelam certas características em alguns horizontes, aparentemente não antrópicos, que se não foram diretamente influenciadas pela presença pretérita de populações humanas pré-históricas, só existem devido às primeiras mudanças impostas por estas populações ao solo. Não obstante, a dinâmica do ambiente de várzea, que constantemente deposita novos sedimentos na planície de inundação, promove a distribuição vertical de alguns elementos no perfil, em alguns casos transferindo nutrientes pelo processo de pedobioturbação, do horizonte antrópico outrora exposto na superfície e atualmente recoberto, para a nova camada de sedimentos acima

depositada. Este fenômeno pode ser claramente observado no perfil do sítio Lauro Sodré II em que o horizonte superficial foi enriquecido com nutrientes como P e Zn (Quadros 4 e 5), que são reconhecidamente bons indicadores de horizontes antrópicos. Já o processo de eluviação pode ser mais facilmente observado no sítio Mangueira, já que a maior concentração dos elementos indicadores de antigas ocupações humanas, como o P, pode ser observado nos horizontes subsuperficiais.

De maneira geral, os Horizontes antrópicos apresentaram os maiores teores de P_2O_5 , CaO e MgO, com exceção do perfil no sítio Mangueira em que, provavelmente, a eluviação no perfil provocou uma migração desses nutrientes para horizontes mais profundos. Nos horizontes antrópicos visualmente mais ricos em fragmentos ósseos, os teores de CaO foi de 3 a 5 vezes maior que MgO com relação Ca/Mg variando entre 1,5 a 5. Nos Neossolos Flúvicos, os teores de CaO e MgO nos horizontes não antrópicos são também elevados em função da natureza química dos sedimentos andinos, ricos nestes elementos (Quadro 4).

Os teores de P_2O_5 observados no sítio Lauro Sodré II são os mais elevados já registrados na literatura para Terra Preta de Índio. Isto se deve a existência de um horizonte —ósse”, onde verdadeiras placas de ossos se sobrepõem formando uma camada.

Nos Argissolos, os maiores teores de P_2O_5 são observados nos horizontes subsuperficiais como também observado por Lima et al., (2002) e Souza et al., (2009).

A maioria dos perfis mostrou também um pequeno aumento de MnO nos horizontes antrópicos, exceto nos perfis dos sítios São Sebastião do Careiro I e II e Cavalcante, onde os teores de MnO foram bastante variáveis

(Quadro 4). Estes perfis apresentaram baixos teores de MOS nos horizontes antrópicos, a qual poderia estabelecer ligações com Mn, evitando perdas, ou mesmo representar a fonte de Mn nestes horizontes. Não obstante, Lima et al., (2005) observaram elevados teores de MnO em solução, após inundação, em Neossolos Flúvicos do ambiente de várzea do Rio Amazonas. Isso sugere perdas de Mn na ocasião da inundação.

Os teores totais de Al_2O_3 e Fe_2O_3 em geral são os mais altos para todos os solos estudados, mas não mostram teores anômalos, comparados com outros trabalhos de caracterização química do solo da várzea do Rio Amazonas (Lima 2001). Os altos teores de Al e Fe extraídos são oriundos da rede cristalina dos minerais do material de origem (sem relação com atividade antrópica). Embora altos teores destes elementos sejam comuns em solos mais intemperizados em ambientes mais bem drenados, os solos deste estudo apresentam altos teores destes elementos provavelmente em função da relativa riqueza em minerais primários com elevados teores de Fe e Al na rede cristalina. Corroborando tal fato, em geral os Neossolos Flúvicos apresentaram, em média, valores ligeiramente superiores de Fe_2O_3 em relação a Al_2O_3 . Por outro lado, os Gleissolos, mais propensos aos processos de oxi-redução apresentaram teores mais elevados de Al_2O_3 em detrimento de Fe_2O_3 . Os Argissolos, com coloração mosqueada no horizonte Bt e coloração variegada, evidenciando a flutuação do lençol freático nessas áreas, revelam a perda de Fe pela redução de Fe^{3+} a Fe^{2+} e a consequente perda deste elemento para a solução, posteriormente retirado do ambiente. Dessa maneira, os Argissolos deste estudo apresentaram maiores teores de Al_2O_3 em comparação com os teores de Fe_2O_3 (Quadro 4). Pode-se observar que os sítios sobre Gleissolos (Sumaúma e Mangueira), apresentaram

menores teores de Fe_2O_3 nos horizontes antrópicos em comparação com demais horizontes, assim como ocorreu na determinação dos teores disponíveis de Fe. Isso pode se atribuído ao maior valor percentual de MOS e areia constituída em maior parte por quartzo, nos horizontes antrópicos desses perfis, o que pode diminuir a concentração de Fe nesses horizontes.

O Ti, consiste em um elemento mais estável e residual do processo de intemperismo e tende a se concentrar em decorrência de fatores naturais, como material de origem e intensidade da pedogênese, não apresentando relação com atividades antrópicas.

Ao contrário do que foi observado nos teores disponíveis de K^+ , não foi observado maior enriquecimento de K_2O nos horizontes antrópicos. Isso indica que parte do K pode ser oriunda de fontes mais solúveis e pode ser facilmente extraível, por estar na forma trocável. Por outro lado, outra parte é oriunda de fontes mais resistentes, que representa boa parte do K_2O no solo, tais como a estrutura de alguns minerais e fragmentos de cerâmicas (Quadro 4).

Quadro 4. Teores totais de elementos nos solos estudados

Prof. (cm)	Horiz. (SBCS)	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
g kg ⁻¹										
Sítio São Sebastião Careiro I Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-15	Ap	51,60	8,20	47,05	12,05	8,36	0,27	6,02	11,23	1,86
15-100	C	52,80	12,10	59,27	12,31	10,97	0,67	6,04	9,31	1,80
100-170	2Aub	45,65	19,45	39,47	11,07	12,58	0,22	4,06	8,45	8,22
170-200	2C	49,47	12,32	55,60	10,37	11,92	0,39	5,23	10,41	2,16
Sítio São Sebastião Careiro II Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-5	Ap	53,95	15,61	46,19	10,63	10,84	0,22	6,13	10,11	1,79
5-75	AC	50,32	14,13	50,20	10,45	11,58	0,65	5,92	9,56	1,50
75-95	2Aub	39,75	17,20	51,30	9,31	15,20	0,63	4,56	7,26	13,27
95-110	2AC	43,87	15,23	52,08	10,50	10,30	0,54	5,63	10,41	8,57
110-130	3Aub	37,50	18,80	50,39	9,61	15,85	0,59	4,21	8,28	10,90
130-170	3C	51,80	10,60	36,02	8,79	8,08	0,35	6,12	10,12	3,18
Sítio São João do Careiro Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-17	Ap	40,67	7,70	35,15	7,76	7,57	0,27	5,86	10,49	1,49
17-25	C	45,90	5,60	36,10	6,21	5,62	0,21	6,15	11,31	1,23
25-47	2Aub	37,37	12,53	37,58	9,22	10,51	0,39	5,10	8,43	3,87
47-110	2C	50,2	11,62	41,25	9,15	9,83	0,32	6,81	10,75	2,32
Sítio Cavalcante Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-100	Ap	56,65	5,88	60,23	7,67	10,58	0,49	6,32	10,01	1,11
100-150	2Au	44,07	9,51	47,38	8,92	12,41	0,19	4,78	8,12	7,51
150-200	C	55,23	7,11	61,40	9,21	9,76	0,41	5,86	10,37	4,31
Sítio São Francisco Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-5	Ap	40,72	12,25	40,42	9,13	9,90	0,31	6,21	10,46	2,99
5-100	C	45,23	10,74	42,31	9,15	10,52	0,39	6,18	11,21	2,74
100-156	2Aub	47,02	15,86	46,29	10,25	11,54	0,54	4,89	9,51	11,26
156-164	2C	43,62	27,10	41,45	9,53	9,40	0,62	4,92	10,02	18,73
164-200	3Aub	37,45	37,17	48,18	9,14	12,98	0,68	4,52	8,05	40,82
200-300	3C	47,12	27,41	45,46	10,34	11,35	0,90	5,88	10,57	9,69
Sítio Paruá Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-10	Ap	42,61	6,80	35,20	7,85	7,61	0,26	5,72	10,50	1,50
10-50	C	46,20	5,70	37,15	6,40	6,52	0,25	7,00	11,22	1,25
50-75	2Aub	38,17	13,64	34,62	10,12	11,78	0,41	5,80	9,33	5,86
75-190	2C	50,30	8,60	39,20	8,122	8,62	0,35	6,75	11,65	2,84
Sítio Mangueira Gleissolo Háplico Ta eutrófico antrópico										
0-20	Au	21,70	1,69	14,49	1,92	1,55	0,27	5,12	9,21	3,16
20-30	AC	54,20	1,48	24,89	2,95	2,27	0,14	6,21	10,01	6,13
30-60	C	54,92	2,86	31,79	3,83	2,92	0,10	6,33	12,42	15,20
Sítio Sumaúma Gleissolo Háplico Ta eutrófico antrópico										
0-15	Au	50,02	7,44	29,99	3,59	8,03	0,92	6,01	8,12	6,00
15-33	C1	55,77	7,63	55,16	5,84	6,44	0,30	5,81	10,15	11,02
33-60	C2	51,23	9,25	23,45	3,46	5,72	0,34	5,44	10,12	12,32
60-90	2Aub	53,07	21,45	16,06	3,92	7,62	0,97	3,47	5,20	14,65
90-100	3C	51,47	8,20	26,10	2,35	3,01	0,10	5,86	8,61	7,68
Sítio Repartimento Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico antrópico										
0-20	Au	30,87	25,48	43,21	5,05	6,68	0,94	3,12	3,11	20,20
20-50	2ABu	38,75	23,57	53,64	4,65	6,53	0,76	3,01	4,18	35,57
50-80	Bt	52,85	14,57	61,78	4,58	4,58	0,23	4,56	6,13	15,96

Quadro 4. Continuação

Prof. (cm)	Horiz. (SBCS)	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
g kg ⁻¹										
Sítio São Lázaro Cambissolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-8	Au	38,90	37,88	38,36	7,97	13,31	0,94	3,26	2,26	33,73
8-20	A2u	48,47	40,66	41,55	7,29	9,59	0,90	3,51	3,12	37,25
20-60	ABiu	45,21	33,96	32,12	5,23	8,24	0,84	5,63	4,15	32,40
60-90	Bi	48,50	31,83	36,01	7,63	8,29	0,81	5,72	6,23	28,30
Sítio Ena I Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico antrópico										
0-30	Au	39,40	14,11	18,53	2,94	3,67	0,58	3,21	9,45	10,16
30-42	ABu	53,42	10,54	21,63	2,55	3,18	0,32	3,25	12,56	10,54
42-57	BA	45,92	5,26	23,45	2,39	3,25	0,12	3,74	12,78	3,15
57-85	Bt	45,92	3,46	34,94	3,44	3,54	0,08	4,01	13,05	3,00
Sítio Ena II Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico antrópico										
0-10	Au	39,82	3,51	18,41	1,03	3,23	0,38	3,19	8,84	0,79
10-35	AB	54,38	2,23	21,63	1,26	3,13	0,22	3,18	10,56	0,88
35-70	BA	55,21	2,13	21,52	1,24	3,12	0,10	3,21	11,84	0,45
70-140	Bt	60,92	2,46	31,21	1,41	3,02	0,05	3,09	11,21	0,48
Sítio Taracua Argissolo Vermelho-Amarelo Ta distrófico antrópico										
0-15	Au	38,35	3,11	16,56	1,30	1,76	0,17	1,23	3,15	3,48
15-25	ABu	43,57	3,04	21,51	1,37	2,07	0,13	1,21	4,51	4,71
25-35	BAu	39,26	2,54	22,54	1,25	2,05	0,15	1,25	3,54	3,52
35-80	Bt	41,25	3,12	23,45	1,32	2,03	0,12	1,31	3,18	2,85
Sítio Lauro Sodré Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-30	Ap	44,22	13,44	37,43	9,90	9,43	0,30	6,21	6,02	2,92
30-50	C1	43,58	15,25	33,25	10,23	9,24	0,25	6,02	7,04	3,45
50-77	2Aub	41,37	17,15	36,10	9,05	10,42	0,41	5,01	5,12	8,56
77-170	2C	42,32	11,56	35,15	9,21	8,74	0,21	6,04	7,11	4,25
Sítio Lauro Sodré II Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico										
0-20	Ap	41,95	15,33	38,25	8,53	8,97	0,32	4,23	6,45	8,79
20-38	C1	57,05	13,59	41,35	9,94	10,44	0,39	5,87	8,51	4,01
38-53	2Aub	35,12	61,01	36,18	8,07	11,01	0,45	3,12	3,86	75,37
53-150	2C	53,35	23,10	43,66	10,15	11,59	0,34	5,32	7,84	5,18
Sítio Tauãna Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico antrópico										
0-15	Au	33,75	17,59	39,58	3,01	3,31	0,19	2,53	15,12	14,75
15-25	A2u	38,37	12,15	44,11	3,09	3,25	0,18	2,84	16,22	18,28
25-40	ABu	55,02	7,35	44,18	2,61	3,06	0,13	2,95	18,36	10,28
40-70	BA	54,23	5,36	43,21	2,63	3,15	0,15	2,91	20,27	10,26
70-110	Bt	52,12	5,23	41,25	2,15	3,51	0,15	2,12	20,58	10,32
Sítio Aranaí Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico										
0-30	Ap	48,92	4,34	23,25	7,67	2,24	0,35	3,25	5,68	5,93
30-70	A2u	37,35	10,75	32,05	3,12	3,18	0,53	2,64	4,21	17,51
70-120	A3ub	34,35	12,23	37,83	4,51	3,87	0,52	2,33	3,01	24,03

4.5. Teores totais de elementos traço nos solos estudados

Pode ser observado que, em geral, os horizontes antrópicos dos perfis analisados apresentaram maiores teores de Ba, Cu, Sr, e principalmente Zn, em comparação aos horizontes não antrópicos, sugerindo que os teores destes elementos no solo são diretamente influenciados pela atividade antrópica pretérita.

Lima (2001) e Corrêa (2007) encontraram teores elevados de Zn em horizontes antrópicos de TPI da Amazônia. Macedo (2009) observou teores mais elevados de Ba, Cu e Sr em TPI de várzea, corroborando as observações realizadas neste estudo. Embora Zn e Cu já tenham sido relatados como elementos indicadores de solos antrópicos, os teores totais de Ba e Sr se revelam como elementos indicadores de ocupação humana pretérita na várzea do Solimões/Amazonas.

Assim como observado por Costa et al., (2009), não foi observado neste trabalho, relação dos teores de As, Co, Cd, Sc, Zr e Pb com atividade antrópica pretérita, sendo que a concentração desses elementos variou em profundidade e foram similares entre os horizontes antrópicos e não antrópicos (Quadro 5).

Ressalte-se que os teores de Pb e Cd estão dentro da normalidade, sugerindo que não há contaminação desses elementos, sem evidências de poluentes afetando os horizontes antrópicos.

Por outro lado, os valores de Co, Ni, Cr e V são relativamente altos. Isto indica sedimentos oriundos de rochas vulcânicas básicas, as quais possuem concentrações naturalmente mais elevada desses elementos.

O Ba é um elemento ainda pouco estudado no solo. Sua ocorrência natural normalmente está associada a outros elementos, como o Ca, e as principais formas existentes são o sulfato e o carbonato de Ba (BaSO_4 e BaCO_3). A concentração de Ba no solo, em escala mundial, varia de 19 a 2.368 mg kg^{-1} , podendo ser mobilizado em diferentes condições (Kabata-Pendias & Pendias, 1992). Este elemento também está presente em pequenas quantidades em rochas ígneas, feldspatos e micas (Usepa, 2005).

A solubilidade e mobilidade do Ba é maior em solos arenosos, aumentando com a redução do pH e da quantidade de matéria orgânica. Ele pode reagir com metais, óxidos e hidróxidos do solo, limitando assim sua mobilidade e aumentando sua adsorção. Todavia, os solos de várzea estudados apresentam, provavelmente, baixos conteúdos óxi-hidróxidos, principalmente de Fe e Al.

A forma solúvel de Ba pode reagir com os sulfatos e carbonatos da água formando sais insolúveis (sulfatos e carbonatos de Ba) e, em solos com elevado conteúdo de sulfato e carbonato de cálcio sua mobilidade é reduzida (Usepa, 2005). Neste caso, principalmente nos Neossolos Flúvicos, os altos teores de carbonato de Ca, provavelmente auxiliaram na baixa mobilidade, bem como proporcionaram maior acúmulo de Ba nos horizontes antrópicos. O Ba também não forma complexos solúveis com ácidos húmicos e fúlvicos (Who, 2001), o que também reduz sua mobilidade.

Compostos de Ba com acetato e nitrato são relativamente solúveis, enquanto que compostos com carbonato, cromato, fluoreto, oxalato, fosfato e sulfato são insolúveis em água (Who, 2001). Apesar de estar comumente presente nas plantas, aparentemente não é um componente essencial dos tecidos vegetais. A concentração de Ba nas plantas varia de 1 a 198 mg kg^{-1} .

¹, ocorrendo em concentrações elevadas em folhas de cereais e legumes e em baixas concentrações em grãos e frutos (Kabata-Pendias & Pendias, 1992). Possivelmente, a massa vegetal incorporada ao solo, queimada ou não, somado ao ambiente pedológico que promove baixa mobilidade com elevado pH e altos teores de CaCO_3 , foram os principais fatores que contribuíram para maiores concentrações de Ba nos horizontes antrópicos.

O elemento estrôncio pode apresentar estreita relação com atividades humanas pretéritas, evidenciadas pelos maiores teores extraídos nos horizontes antrópicos, em relação aos não antrópicos. O Sr compreende entre 0,02-0,03% da crosta terrestre (Atsdr, 2004), e sua concentração na maioria das rochas ígneas é de 0,034%, sendo os principais minerais a Estrontianita (SrCO_3) e Celestita (SrO_4) (Haneklaus & Schnug, 2008). É um elemento que ocorre naturalmente em dois principais estados de oxidação: Sr^0 e Sr^{+2} . Contudo, sob condições ambientais normais, apenas Sr^{+2} é estável o suficiente para ser considerado importante (Nielsen, 2004). Assim como o Ca, o Sr é um metal alcalino terroso e possui comportamento químico muito similar ao primeiro.

A maior concentração de Sr nos horizontes antrópicos se dá, provavelmente, pelo incremento deste elemento no solo devido ao sepultamento de corpos humanos, descarte de esqueletos de animais, e em menor proporção pela incorporação de restos vegetais. A massa corporal humana apresenta aproximadamente 0,00044% de Sr (Nielsen, 2004). De maneira geral, a relação Sr/Ca nos vegetais é a mesma dos teores disponíveis nos solos em que os vegetais se desenvolvem. Devido ao comportamento químico semelhante ao do Ca, os vegetais podem absorver conteúdos razoáveis de Sr que podem ser armazenados nos vacúolos das

células vegetais, ou em outras organelas. Nos animais, a maior parte do Sr é acumulada nos ossos (ATSDR, 2004). O Sr também foi considerado como um estimulante para o crescimento vegetal, uma vez que foi observada a substituição de Ca por Sr, requerido pela *Chlorella* (Walker, 1953).

Dessa maneira, a sua concentração nos animais depende da dieta, e nos vegetais a concentração de Sr depende do conteúdo de Sr no solo (Nielson, 2004). Outros estudos sugerem também que a relação Ca/Sr nos tecidos e fluídos corporais espelha a relação Ca/Sr na dieta dos referidos indivíduos (Comar, 1964). Em média, os Neossolos Flúvicos com horizonte A antrópico apresentaram de 2 a 3 vezes mais Sr em comparação aos horizontes não antrópicos (Quadro 5). Os teores mais elevados de Sr nos horizontes abaixo dos horizontes antrópicos soterrados sugerem eluviação no perfil, a exemplo de outros elementos. Estudos mostram que no perfil do solo, 90% do Sr está na forma trocável e 10% na forma não trocável (Wiklander, 1964). A sorção de Sr é dominada por troca iônica e sorção/desorção sendo um processo reversível. Frações orgânicas preferencialmente adsorvem Ca, enquanto frações inorgânicas adsorvem Sr (Haneklaus & Schnug, 2008).

De acordo com (Fleischer, 1953), a abundância relativa total de Sr na crosta terrestre é algo em torno de 8/1000 mg de Ca. Santos (2008) observou uma substituição de Ca por Sr de até 10%, na formação de nódulos ósseos a partir da formação de hidroxihapatita por células osteoblásticas com diferentes níveis de oferta de Sr no meio, em experimento controlado. A dieta normal de um humano pode ocasionar a ingestão de 2-4 mg dia⁻¹ de Sr, oriundo principalmente de vegetais (Nielsen, 2004).

Tendo em vista que boa parte dos sedimentos da várzea do Solimões Amazonas é proveniente de rochas vulcânicas dos Andes e que estas são mais ricas em Sr, pode-se inferir que os vegetais que se desenvolviam sobre estes sedimentos e que faziam parte da dieta alimentar na época dos indígenas que formaram as TPI, continham também maiores teores de Sr. Assim, o elemento ficou concentrado nos horizontes antrópicos formados, principalmente pelo ambiente pedológico favorável (valores de pH, teores de Ca, CTC, material mineral) à permanência do elemento no solo e, possivelmente, também pela formação de complexos organo-mineral.

Modernas técnicas geoquímicas de *fingerprinting* de Sr e análises isotópicas de Sr e outros estão sendo utilizadas para estudos arqueológicos. Estas observações podem gerar dados conclusivos sobre áreas-fonte, mobilidade e migração, bem como as tradições de residência e exogamia de antigas civilizações. A análise isotópica de Sr no esmalte dentário pode refletir a dieta dos indivíduos durante a infância e irá variar entre os indivíduos de diferentes regiões geológicas. Dessa maneira, esses estudos podem ser usados para inferir a respeito do local geológico de infância de um indivíduo e, conseqüentemente, identificar circulação posterior, que pode estar relacionado ao comportamento de subsistência, tradições de exogamia, ou migrações em massa (Bentley, 2006; Price, 2006; Bentley et al., 2008; Haak et al., 2008).

Futuros estudos visando a análise isotópica e *fingerprinting* de Sr podem ajudar, por exemplo, a elucidar a dispersão dos primeiros indígenas na Amazônia e no território brasileiro.

O elemento Zn se destaca como o maior marcador dos horizontes antrópicos dentre os microelementos (Quadro 5). Os dois elementos, Zn e

Cu, são reconhecidamente bons indicadores da influência antrópica sobre o solo na pré-história (Woods, 2003). Entretanto o comportamento desses dois elementos ocorre de maneira diferente no solo. O Cu é mais móvel que o Zn e, conseqüentemente, seus valores em horizontes subjacentes excedem os horizontes antrópicos (Quadro 5). O Zn, menos móvel, apresenta seus valores mais expressivos apenas nos horizontes antrópicos, distinguindo-os nitidamente dos demais. Nos solos aluviais, há naturalmente teores significativos de Cu e Zn, entretanto, nos horizontes antrópicos, esses valores se elevam sensivelmente (Quadro 5). Isso mostra o potencial do elemento zinco (Zn) como indicador de atividade humana pretérita, como já verificado anteriormente (Kern & Kämpf, 1989; Lima, 2001; Corrêa, 2007; Souza, 2009). Dentre outros fatores, a baixa mobilidade de Zn no solo com boa estabilidade em associação com colóides orgânicos, abundantes em horizontes antrópicos, contribui para isso.

Quadro 5. Teores totais de elementos-traço nos solos estudados

Prof. (cm)	Horizonte (SBCS)	As	Ba	Cd	Co	Cr	Cu	Mo	Ni	Pb	Sc	Sr	V	Zn	Zr
		----- mg kg ⁻¹ -----													
Arqueo-antrossolo Tapto-hórtico flúvico, franco, eutrófico, mésico															
0-15	Ap	6,8	75,2	0,0	15,6	33,5	18,1	1,2	21,3	<1	4,2	35,2	75,2	65,4	2,3
15-100	C	6,3	88,3	0,0	12,3	29,1	16,2	1,1	22,1	<1	4,1	34,5	76,3	71,8	2,1
100-170	2Aub	6,5	201,3	0,0	14,6	30,2	35,3	1,3	20,4	<1	3,2	85,6	65,2	218,9	2,5
170-200	2C	6,6	112,1	0,0	16,2	31,4	22,7	0,9	18,1	<1	4,0	50,2	85,1	121,7	3,4
Arqueo-antrossolo Tapto-hórtico flúvico, franco, eutrófico, mésico															
0-5	Ap	6,4	66,8	0,0	16,4	32,5	17,5	1,1	20,1	<1	5,1	36,1	70,1	65,5	2,4
5-75	AC	5,7	81,2	0,0	13,5	33,2	15,6	0,8	22,4	<1	5,3	34,2	76,2	52,1	2,1
75-95	2Aub	6,1	180,2	0,0	15,4	33,4	28,4	1,2	19,2	<1	4,5	86,4	68,4	211,2	2,3
95-110	2AC	8,1	100,2	0,0	15,2	35,2	22,1	0,6	20,6	<1	5,2	55,2	72,1	96,4	3,2
110-130	3Aub	6,2	205,3	0,0	14,8	30,4	35,2	0,9	21,4	<1	6,3	91,2	65,2	178,8	4,1
130-170	3C	6,0	146,5	0,0	15,1	32,5	21,4	1,2	21,2	<1	7,2	65,3	83,2	66,1	4,6
Arqueo-antrossolo Tapto-hórtico flúvico, franco, eutrófico, mésico															
0-17	Ap	5,1	65,2	0,0	16,8	29,1	16,5	1,1	19,2	<1	4,6	30,2	65,3	52,7	1,6
17-25	C	6,4	63,2	0,0	16,1	30,2	17,2	1,4	20,8	<1	4,2	29,1	76,2	45,6	2,3
25-47	2Aub	6,0	164,3	0,0	15,4	31,3	29,4	1,1	21,1	<1	4,3	75,2	62,1	165,4	2,1
47-110	2C	4,6	98,5	0,0	18,6	34,2	19,4	1,3	22,4	<1	5,1	41,3	85,1	83,6	3,2
Arqueo-antrossolo Tapto-hórtico-escalpico flúvico, franco-argilo-siltoso, eutrófico, mésico															
0-100	Ap	5,2	66,2	0,0	12,5	30,2	16,4	1,2	18,2	<1	3,2	30,2	75,6	88,8	2,1
100-150	2Aub	6,4	100,8	0,0	11,6	32,5	28,4	1,1	19,1	<1	4,5	45,2	63,0	152,8	2,0
150-200	C	6,5	78,3	0,0	12,4	31,7	21,2	0,8	18,5	<1	4,2	34,5	84,2	83,4	2,7
Arqueo-antrossolo Hórtico Tapto flúvico, franco, eutrófico, mésico															
0-5	Ap	6,6	75,4	0,0	15,8	33,6	18,4	1,3	21,2	<1	4,5	35,6	68,4	65,9	2,4
5-100	C	6,3	64,3	0,0	14,7	35,4	17,2	1,1	20,4	<1	4,6	36,4	78,6	45,9	2,1
100-156	2Aub	6,4	201,8	0,0	16,5	32,1	38,7	0,7	21,5	<1	5,2	79,2	66,2	145,9	2,5
156-164	2C	6,8	184,2	0,0	16,2	33,8	25,4	0,6	22,6	<1	6,2	54,3	66,1	165,4	3,6
164-200	3Aub	6,3	302,6	0,0	15,4	34,8	49,6	1,4	22,1	<1	6,1	86,1	56,3	207,8	3,1
200-300	3C	6,2	114,7	0,0	16,8	36,4	27,2	1,2	18,6	<1	6,0	42,1	78,4	83,6	3,2

Quadro 5. Continuação

Prof. (cm)	Horizonte (SBCS)	As	Ba	Cd	Co	Cr	Cu	Mo	Ni	Pb	Sc	Sr	V	Zn	Zr
		----- mg kg ⁻¹ -----													
Arqueo-antrossolo Hórtico Taptó flúvico eutrófico méxico franco-argilo-siltoso															
0-10	Ap	5,2	63,4	0,0	15,9	29,1	18,6	1,1	20,3	<1	4,5	29,3	71,3	53,0	1,5
10-50	C	6,3	62,6	0,0	16,5	30,2	17,2	1,4	22,8	<1	4,2	29,8	74,4	46,1	2,4
50-75	2Aub	6,0	159,3	0,0	15,7	31,3	29,4	1,1	22,1	<1	4,4	76,6	63,2	168,2	1,8
75-190	2C	4,7	98,7	0,0	19,1	34,2	21,8	1,3	22,4	<1	5,1	42,3	86,4	73,6	2,3
Arqueo-antrossolo Hórtico Ebânico, mesotrófico, franco-siltoso, léptico															
0-20	Au	6,1	121,1	0,0	8,2	22,1	28,1	1,8	15,1	<1	3,2	41,2	84,2	85,9	2,1
20-30	ACu	6,3	120,3	0,0	7,7	18,3	30,5	1,2	13,2	<1	5,1	39,5	89,5	115,9	2,3
30-60	C	6,0	87,2	0,0	8,3	15,1	31,2	1,6	14,5	<1	5,4	31,2	102,1	165,4	2,0
Arqueo-antrossolo Hórtico Taptó flúvico eutrófico méxico franco-argilo-siltoso															
0-15	Au	5,8	246,2	0,0	7,8	21,3	29,5	1,4	15,1	<1	5,2	36,5	85,6	147,7	2,0
15-33	C1	4,6	160,2	0,0	8,4	19,5	30,2	1,2	14,2	<1	4,6	45,2	105,1	89,7	2,1
33-60	C2	6,4	142,5	0,0	8,6	17,6	25,1	1,3	14,6	<1	5,1	41,2	111,4	98,5	2,4
60-90	2Aub	5,8	209,5	0,0	9,1	12,5	32,4	1,1	13,2	<1	5,3	42,3	65,2	143,0	2,0
90-100	3C	6,2	112,1	0,0	8,5	10,2	21,3	0,8	12,1	<1	5,4	40,1	84,2	73,9	2,8
Arqueo-antrossolo Hórtico ebânico eutrófico méxico franco-argiloso															
0-20	Au	5,0	213,5	0,0	9,3	32,1	38,1	0,8	15,4	<1	4,6	42,5	85,3	146,3	4,1
20-50	2AB	5,6	184,7	0,0	8,6	33,4	35,3	0,5	14,2	<1	4,4	40,8	95,6	142,9	5,2
50-80	Bt	4,8	84,2	0,0	8,5	47,2	21,4	0,6	14,6	<1	4,2	31,2	114,5	119,4	8,4
Arqueo-antrossolo Hórtico Cúltico ebânico flúvico franco-argilo-siltoso															
0-8	Au	5,3	315,2	0,0	15,4	33,4	72,2	0,9	26,2	<1	5,3	105,3	52,2	167,7	3,1
8-20	A2u	5,2	202,5	0,0	12,2	35,6	47,2	1,1	24,3	<1	5,4	84,5	58,7	260,3	3,2
20-60	ABiu	5,6	200,5	0,0	15,1	31,5	41,5	0,8	21,0	<1	5,6	83,6	65,6	166,6	3,0
60-90	Bi	5,1	198,4	0,0	16,1	35,2	32,1	0,9	24,5	<1	5,6	75,4	75,4	177,2	3,3
Arqueo-antrossolo Hórtico flúvico, franco-argiloso, distrófico, méxico															
0-30	Au	4,8	157,2	0,0	9,2	35,2	26,5	1,3	18,2	<1	5,1	35,2	85,6	153,8	4,5
30-42	ABu	5,6	160,5	0,0	8,7	30,1	15,2	1,1	19,1	<1	5,0	34,6	86,4	106,4	5,2
42-57	BA	5,4	132,8	0,0	8,9	30,6	16,2	1,2	17,4	<1	5,3	26,5	98,7	86,1	5,3
57-85	Bt	5,2	102,7	0,0	9,3	31,2	11,4	1,4	19,5	<1	5,0	25,4	116,2	85,7	8,8

Quadro 5. Continuação

Prof. (cm)	Horizonte (SBCS)	As	Ba	Cd	Co	Cr	Cu	Mo	Ni	Pb	Sc	Sr	V	Zn	Zr
		----- mg kg ⁻¹ -----													
Arqueo-antrossolo Hórtico flúvico, franco-argilo-siltoso, eutrófico, méxico															
0-10	Au	5,8	114,5	0,0	8,4	32,1	16,2	1,5	15,2	<1	5,2	28,6	113,2	85,1	5,6
10-35	AB	6,2	102,4	0,0	7,5	30,0	11,3	1,4	16,4	<1	5,4	21,2	115,4	80,2	5,4
35-70	BA	5,4	89,6	0,0	7,6	31,3	10,2	1,1	17,5	<1	4,8	19,4	134,5	76,3	5,1
70-140	Bt	6,0	88,1	0,0	7,1	33,0	9,6	1,5	15,5	<1	4,9	17,5	145,6	60,2	7,4
Arqueo-antrossolo Ágrico arenoso distrófico méxico															
0-15	Au	6,1	112,3	0,0	7,8	31,2	15,2	1,2	25,6	<1	5,0	29,1	75,1	73,6	4,7
15-25	ABu	6,2	125,4	0,0	7,0	32,0	13,6	1,1	24,2	<1	4,7	27,2	84,2	55,3	5,3
25-35	BAu	6,4	84,5	0,0	7,2	34,1	11,4	1,3	24,1	<1	4,6	19,2	86,4	36,2	6,3
35-80	Bt	6,0	85,2	0,0	7,5	31,5	11,5	1,1	23,2	<1	5,2	15,4	116,2	32,5	8,7
Arqueo-antrossolo Hórtico Tapto flúvico, franco-argiloso, eutrófico, méxico															
0-30	Ap	5,4	125,1	0,0	15,7	33,2	21,5	1,2	26,1	<1	5,1	45,7	65,3	73,4	2,0
30-50	C	5,2	118,2	0,0	15,3	35,6	23,5	1,1	27,3	<1	5,4	34,2	75,6	65,1	2,3
50-77	2Au	5,2	252,4	0,0	15,2	31,4	41,2	1,3	26,2	<1	5,7	65,2	59,1	92,1	2,2
77-170	2C	5,1	103,4	0,0	13,1	30,8	25,4	1,1	25,3	<1	6,2	47,2	82,6	61,2	3,1
Arqueo-antrossolo Hórtico Tapto flúvico, franco-argiloso, eutrófico, méxico															
0-20	A	4,8	148,1	0,0	16,2	32,7	32,6	1,8	26,3	<1	5,2	46,2	54,5	113,2	2,4
20-38	C	4,7	110,8	0,0	15,8	32,5	25,4	1,1	25,1	<1	5,7	36,4	76,2	109,5	2,1
38-53	2Aub	4,5	348,4	0,0	15,6	33,1	50,5	1,5	24,2	<1	5,8	75,8	48,1	409,9	2,2
53-150	C	4,6	133,2	0,0	16,3	34,5	26,2	1,1	24,4	<1	5,1	55,4	81,4	64,5	3,1
Arqueo-antrossolo Hórtico eutrófico méxico argiloso															
0-15	Au	4,6	195,3	0,0	10,2	35,6	27,2	0,8	18,9	<1	3,2	30,2	86,5	75,6	4,1
15-25	A2u	4,8	192,1	0,0	9,8	38,4	25,6	0,7	19,4	<1	3,4	32,3	87,4	84,5	5,2
25-40	ABu	3,9	190,2	0,0	10,1	33,6	26,4	0,9	18,5	<1	3,8	29,5	97,3	131,4	5,6
40-70	BA	4,8	156,8	0,0	10,3	34,2	21,2	0,7	17,6	<1	3,4	27,2	115,7	112,5	7,8
70-110	Bt	5,1	142,6	0,0	10,1	31,3	17,5	0,5	18,4	<1	3,5	22,3	154,2	84,3	8,7
Arqueo-antrossolo Hórtico flúvico, franco-argiloso, eutrófico															
0-30	A	5,2	88,3	0,0	13,2	30,2	17,2	1,0	23,1	<1	4,5	25,6	69,3	70,0	3,1
30-70	A2u	6,1	124,7	0,0	12,1	31,8	25,2	0,9	22,4	<1	4,2	32,4	65,4	76,8	3,0
70-120	A3u	6,4	198,6	0,0	13,5	30,7	28,6	1,7	22,5	<1	4,3	48,9	58,6	106,9	3,7

4.6. Formas e conteúdos de fósforo em terra preta de índio da várzea do

É sobejamente sabido que os solos antrópicos em geral e as Terras Pretas de Índio da Amazônia, em particular, são quimicamente ricos em matéria orgânica (MOS) e alguns elementos químicos como, Ca, Mg e principalmente P. Os compostos de fósforo, sob a forma de fosfatos diversos, mostram-se como os compostos mais estáveis quimicamente em uma grande variedade de solos (Woods, 1977; Ottaway 1984).

Lehmann et al., (2001) atribui à carência de P disponível nos solos da Amazônia como o principal entrave para os cultivos agrícolas. Provavelmente em função disso, os altos conteúdos de P nas TPI, consistem na principal razão do elevado potencial produtivo desses solos antrópicos (Lehmann, 2004), hoje em dia.

Partindo da premissa que a fonte de fósforo nos solos de TPI seja apatita biogênica a partir de fragmentos ósseos incorporados ao solo, a determinação das formas de fósforo no solo pode refletir o quão intemperizado se encontra o solo após as modificações impostas pela atividade antrópica, uma vez que a forma inicialmente incorporada, P-Ca, pode transformar-se posteriormente em formas secundárias, como P-Fe e P-Al principalmente.

Dessa maneira, alguns esquemas de fracionamento que distinguem as diferentes formas de P no solo, têm sido usados para estudar sítios arqueológicos, fornecendo informações mais confiáveis do que apenas a determinações dos teores totais e disponíveis deste elemento (Eidt, 1977; Woods, 1977; Lillios 1992; Wells, 200; Lima et al., 2002; Lehmann et al., 2004; Souza et al., 2009). O fracionamento das formas de fósforo reflete

detalhes das mudanças impostas pela atividade antrópica pretérita na época de ocupação dessas áreas e vislumbra as diferentes formas de ocupação dos sítios.

De maneira geral, os teores de P obtidos nas diferentes formas, revelam a magnitude da importância deste elemento nos solos estudados. Em geral, as TPI de várzea analisadas neste estudo apresentam maiores teores de P-Ca em comparação a outras formas (Quadro 6). O P-Ca foi, em média, 4 vezes maior que o P-Al e 11 vezes maior que o P-Fe, quando analisados todos os solos conjuntamente. Ressalte-se que mesmo nos horizontes não antrópicos a forma de fósforo predominante é P-Ca. Contudo, analisando as diferentes classes de solos estudados, verifica-se que nos Neossolos Flúvicos, correspondentes aos solos mais jovens e menos pedogenizados, o P-Ca é mais de sete vezes maior que o P-Fe e quase 16 vezes maior que o P-Al. Portanto, observa-se, em média, menor predomínio de P-Al nestes solos.

Nos horizontes antrópicos dos Neossolos Flúvicos (excluindo-se o horizonte antrópico do perfil II do sítio Lauro Sodré) o P-Ca é, em média, 5 vezes maior que P-Fe e mais de 13 vezes maior que o P-Al. O perfil II do sítio Lauro Sodré é uma exceção pois o horizonte antrópico neste perfil é constituído basicamente de um horizonte ósseo, onde a elevada concentração de P-Ca é esperada. Este horizonte, com grandes fragmentos ósseos que lembram carapaças de quelônios, pode ser atribuído a antigo criatório e/ou a captura de um grande número destes animais pelos indígenas, que ficavam presos em currais como comida armazenada. O fato das placas ósseas estarem em meio ao horizonte antrópico escurecido e

com fragmentos de carvão, sugere o descarte de sobras alimentares com o uso do fogo.

Pode ser observado ainda que o P-Fe é a fração mais frequente em subsuperfície no perfil, evidenciado nos sítios São Sebastião do Careiro, São Francisco e Lauro Sodré. Provavelmente, após a solubilização de P-Ca das partes mais prontamente solúveis, presumindo ser esta a forma primária de P incorporada ao solo, o P em solução, principalmente as formas H_2PO_4^- e HPO_4^{2-} e PO_4^{3-} reagem com formas solúveis de Fe formando P-Fe ($\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Nos Gleissolos, (sítios Sumaúma e Mangueira) embora seja observado maior riqueza de P-Ca na superfície, observa-se que boa parte do fósforo sofreu eluviação no perfil, sendo encontrado na forma de P-Fe. No sítio Sumaúma, é evidente que houve mais de uma fase de ocupação da área, caracterizado pela existência de um horizonte antrópico superficial e outro em subsuperfície, atualmente soterrado. No horizonte antrópico superficial é observado o predomínio de P-Ca com teores muito próximos daqueles apresentados pela fração P-Fe. No entanto, a fração P-Ca é 2,4 vezes maior que o P-Al. Por outro lado, no horizonte antrópico soterrado o predomínio de P-Ca é muito maior, sendo aproximadamente 8 vezes maior que P-Fe e 10 vezes maior que P-Al. O fato ocorre em função de maior incorporação de resíduos (fragmentos ósseos) no horizonte enterrado. Contudo, no horizonte subsuperficial abaixo desse horizonte antrópico (soterrado), observa-se que a maior parte do fósforo está na forma de P-Fe, que é aproximadamente 4 vezes maior que P-Ca e 15 vezes maior que P-Al. No sítio Mangueira, o horizonte antrópico revela que uma considerável parte do fósforo migrou para os horizontes subsuperficiais. Dessa maneira,

observa-se no horizonte Au superficial, teores mais ricos de P-Ca seguidos dos teores de P-Fe, ambos muito superiores aos teores de P-Al (10 vezes). Por outro lado, em subsuperfície, tem-se o predomínio de P-Fe que é seis vezes maior que P-Al e 2,5 vezes maior que P-Ca. O predomínio de P-Fe aumenta ainda mais em profundidade, onde esta fração constitui a maior parte de fósforo neste perfil ($1.769,1 \text{ mg kg}^{-1}$), sendo mais de 8 vezes maior que P-Al e aproximadamente 2 vezes maior que P-Ca. Isto indica ambiente mais redutor, em que o lençol freático está mais próximo a superfície, tendendo a dissolução do fósforo em sua forma P-Ca, sofrendo eluviação e se ligando a formas pouco cristalinas de Fe.

Pode ser observado ainda que as frações P-Fe e P-Al aumentam em profundidade, conforme aumentam os teores de Al^{3+} (Quadro 4.2) e Fe de baixa cristalinidade (Quadro 4.8). A mobilidade do P pode ser favorecida pelo maior acúmulo de matéria orgânica no horizonte antrópico superficial. Dessa maneira, os ácidos orgânicos adsorvidos aos óxidos de Fe e Al podem bloquear os sítios de adsorção de P (Iyamureye & Dick, 1996). A mobilidade de P no perfil pode ser ainda atribuída ao excesso de fosfato depositado e incorporado em superfície, que supera as exigências das plantas e satura os sítios de adsorção disponíveis (Lima, 2001). Por outro lado, os valores observados para P remanescente sugerem a existência de estruturas (minerais, íons, radicais orgânicos) capazes de adsorverem fosfato, ainda em considerável quantidade.

Nos solos ácidos as condições de anaerobiose promovidas por eventos de alagamentos podem atuar na solubilidade das formas de fósforo. Nos sítios alagados, de maneira geral os baixos valores de Eh (menores que 300 mV) favorecem a redução dos fosfatos de ferro (Fe^{3+} para Fe^{2+})

diminuindo a energia de ligação. Dessa forma, ocorre a liberação do fósforo para a solução. Por outro lado, a drenagem do solo aumenta os teores de oxigênio do meio (Eh maior que 300 mV) propiciando a oxidação dos sítios anteriormente alagados e em condições de anaerobiose, os quais, a partir de então, atuam como um reservatório de fósforo, pela formação de vivianita. No entanto, se a redução do fosfato de ferro ocorrer sob condições alcalinas, a formação de fosfatos de cálcio será favorecida (Reddy et al., 2005). Já os complexos P-Al não são afetados pelas reações de óxido-redução promovidas pelas condições sazonais de anaerobiose (Sharpley, 1995), devido à alta estabilidade do Al a estas condições.

Nos Argissolos (Sítios Repartimento, Ena, Taracuí e Tauãna), há predomínio de P-Ca nos horizontes antrópicos e nos horizontes logo abaixo destes. Em média, o P-Ca é mais de 8 vezes maior que P-Al e mais de 3 vezes maior que P-Fe. Pode ser observado que nos sítios Repartimento, Taracuí e Tauãna, os maiores teores de P-Ca são observados em subsuperfície, logo abaixo do horizonte Au mais superficial. Embora os horizontes logo abaixo dos horizontes Au superficiais estejam ainda sob forte influência de atividades antrópicas pretéritas e atualmente sob influência do próprio horizonte Au superficial, esses dados vão de encontro aos resultados apresentados por Souza (2009) e Lima (2001), em que todos os perfis estudados por estes autores apresentaram as maiores concentrações de P-Ca no horizonte superficial, onde inicialmente os fragmentos ósseos foram depositados. Provavelmente os sítios estudados neste trabalho, por serem cultivados, receberam novos dejetos, principalmente material orgânico, com menor concentração de P-Ca.

No sítio Lauro Sodré II é facilmente perceptível que o processo de pedobioturbação, assim como proposto por Schaefer (2004), é bastante atuante, mesmo na paisagem de várzea. Neste sítio pode ser observado que o horizonte superficial apresenta características de um horizonte antrópico, inclusive altos teores de fósforo extraídos com diferentes extratores e também de fósforo total. Contudo, a presença de cutans, a riqueza de canais biológicos e a total ausência de material lítico e/ou cerâmico, em superfície ou incorporado nos primeiros centímetros, não deixam dúvidas de que a existência do rico horizonte formado na superfície tem como inexorável causa a existência do horizonte antrópico soterrado extremamente rico, principalmente em P e Ca, em que parte dessa riqueza química foi transferida para superfície pelo remonte biológico de partículas mais finas longo do tempo.

Ressalte-se que mesmo nos Neossolos Flúvicos com horizonte antrópico soterrado, uma considerável parte do P está em associação com ferro e alumínio, mesmo com pH próximos de 7, onde a atividade desses íons seria muito baixa ou nula (Lindsay, 2001). Um comportamento parecido pode ser observado em solos calcários, como observado por Samadi & Gilkes (1999). Estes autores observaram que, no caso de solos calcários, a presença de óxidos de Al e Fe também podem favorecer formas reativas de P-Al e P-Fe. Alguns trabalhos associam a capacidade de retenção de P em solos com valores de pH mais elevados, como solos calcários, com algumas propriedades, tais como teor de argila, teor de carbonato e teores de ferro cristalino e amorfo (Holford & Mattingly, 1975; Castro & Torrent, 1995). Não obstante, outros trabalhos têm demonstrado que o comportamento de P, em solos calcários, por exemplo, é controlado, em grande parte, por pequenas

quantidades de óxidos de ferro e alumínio presentes (Ryan et al., 1985; Solis & Torrent, 1989). As associações do P, principalmente com Ca, Fe, Al, Mn, Si, dependem primordialmente da concentração e reatividade destes elementos no solo. Os minerais mais estáveis formados entre Al-P, Fe-P e Ca-P são a variscita, strengita e a apatita, respectivamente (Sah & Mikkelsen, 1986a). Outros trabalhos demonstram ainda que os óxidos amorfos, extraíveis em oxalato, são os principais responsáveis pela sorção de fósforo em solos e sedimentos sujeitos a inundações (Shukla et al., 1971; Kuo & Lotse, 1974; Khalid et al., 1977; Kuo & Mikkelsen, 1979; Sah & Mikkelsen, 1986b).

O fósforo orgânico variou aproximadamente entre 3 e 35 % do P total e, em média, representa aproximadamente 16% do fósforo total nos horizontes antrópicos. Entre todas as amostras, os teores totais de P orgânico variaram entre 28,6 e 1.507,3 mg dm⁻³. Entre os horizontes antrópicos o P orgânico variou entre 98 e 1.324 mg dm⁻³. Ressalte-se que a contribuição percentual das formas orgânicas de P nos horizontes antrópicos é menor do que nos horizontes não antrópicos ou naqueles com menor influência das atividades antrópicas pretéritas (horizontes logo abaixo dos antrópicos). Contudo, os valores absolutos de P orgânico são maiores nos horizontes antrópicos, sobre tudo P-AF. Como os valores de P-total nos horizontes antrópicos são muito maiores, principalmente em função dos altos conteúdos de P-Ca e em menor magnitude das outras formas inorgânicas P-Fe e P-Al, a composição percentual de P orgânico termina sendo menor nos horizontes antrópicos do que nos horizontes não antrópicos. De certa forma, essas informações corroboram os trabalhos de Lima et al., (2002) e Souza et al., (2009) que concluíram que a principal fonte de P nestes solos são

fragmentos ósseos. Por outro lado, de certa maneira não corrobora as informações de Arroyo-Kallin et al., (2009) que sugerem que outras fontes de P, como fragmentos de cerâmica e principalmente material vegetal semi-carbonizado depositado na superfície do solo, devem ser levados em consideração como fontes de P e também de outros nutrientes na formação das TPI. Embora a apatita, que provavelmente atribuiu os altos valores de P nestes solos seja biogênica, este autor acredita que cinzas de material vegetal tenham uma contribuição substancial para os altos conteúdos de P nas TPI. No entanto, neste estudo, os fragmentos cerâmicos incorporados ao solo não apontam, necessariamente, um incremento de P ao solo, tendo a cerâmica como fonte de P. Não obstante, Lima et al., (2002) e Corrêa (2007) sugerem que o material utilizado no fabrico da cerâmica dos indígenas que “formaram” as TPI era retirado no ambiente de várzea e, portanto, não poderia apresentar maior riqueza de P em relação ao solo deste ambiente, salvo pelo material antiplástico adicionado, geralmente cariapé (casca de árvore queimada) ou cauxi (espículas silicosas de esponjas de água doce), que também não apresentam altos teores de P. Por outro lado, os fragmentos cerâmicos podem adsorver fosfatos. Principalmente aqueles fragmentos de urnas funerárias e utensílios de cozinha usados para o cozimento de alimentos que, ao longo do tempo foram adsorvendo fosfato ainda em uso. Freestone et al., (1985) estudou a adsorção de fosfato em fragmentos cerâmicos em antigos sítios de assentamentos humanos da Europa e observou teores variados de P_2O_5 e outros elementos, no núcleo e na superfície desses fragmentos. Posteriormente, Freestone & Middleton (1987) relataram altos teores de P em antigas cerâmicas. Costa et al., (2004) observou a formação de P-Al

(variscita) e P-Fe (strengita) em fragmentos cerâmicos e atribuiu a formação desses minerais à reação de aluminossilicatos e, provavelmente óxidos de ferro, da cerâmica com os elementos químicos colocados em solução na ocasião do cozimento de alimentos, principalmente peixes e raízes. Freestone et al., (1985), acredita que a alta capacidade dos fragmentos cerâmicos para manter o fosfato adsorvido é devido às fases amorfas de silicatos que são produzidos durante a queima. Estes se comportam como substratos quimicamente ativos em que o fosfato é adsorvido ou precipitado. De qualquer maneira, fica evidenciado que os fragmentos de cerâmica das TPI não devem ser considerados como fontes primárias de P.

Em relação ao material orgânico incorporado como fonte de P, Lehmann et al., (2004), observou maiores teores de P-orgânico (Po) estudando TPI de terra firme da região de Rio Preto da Eva quando comparado com os teores apresentados neste estudo. Esse autor sugeriu que os altos conteúdos de P-Ca nas TPI são originados a partir de hidroxiapatita, ou fosfatos de Ca similares, que seriam oriundos de fragmentos ósseos, principalmente da ictiofauna (espinhas de peixe). Dessa maneira, após o preparo do pescado ao fogo, os restos e sobras eram descartados sobre o solo, provavelmente no local onde estava o fogo. Ainda segundo Lehmann et al., (2004), os altos conteúdos de P derivados de resíduos de pescado são posteriormente transformados de P-Ca para P-orgânico pela atividade biológica e adição simultânea de material orgânico. Isto provavelmente ocorra com menor intensidade no ambiente e várzea, devido principalmente aos baixos conteúdos de MOS observados neste ambiente, sobretudo devido à dinâmica da várzea e a matriz estritamente mineral de seus solos. Não obstante, as condições pedológicas na várzea, como pH

próximo de 7, maiores teores de P e Ca em solução e em reservas minerais, proporcionam ambiente favorável à conservação da forma inicial de P depositada nestes solos (P-Ca). Contudo, é ainda possível que os teores das formas orgânicas de fósforo tenham sido subestimados neste trabalho, em função da metodologia aplicada, uma vez que esta não foi suficientemente adaptada para a extração sucessiva de altos conteúdos de material orgânico para determinação de P. Por outro lado, os teores de C extraídos, tanto pelo método Walkley-Black bem como pelo método Yeomans & Bremner, mostram teores de MOS mais baixos do que aqueles habitualmente observados nas TPI's de terra firme, o que influencia diretamente nos teores de P-orgânico. Não obstante, a baixa correlação obtida entre o P total e os teores totais de P orgânico (0,31**) (Quadro 8) reflete a baixa expressividade do compartimento orgânico de P nos perfis estudados. Ressalte-se ainda que considerável parte do compartimento de P orgânico pode estar complexada às substâncias húmicas do solo, com os cátions de Fe e Al servindo de ponte (Rheinheimer et al., 1999). No entanto, é importante ressaltar que a fração orgânica pode ser decisiva na manutenção do P disponível, visto a maior facilidade de dessorção do P quando associado a complexos organometálicos, em relação à quando está associado a partículas inorgânicas (Zhou et al., 1997).

Pode ser observado ainda que nos horizontes logo abaixo dos horizontes antrópicos, os valores para P-orgânico são similares aos valores observados nos horizontes antrópicos e muitas vezes superiores a estes (Quadro 6). Isto revela a ocorrência de eluviação das formas orgânicas de P no perfil, provavelmente influenciada pela subida e descida do nível das águas ao longo do ano, em que o perfil fica totalmente saturado e

posteriormente vai sendo constantemente drenado conforme a dinâmica da paisagem da várzea. Dessa maneira, parte da MOS mais rica em P pode sofrer eluição (aminoácidos, fosfolipídios, coenzimas, fosfoproteínas, etc.) enquanto a parte mais recalcitrante, com cadeias mais longas e fechadas se concentram no horizonte antrópico.

Quadro 6. – Teores de diferentes formas de fósforo nos solos estudados

Prof. (cm)	Hor. (SiBC)	NH ₄ Cl		NH ₄ F		NaOH			H ₂ SO ₄			P-Res.	P-Total
		P-in.	P-org.	P-Al	P-org.	P-Fe	P-AF	P-AH	P-Ca	P-org.			
----- mg kg ⁻¹ -----													
Sítio São Sebastião Careiro Neossolos Flúvico Ta eutrófico típico antrópico													
0-15	A1	5,2	11,6	13,9	114,5	62,7	38,8	48,0	468,5	0,6	48,0	811,8	
100-170	2Aub	6,6	15,1	85,2	115,6	337,6	202,5	65,9	1.086,4	1,0	1.675,7	3.591,6	
170-200	2C	6,5	18,3	19,1	188,9	76,5	25,0	42,1	416,7	0,1	151,0	944,2	
Sítio São Sebastião Careiro II Neossolos Flúvico Ta eutrófico típico antrópico													
0-5	Ap	6,1	15,3	13,9	95,5	61,3	63,9	54,8	402,1	0,5	68,2	781,6	
75-95	2Aub	11,9	18,0	139,8	77,5	387,4	304,4	55,6	2.091,1	1,0	2.708,7	5.795,4	
95-110	2AC	10,7	20,6	114,5	91,6	441,9	372,3	56,2	1.239,7	0,7	1.395,4	3.743,6	
110-130	3Aub	4,4	60,3	130,7	84,2	499,8	447,3	63,4	1.503,2	1,0	1.965,3	4.759,6	
130-170	3C	8,1	37,8	78,3	106,1	288,3	254,8	59,3	549,6	0,6	5,0	1.387,9	
Sítio São João Careiro Neossolos Flúvico Ta eutrófico típico antrópico													
0-17	Ap	6,6	13,5	11,8	48,0	58,7	36,6	51,2	375,5	0,5	49,6	652,0	
25-47	2Aub	14,8	28,2	65,0	117,1	196,5	185,5	58,5	712,9	1,0	308,3	1.687,8	
Sítio Cavalcante Neossolos Flúvico Ta eutrófico típico antrópico													
0-100	Ap	3,6	15,7	17,8	11,0	58,8	61,5	64,0	221,2	0,2	30,2	484	
100-150	A2u	3,7	25,4	138,8	78,7	678,2	519,5	57,6	265,2	0,4	1.512,3	3.279,8	
Sítio São Francisco Neossolos Flúvico Ta eutrófico típico antrópico													
0-5	Ap	3,7	16,6	16,1	126,7	122,4	97,4	384,3	474,9	0,4	61,1	1.303,6	
100-156	2Au	8,6	19,7	99,3	99,1	279,6	215,3	57,6	1.583,0	1,0	2.552,3	4.915,5	
156-164	ACu	10,5	28,0	235,6	68,7	426,8	457,4	56,6	3.604,7	0,8	3.290,1	8.179,2	
164-200	3Au	16,0	51,0	485,4	41,5	467,1	367,1	58,2	8.259,6	1,5	8.078,9	17.826,3	
200-300	3C	6,9	48,3	88,0	112,3	652,3	599,3	62,7	903,2	0,7	1.757,8	4.231,5	
Sítio Mangueira Gleissolo Háptico Ta eutrófico antrópico													
0-20	Au	2,6	11,2	27,6	108,9	221,1	205,7	102,9	257,4	1,0	441,5	1.379,9	
20-30	ACu	2,3	24,1	133,8	90,0	860,2	682,9	78,9	337,8	0,4	465,3	2.675,7	
30-60	C	2,0	16,7	211,6	121,5	1.769,1	1.168,0	136,4	980,2	0,2	2.233,7	6.639,4	

Quadro 6. Continuação

Prof. (cm)	Hor. (SiBC)	NH ₄ Cl		NH ₄ F		NaOH			H ₂ SO ₄		P-Res.	P-Total
		P-in.	P-org.	P-Al	P-org.	P-Fe	P-AF	P-AH	P-Ca	P-org.		
----- mg kg ⁻¹ -----												
Sítio Sumaúma Gleissolo Háptico Ta eutrófico antrópico												
0-15	Au	2,2	14,0	344,4	51,1	645,4	609,1	114,5	827,5	1,0	10,6	2.619,8
15-33	CA	2,3	5,8	201,9	88,6	463,7	216,8	62,1	445,0	0,5	3.325,1	4.811,5
60-90	2Au	4,0	13,2	282,3	76,4	358,4	1.148,8	84,6	4314,5	1,0	112,2	6.395,4
90-100	2C	3,0	11,0	87,6	737,3	1.389,8	593,1	66,4	354,2	0,5	113,0	3.355,7
Sítio Repartimento Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico antrópico												
0-20	Au	34,1	12,4	246,0	52,3	336,4	595,2	104,9	3.362,3	1,0	4.074,6	8.819,2
20-50	ABu	25,8	8,0	579,2	31,5	858,1	783,6	70,5	7.158,8	1,3	6.017,7	15.534,5
50-80	Bt	8,6	8,5	212,7	65,8	820,6	939,7	65,1	1.520,2	0,8	3.325,3	6.967,3
Sítio São Lazaro Cambissolo Flúvico Ta eutrófico antrópico												
0-8	Au	36,5	43,4	340,8	65,7	414,4	310,0	94,6	4.877,9	1,0	8.546,2	14.730,5
8-20	A2u	26,7	25,4	363,0	17,4	369,8	184,3	66,3	6.149,7	1,2	9.062,6	16.266,4
60-90	Bi	18,4	22,4	494,7	10,3	456,9	215,7	61,3	4.520,7	0,8	6.557,6	12.358,8
Sítio Ena I Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico antrópico												
0-30	Au	3,8	18,0	282,5	29,0	560,4	333,7	116,7	2.136,5	1,2	953,7	4.435,5
30-42	ABu	5,8	25,8	264,9	20,5	518,7	252,8	72,5	1.301,2	1,0	2.140,3	4.603,5
57-85	Bt	2,7	25,7	162,1	62,1	270,7	138,2	48,6	255,2	0,1	3.46,5	1.311,9
Sítio Ena II Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico antrópico												
0-10	Au	0,1	3,1	60,4	10,2	92,4	54,5	30,2	54,5	0,0	41,3	346,7
10-35	ABu	0,1	4,3	40,5	6,3	65,3	60,3	14,4	22,4	0,0	168,7	382,3
70-140	Bt	0,1	2,0	10,6	4,6	48,2	12,7	9,3	8,1	0,0	115,4	211
Sítio Taracua Argissolo Vermelho-Amarelo Ta distrófico antrópico												
0-15	Au	1,0	8,3	88,5	81,2	324,3	187,3	83,0	233,5	0,8	511,8	1.519,7
15-25	ABu	1,0	10,9	109,2	75,7	702,7	389,0	73,0	333,0	0,7	360,6	2.055,8
Sítio Lauro Sodré Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico												
0-30	Ap	2,7	11,6	2,7	124,2	109,9	47,8	87,4	446,5	0,4	442,7	1.275,9
50-77	2Aub	5,8	26,3	118,6	97,8	425,2	248,3	75,8	1.282,6	1,0	1.458,3	3.739,7

Quadro 6. Continuação

Prof. (cm)	Hor. (SiBC)	NH ₄ Cl		NH ₄ F		NaOH			H ₂ SO ₄		P-Res.	P-Total
		P-in.	P-org.	P-Al	P-org.	P-Fe	P-AF	P-AH	P-Ca	P-org.		
----- mg kg ⁻¹ -----												
Sítio Lauro Sodré II Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico antrópico												
0-20	A	3,0	102,3	92,2	115,7	469,2	332,7	110,9	1.225,7	3,2	1.384,8	3.839,7
20-38	C	1,1	9,1	46,1	88,2	283,1	103,3	65,2	647,6	1,0	507,2	1.751,9
38-53	2Aub	15,4	116,2	706,1	51,2	573,3	669,6	63,0	19.346,9	4,6	11.366,4	32.912,7
53-150	C	1,9	17,4	66,1	87,0	178,2	140,0	49,9	975,5	1,2	746,6	2.263,8
Sítio Tauãna Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico antrópico												
0-15	Au	11,5	23,0	159,0	66,6	842,5	881,3	107,6	1.695,1	1,0	2.651,7	6.439,3
15-25	A2u	12,2	47,8	335,4	45,1	1.315,8	1.307,3	89,9	2.294,0	1,2	2.534,5	7.983,2
25-40	ABu	1,0	11,7	235,6	50,5	883,9	1.369,7	71,0	1.009,9	0,8	853,6	4.487,5
Sítio Aranaí Neossolo Flúvico Ta eutrófico antrópico												
0-30	Ap	2,4	13,9	254,4	40,6	330,8	291,1	99,8	453,8	1,0	1.100,0	2.587,8
30-70	A2u	4,2	25,3	434,6	14,9	493,8	734,2	82,7	2.538,4	1,3	3.317,8	7.647,2
70-120	A3u	5,4	21,2	374,9	66,8	689,1	667,3	99,1	4.250,8	2,0	4.318,5	10.495,1

4.6.1. Conteúdo de fósforo disponível extraídos com diferentes extratores

Os valores de P extraível com Mehlich-1 nos solos estudados podem ser considerados como os valores mais altos já encontrados para Terra Preta de Índio. Lima, (2001) estudou TPI's do ambiente de terra firme na Amazônia obteve valores que variaram de 136 a 3.921 mg dm⁻³ de P. Já Corrêa (2007), que estudou horizontes antrópicos desenvolvidos sobre Sambaquis na região dos Lagos no Rio de Janeiro, encontrou valores de P que comumente excederam 3.000 mg dm⁻³, e atingiram cerca de 7.500 mg dm⁻³. O valor mais alto extraído com Mehlich-1 foi observado no perfil II do sítio Lauro Sodré, alcançando o valor de 7.905 mg dm⁻³, superando os valores encontrados por Lima, (2001) e Corrêa, (2007) (Quadro 7). No entanto, o extrator Mehlich-1 não é o mais recomendado para estes solos. Isto porque valores subestimados de P-Mehlich têm sido verificado com frequência em solos com valores de pH elevados, em virtude do consumo do extrator. Nestas condições o pH inicial de aproximadamente 1,2 do Mehlich-1 é rapidamente elevado para valores mais altos. Não obstante, o SO₄²⁻ do extrator, que atua por troca com o fosfato adsorvido, é também, rapidamente adsorvido pelo solo em sítios ainda não ocupados pelo P (Novais & Smyth, 1999). Por outro lado, nota-se que, apesar de subestimados em relação aos valores extraídos com ácido cítrico, os valores obtidos com extrator Mehlich-1 são importantes para efeito de comparação com os demais estudos já realizados, que em sua maioria utilizaram a solução Mehlich-1 para extração de P. Inclusive a Legenda de Classificação de Arqueo-Antrossolos proposta por Kämpf et al., (2003), se baseia em valores de P-Mehlich no diagnóstico

do horizonte antrópico. Todavia, é importante ressaltar que este extrator (Mehlich-1) pode superestimar os valores de P disponível para as plantas em solos de TPI.

Com o intuito de verificar os conteúdos de P extraíveis com diferentes extratores, realizou-se a extração deste elemento com outros diferentes extratores, além do Mehlich-1. Dessa maneira, efetuou-se também a extração de P com ácido cítrico 1%, resina de troca aniônica e uma extração alcalina com extrator Olsen (Bicarbonato de sódio). O extrator ácido cítrico apresentou os maiores valores e sempre superiores aos valores de Mehlich-1. Em média os valores extraídos com ácido cítrico 1% foram mais de 2,6 vezes maiores que os valores extraídos com Mehlich-1, contudo apresentando grande variação. O fato de o extrator ácido cítrico extrair teores mais elevados de P pode ser atribuído ao consumo do extrator (Mehlich-1), como comentado anteriormente. O uso deste extrator (ácido cítrico) foi proposto por Dyer, (1984), e é adotado pelo sistema de classificação de solos norte americano (*Soil Taxonomy*), como critério de distinção entre o *Mollic epipedon* e o *Anthropic epipedon*, sendo que o segundo deve apresentar valores de P_2O_5 superiores a 1.500 mg dm^{-3} . Tomando por base este critério, nota-se que a grande maioria dos horizontes estudados atende a este requisito. Apenas nos sítios Taracuí e Ena II, os horizontes antrópicos apresentaram valores de P_2O_5 abaixo de 1.500 mg dm^{-3} . No entanto, os perfis destes sítios apresentam grande variedade de material cerâmico e coloração escura, não deixando dúvidas a respeito da atividade antrópica como inquestionável causa da gênese desses horizontes. Ressalte-se assim, a importância de considerar outras características complementares na determinação de solos antrópicos, além

de 1.500 mg dm^{-3} de P_2O_5 extraído com ácido cítrico 1%, como também proposto por Holliday & Gartner (2007).

Assim como ocorreu com os valores de P total, O sítio Lauro Sodré apresentou os maiores valores de P extraídos com ácido cítrico, Mehlich-1, resina e Olsen, respectivamente, dentre todas as amostras analisadas (Quadro 7). No horizonte antrópico deste perfil, a resina extraiu maior quantidade de P em relação ao extrator Olsen (Quadro 7). Provavelmente o pH do extrator Olsen de 8,5 não é capaz de desestabilizar a apatita e colocar P em solução.

De maneira geral, os valores de P foram maiores quando extraídos por ácido cítrico, seguido de Mehlich-1, Olsen e resina para as demais amostras (Quadro 7). Em média, os valores extraídos com ácido cítrico foram aproximadamente 2,6 vezes maiores que os valores extraídos com Mehlich-1, com grande variação (Quadro 7). Contudo, a correlação dos valores extraídos com o extrator ácido cítrico 1% com os valores extraídos com Mehlich-1 é altamente significativa ($R^2=0,88$ $\alpha=0,05$). Estudos mais abrangentes poderão determinar um valor característico, extraído com o extrator Mehlich-1, equivalente aos valores extraídos com ácido cítrico 1% para as TPI's amazônicas

Já o extrator Mehlich-1 extraiu teores de P da ordem de 18 vezes mais que os teores extraídos com resina, que extraiu teores de P próximos dos valores extraídos com extrator Olsen, mas que em geral foram menores.

Os sítios Taracuí e Ena II apresentaram os menores teores de P para todos os extratores utilizados (Quadro 7). Provavelmente isto se deve a menor densidade habitacional na ocasião da formação das TPI's nessas áreas e menor incorporação de resíduos. Não obstante, as manchas de TPI

apresentam considerável variabilidade do ponto de vista pedológico, sobretudo na fertilidade.

Quadro 7. Fósforo remanescente e resultado de diferentes extratores de P, Mehlich-1, Olsen, Resina de troca aniônica e ácido cítrico 1% dos solos estudados

Prof. (cm)	Hor. (SBCS)	P-rem ⁽¹⁾	P- Mehlich	P-Resina	P-Ác. C ⁽²⁾ . (P ₂ O ₅)	P-Olsen
----- mg kg ⁻¹ -----						
Sítio São Sebastião Careiro Neossolo Flúvico Ta eutrófico antrópico						
0-15	Ap	45,3	118,3	8,2	644,4	73,9
100-170	2Aub	40,9	663,6	25,2	3.379,6	123,3
170-200	2C	54,4	194,8	11,1	898,8	64,7
Sítio Sebastião Careiro II Neossolo Flúvico Ta eutrófico antrópico						
0-5	Ap	34,5	64,1	9,8	626,3	42,2
75-95	2Aub	40,7	1.651,1	15,6	6.976,5	131,8
95-110	2AC	42,9	806,8	236,7	4.401,4	154,2
110-130	3Aub	42,4	1.149,6	203,2	5.983,4	163,8
130-170	3C	49,0	900,2	32,3	2.023,0	124,4
Sítio São João Neossolo Flúvico Ta eutrófico antrópico						
0-17	Ap	36,3	112,1	6,1	568,4	101,0
25-47	2Aub	37,2	601,0	13,9	2.342,4	97,5
Sítio Cavalcante Neossolo Flúvico Ta eutrófico antrópico						
0-100	Ap	30,1	9,2	1,2	60,2	35,3
100-150	2Au	38,9	388,7	96,8	3.603,5	155,4
Sítio São Francisco Neossolo Flúvico Ta eutrófico antrópico						
0-5	Ap	38,1	147,8	9,6	873,9	62,3
100-156	2Aub	43,7	1.348,4	15,6	5.045,9	126,4
156-164	AC	44,9	1.785,7	236,7	12.539,1	178,4
164-200	3Aub	42,2	3.691,3	203,2	21.617,4	325,4
200-300	3C	46,8	751,3	32,3	5.026,8	146,2
Sítio Mangueira Gleissolo Háplico Ta eutrófico antrópico						
0-20	Au	22,3	53,9	7,3	544,3	123,6
20-30	AC	15	235,5	59,0	2.443,3	194,9
30-60	C	16,6	547,2	180,2	7.024,1	270,2
Sítio Sumaúma Gleissolo Háplico Ta eutrófico antrópico						
0-15	Au	32,9	500	181,2	4.626,2	151,1
15-33	CA	25,9	1.242,4	60,4	2.019,4	201,3
60-90	2Aub	49,3	2.215,3	238,2	12.212,3	244,6
90-100	2C	45,3	289,3	47,3	1.890,9	201,9
Sítio Repartimento Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico antrópico						
0-20	Au	40,1	1.432,9	90,4	13.280,0	157,9
20-50	AB	41,5	1.970,2	136,9	14.618,5	307,3
50-80	Bt	47,2	1.687,6	104,7	7.916,4	261,2
Sítio São Lázaro Cambissolo Flúvico Ta eutrófico antrópico						
0-8	Au	45,5	2.761,1	295,6	23.484,3	193,4
8-20	A2u	34,8	4.454,7	193,5	22.877,2	220,0
60-90	Bi	47,7	2.421,8	127,0	19.415,6	278,7
Sítio Ena I Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico antrópico						
0-30	Au	46,2	1.734,5	63,6	8.175,1	174,6
30-42	ABu	41,1	2.020,9	204,4	7.342,6	191,0
57-85	Bt	36,9	245,2	83,9	750,8	173,2
Sítio Ena II Argissolo Vermelho-Amarelo Ta eutrófico antrópico						
0-10	Au	26,4	11,5	2,0	112,03	2,4
10-35	AB	19,2	5,3	1,0	65,2	2,8
70-140	Bt	18,7	2,8	1,0	45,2	1,0

⁽¹⁾ Fósforo remanescente; ⁽²⁾ Fósforo extraído com ácido cítrico 1% valores transformados em P₂O₅ multiplicando-se o valor elementar por 2,29.

Quadro 7. Continuação

Prof.	Hor.	P-rem ⁽¹⁾	P- Mehlich	P-Resina	P-Ác. C ⁽²⁾ . (P ₂ O ₅)	P-Olsen
(cm)	----- mg kg ⁻¹ -----					
Sítio Taracuá Argissolo Vermelho-Amarelo Ta distrófico antrópico						
0-15	Au	29,6	117,6	14,2	1.012,5	156,6
15-25	AB	24,0	153,8	21,2	1.170,9	180,5
Sítio Lauro Sodré I Neossolo Flúvico Ta eutrófico antrópico						
0-30	Ap	41,0	111,0	4,9	583,2	53,0
50-77	2Aub	41,1	1.272,9	94,4	5.298,2	136,4
Sítio Lauro Sodré II Neossolo Flúvico Ta eutrófico antrópico						
0-20	A	37,0	751,3	27,4	4.815,8	142,5
20-38	C	35,5	302,3	11,8	1.559,6	102,6
38-53	2Aub	30,2	7.905,3	662,2	25.443,2	369,1
53-150	C	45,7	419,4	33,0	1.200,1	122,3
Sítio Tauãna Argissolo Vermelho-Amarelo Ta distrófico antrópico						
0-15	Au	37,5	1.678,4	34,2	4.874,2	144,9
15-25	A2u	32,2	2.336,3	112,1	8.256,0	191,7
25-40	ABu	37,3	1.602,2	68,4	4.706,6	194,5
Sítio Aranaí Neossolo Flúvico Ta eutrófico antrópico						
0-30	Ap	34,5	328,4	23,6	1.690,5	115,3
30-70	A2u	24,6	1.624,2	62,9	6.909,1	219,0
70-120	A3u	21,7	2.158,1	94,9	8.840,1	216,9

⁽¹⁾ Fósforo remanescente; ⁽²⁾ Fósforo extraído com ácido cítrico 1% valores transformados em P₂O₅ multiplicando-se o valor elementar por 2,29.

Observa-se correlação significativa da forma de P-Ca com os teores de P extraídos com Mehlich-1 e os compartimentos de P inorgânico (Pi) extraídos com NH₄Cl e H₂S₄ e P orgânico (Po) extraído com NH₄Cl e NH₄F (Quadro 8). Os altos valores de P extraídos por Mehlich-1 pode ser atribuído a solubilização da fração de P ligada a cálcio (Novais & Smith,1999). Por outro lado, a somatória dos teores considerados disponíveis pelo método utilizado no fracionamento das formas de P (Kelly et al., 1983), apresenta valores, na maioria das vezes, inferiores aqueles extraídos por Mehlich-1. Isto sugere que extrações ácidas para P em Terras Pretas de Índio com a maior parte da forma primária de P conservada (P-Ca), podem superestimar os valores de P prontamente disponível para as plantas pela solubilização da apatita. A resina de troca aniônica, apesar de ter apresentado os menores

valores de P, os teores de P extraídos por este extrator apresentaram correlação significativa com as formas disponíveis, assim como os demais extratores (Quadro 8). No entanto a grande discrepância entre os valores obtidos por esse extrator (resina) e todos os demais, demonstra que este extrator pode subestimar os valores disponíveis de P.

O teor de fósforo disponível pelo extrator Olsen apresenta correlação com o P disponível, P-Al e P-Fe. Ressalte-se que a fração P-Fe consiste na fração de maior solubilidade quando comparada com as demais frações.

Quadro 8. Correlações dos valores de P extraídos com Mehlich-1, Resina de troca aniônica, ácido cítrico e Olsen com as formas de fósforo P-NH₄Cl, disponível, P-Al, P-Fe, P-Ca dos solos estudados

Extratores	P- NH ₄ Cl	P- disponível ⁽²⁾	P-Al	P-Fe	P-Ca
Mehlich-1	0,62*	0,92*	0,83*	0,23 ^{ns}	0,91*
Resina	0,49*	0,84*	0,71*	0,23 ^{ns}	0,82*
Ácido cítrico⁽¹⁾	0,61*	0,83*	0,84*	0,23 ^{ns}	0,83*
Olsen	0,30**	0,70*	0,67*	0,64*	0,33**

ns – não significativo; * significativo a 1%; ** significativo a 5%; ⁽¹⁾ Efetuado com valores de P elementar; ⁽²⁾ somatório das frações inorgânicas extraídas com NH₄Cl e H₂SO₄ e orgânicas extraídas com NH₄Cl e NH₄F conforme Kelly et al., (1983).

4.7. Carbono orgânico e total, fracionamento das substâncias húmicas e suas relações

Os teores de carbono nos diferentes sítios de TPI estudados apresentaram ampla variação, com valores entre 0,20 e 4,56 dag kg⁻¹ para o COT do solo, 0,01 e 0,12 dag kg⁻¹ para o C da fração ácido fúlvico, 0,01 e 0,18 dag kg⁻¹ para o C da fração ácido húmico e 0,14 e 3,53 dag kg⁻¹ para o C da fração humina (Quadro 9). Para quase a totalidade dos sítios estudados os maiores valores de COT no solo e C nas substâncias húmicas (frações ácido fúlvico, ácido húmico e humina) foram encontrados nas camadas superiores, sendo que a fração humina foi maior em todos os sítios estudados, correspondendo de 44,8 a 96,7 % do COT do solo, indicando alto estágio de humificação. A humificação se dá quando a oxidação da matéria orgânica do solo é realizada por uma diversidade de microrganismos que retiram energia nesse processo promovendo a estabilidade química do C resultante e incorporando novos produtos da síntese microbiana (Canellas et al., 2008), ou seja, é um processo pelo qual o carbono dos resíduos orgânicos é convertido para substâncias húmicas por processos bioquímicos e abióticos (Shibu et al., 2006).

Cunha et al., (2009) estudando TPI's de áreas de terra firme localizadas na Bacia Amazônica encontrou valores do C da fração humina correspondentes a 43-49% do COT nos horizontes superficiais. Segundo Cunha (2005) os solos de TPI são ricos em matéria orgânica humificada, carbono pirogênico (carvão) que é recalcitrante e tem elevada reatividade, proporcionando um ambiente favorável para as reações de troca iônica, reações com colóides inorgânicos do solo, com moléculas orgânicas e de complexação com cátions metálicos. Os teores de C das frações ácido

húmico e ácido fúlvico foram baixos em todos os perfis estudados. A grande variabilidade na distribuição de carbono nas substâncias húmicas se deu provavelmente, devido à origem antrópica destes solos, em razão do depósito irregular de fragmentos de cerâmica, ossos, material carbonizado e pelas condições de alagamento temporário que as áreas de várzea são submetidas. A distribuição das substâncias húmicas em solos de TPI está relacionada ao manejo pretérito, favorecendo a interação matéria orgânica-metal-matriz mineral, mais a natureza da matéria orgânica, rica em carbono pirogênico (Anjos et al., 2008). Assim, houve predominância da fração húmica que é quimicamente mais estável em função da maior presença de grupamentos aromáticos e de anéis benzênicos, de maior grau de polimerização e menor suscetibilidade ao ataque microbiano (Madari et al., 2003).

Os solos de TPI dos perfis de Neossolo Flúvico localizados nos sítios de São Sebastião Careiro, de São João do Careiro da Várzea e de Aranaí apresentaram maiores valores de COT no solo e nas frações húmica e ácido húmico nas camadas mais profundas (Quadro 9). O maior teor de C na camada mais profunda do perfil do sítio São Sebastião do Careiro pode ser atribuído à presença de resíduos de urna funerária e soterramento do horizonte antrópico o que acarreta em altos valores de C. Nos sítios de Aranaí e São João do Careiro o horizonte de TPI também foi soterrado, ocasionando assim, maiores valores de COT no horizonte antrópico em subsuperfície.

Na maior parte dos horizontes analisados o valor do índice FAH/FAF (indicador de mobilidade do carbono no solo (Benites et al., 2003) foi maior que 1 indicando maior evolução da matéria orgânica do solo (MOS). A média

da relação FAH/FAF nos solos estudados foi de 3,43. No entanto, a TPI do sítio São João do Careiro apresentou os menores valores de índice FAH/FAF principalmente no horizonte superficial Ap (0,25) indicando evolução limitada da matéria orgânica, ocasionada por aportes de resíduos recentes advindos dos alagamentos temporários ocorridos nestas áreas de várzea. Já a TPI do sítio de Aranaí apresentou os maiores valores de FAH/FAF (8, 15 e 17) indicando maior evolução da MOS neste perfil. Os valores de EA/HUM variaram entre 0,02 a 0,23 dag kg⁻¹ (EA – Extrato alcalino, FAF+FAH).

Os solos estudados apresentaram altos valores do índice de SH/COT (grau de humificação) variando de 46 a 96 % (Quadro 9). O incremento na humificação da TPI pode ser devido aos altos teores de Ca presente no complexo de troca que favorecem as atividades dos anelídeos e térmitas, fornecendo matéria orgânica menos solúvel e com agregados mais estáveis (Lima et al., 2002). Contudo, a várzea não proporciona um ambiente muito favorável à atividade biológica, no período em que seus solos ficam submersos.

Apenas no sítio São Sebastião Careiro II observou-se valores inferiores a 60%, o que representa grau de humificação incipiente, em razão do hidromorfismo, ocasionado pelos alagamentos periódicos e constantes dos solos na área tornando o ambiente pobre em oxigênio, reduzindo a atividade biológica e assim, dificultando o processo de mineralização e humificação da MOS. Em condições constantes de alagamento, o metabolismo microbiano predominante no solo é o anaeróbico, com reflexos na dinâmica da matéria orgânica e no ciclo do carbono e de outros elementos (Silva et al., 2008). Desta maneira a alternância das condições de

oxi-redução dos solos de várzea (ciclos alternados de alagamento e drenagem do solo) pode levar a menores valores de C no solo. A disponibilidade limitada de oxigênio no processo de decomposição da MOS favorece a formação de compostos orgânicos solúveis em água, componentes que podem ser facilmente transferidos para a água de drenagem (Mafra et al., 2007).

Quadro 9. Teor de carbono orgânico total do solo, carbono nas frações das substâncias húmicas e suas relações, FAF, FAH e HUM são também expressos em percentagem (%) de COT dos solos estudados

Hor.	FAF	FAH	HUM	COT	FAF	FAH	HUM	SH/COT	AH/AF	EA/ HUM
	----- dag kg ⁻¹ -----				----- % -----					
Sítio São Sebastião Careiro II Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico										
Ap	0,04	0,01	0,22	0,45	8,89	2,22	48,89	60,00	0,25	0,23
2Aub	0,07	0,03	2,51	2,81	2,49	1,07	89,32	92,88	0,43	0,04
Sítio São Sebastião Careiro II Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico										
Ap	0,01	0,05	1,65	3,68	0,27	1,36	44,84	46,47	5,00	0,04
2Aub	0,01	0,03	0,7	1,4	0,71	2,14	50,00	52,86	3,00	0,06
3Aub	0,01	0,02	0,54	1,06	0,94	1,89	50,94	53,77	2,00	0,06
Sítio São João do Careiro Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico										
Ap	0,01	0,02	0,21	0,28	3,57	7,14	75,00	85,71	2,00	0,14
2Aub	0,01	0,03	0,41	0,62	1,61	4,84	66,13	72,58	3,00	0,10
Sítio Cavalcante Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico										
Ap	0,01	0,01	0,14	0,2	5,00	5,00	70,00	80,00	1,00	0,14
2Aub	0,01	0,02	0,29	0,3	3,33	6,67	96,67	106,67	2,00	0,10
Sítio São Francisco Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico										
Ap	0,01	0,02	1,15	1,71	0,58	1,17	67,25	69,01	2,00	0,03
2Aub	0,01	0,01	0,67	0,75	1,33	1,33	89,33	92,00	1,00	0,03
3Aub	0,01	0,04	0,86	1,22	0,82	3,28	70,49	74,59	4,00	0,06
Sítio Mangueira Gleissolo Háplico Ta distrófico antrópico										
Au	0,01	0,08	3,49	4,56	0,22	1,75	76,54	78,51	8,00	0,03
AC	0,01	0,02	0,58	0,74	1,35	2,70	78,38	82,43	2,00	0,05
Sítio Sumaúma Gleissolo Háplico Ta distrófico antrópico										
Au	0,11	0,05	2,99	3,95	2,78	1,27	75,70	79,75	0,45	0,05
2Aub	0,1	0,12	1,46	1,97	5,08	6,09	74,11	85,28	1,20	0,15
Sítio Repartimento Argissolo Vermelho Amarelo Ta eutrófico antrópico										
Au	0,01	0,07	3,53	4,2	0,24	1,67	84,05	85,95	7,00	0,02
2AB	0,01	0,05	1,28	1,54	0,65	3,25	83,12	87,01	5,00	0,05
Sítio São Lázaro Cambissolo Flúvico Ta eutrófico antrópico										
Au	0,01	0,04	1,67	2,11	0,47	1,90	79,15	81,52	4,00	0,03
A2u	0,01	0,03	1,4	1,98	0,51	1,52	70,71	72,73	3,00	0,03
ABiu	0,01	0,02	0,78	1,13	0,88	1,77	69,03	71,68	2,00	0,04
Sítio Ena Argissolo Amarelo distrófico Ta antrópico										
Au	0,01	0,08	3,49	4,21	0,24	1,90	82,90	85,04	8,00	0,03
ABu	0,01	0,04	1,39	1,85	0,54	2,16	75,14	77,84	4,00	0,04
Sítio Ena II Neossolo Flúvico Ta distrófico antrópico										
Au	0,01	0,03	1,48	1,87	0,53	1,60	79,14	81,28	3,00	0,03
AB	0,01	0,02	0,79	1,11	0,90	1,80	71,17	73,87	2,00	0,04
Sítio Taracúá Argissolo Vermelho Amarelo distrófico plíntico antrópico										
Au	0,01	0,05	1,22	1,58	0,63	3,16	77,22	81,01	5,00	0,05
ABu	0,01	0,03	1,1	1,44	0,69	2,08	76,39	79,17	3,00	0,04
Sítio Lauro Sodré Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico										
Ap	0,01	0,03	2,54	3,35	0,30	0,90	75,82	77,01	3,00	0,02
2Aub	0,05	0,06	0,52	0,73	6,85	8,22	71,23	86,30	1,20	0,21
Sítio Lauro Sodré II Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico										
A	0,11	0,16	1,48	2,8	3,93	5,71	52,86	62,50	1,45	0,18
2Aub	0,12	0,18	1,4	1,91	6,28	9,42	73,30	89,01	1,50	0,21
Sítio Tauãna Argissolo Vermelho Amarelo Ta eutrófico antrópico										
Au	0,01	0,05	1,66	1,99	0,50	2,51	83,42	86,43	5,00	0,04
A2u	0,01	0,03	1,37	1,77	0,56	1,69	77,40	79,66	3,00	0,03
AB	0,01	0,02	1,1	1,18	0,85	1,69	93,22	95,76	2,00	0,03
Sítio Aranaí Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico antrópico										
A	0,01	0,08	2,02	2,61	0,38	3,07	77,39	80,84	8,00	0,04
A2u	0,01	0,15	2,17	3,17	0,32	4,73	68,45	73,50	15,00	0,07
A3u	0,01	0,17	3,28	3,98	0,25	4,27	82,41	86,93	17,00	0,05

4.8. Ferro, Alumínio e Manganês extraídos pelo ditionito-citrato-bicarbonato de sódio e oxalato ácido de amônio

De maneira geral não se observou diferença nos teores de Fe, Al e Mn extraído tanto pelo ditionito-citrato-bicarbonato quanto pelo oxalato de amônio entre os horizontes antrópicos e os não antrópicos (Quadro 10). Corroborando essas informações, Lima (2001) também não observou diferença nos teores extraídos por ditionito-citrato-bicarbonato de sódio e oxalato ácido de amônio entre os perfis de Terra Preta de Índio e solos adjacentes no Amazonas.

Os teores de Mn ficaram abaixo do limite de detecção do método empregado para os dois extratores, o que deve ser interpretado como baixos teores de óxidos de Mn na composição do solo. Os teores de Al extraídos com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio são muito baixos, variando entre 0,57 e 0,06 dag kg⁻¹ e os teores extraídos com oxalato de amônio ficaram abaixo do valor de detecção do método o que indica teores negligentes de óxidos de Al amorfo compondo a matriz do solo.

Os teores de Fe extraídos pelo ditionito-citrato-bicarbonato variaram entre 1,08 e 4,93 dag kg⁻¹. Já os teores extraídos pelo oxalato de amônio variaram entre 0,27 e 1,48 dag kg⁻¹. De certa forma, estes valores mostram que significativa parte dos óxidos de ferro encontra-se na forma amorfa. Isto corrobora, até certo ponto, os altos valores de P residual encontrado no fracionamento das formas químicas deste elemento.

Os valores relativamente altos de Fe extraído pelo oxalato de amônio podem ser explicados pelo ambiente mal drenado em que os sítios se encontram além da alta precipitação pluvial. Observa-se que os sítios localizados sobre Neossolos Flúvicos dos diques aluviais e sobre os Gleissolos, São Sebastião do Careiro I e II, Cavalcante, São Francisco,

Lauro Sodré I e II e Sumaúma e Mangueira, respectivamente, apresentam os maiores valores para a relação Fe_o/Fe_d , o que está diretamente relacionado ao estado amorfo de boa parte dos óxidos de ferro nos materiais estudados, visto que quanto maior esta relação menor a cristalinidade dos óxidos.

Por outro lado, principalmente os sítios sobre Argissolos, localizados na parte mais elevada da paisagem, apresentaram menores valores para a relação Fe_o/Fe_d , o que vislumbra que os óxidos amorfos estão em menor proporção no solo. Não obstante, estes solos apresentaram também maiores teores de MOS, principalmente na forma de humina, como discutido anteriormente (Quadro). A natureza da matéria orgânica do solo pode ser outro fator a ser levado em consideração para justificar maior presença de óxidos de Fe na forma cristalina desses sítios, principalmente na forma de goethita. Isto se deve ao fato da humina, embora menos reativa, formar complexos mais estáveis com o ferro da solução do solo. Dessa maneira, em solos com maiores teores de humina, a formação de goethita pode ser favorecida conforme constatado por diversos autores como Shwertmann (1988), Shwertmann & Taylor (1989), Ker (1995) e Resende et al., (2002), também constatado por Vasconcelos (2010) em solos antrópicos. No entanto, a drenagem mais favorecida parece ser a causa mais provável para a formação de formas mais cristalinas de Fe em detrimento do fornecimento da MOS. Isto pode ser observado nos sítios Tauãna, Ena e Taracué, principalmente em subsuperfície, onde os valores de Fe extraídos com ditionito-citrato-bicarbonato são notadamente mais elevados do que os teores extraídos com oxalato de amônio e conseqüentemente com valores da relação Fe_o/Fe_d mais baixos, o que representa maior concentração das

formas cristalinas de Fe nos solos desses sítios. Contudo, nestes sítios observa-se um decréscimo da MOS do horizontes superficiais para a subsuperfície, ao mesmo tempo em que se observa menores valores para relação Fe_o/Fe_d , o que implica em formas mais cristalinas de Fe nestes horizontes.

Corroborando essas informações, o sítio Aranaí, apesar de apresentar altos valores de COT (Quadro 9) em sua maior parte na fração húmica, sua posição na paisagem não favorece a formação de formas mais cristalinas dos óxidos de Fe, provavelmente em função da drenagem mais deficiente. Dessa maneira, mesmo com um expressivo aumento de COT nos horizontes subsuperficiais, há um pequeno acréscimo da relação Fe_o/Fe_d o que vislumbra maior concentração de formas amorfas de Fe, mesmo com um aumento da MOS nestes horizontes.

Quadro 10. Teores de Fe, Al e Mn extraídos pelo ditionito-citrato-bicarbonato de sódio e oxalato ácido de amônio dos solos estudados

Prof.	Hor. (SBCS)	Fe _d	Fe _o	Fe _o /Fe _d	Al _d	Al _o	Mn _d	Mn _o
----- g kg ⁻¹ -----								
Sítio São Sebastião Careiro II								
0-5	Ap	1,38	0,98	0,71	0,07	<0,05	<0,05	<0,05
75-95	2Aub	1,67	0,84	0,50	0,23	<0,05	<0,05	<0,05
110-130	3Aub	1,83	0,83	0,45	0,20	<0,05	<0,05	<0,05
130-170	3C	1,99	0,58	0,29	0,19	<0,05	<0,05	<0,05
Sítio São João do Careiro								
0-17	Ap	1,42	0,56	0,39	0,08	<0,05	<0,05	<0,05
25-47	2Au	1,56	0,75	0,48	0,16	<0,05	<0,05	<0,05
Sítio Cavalcante								
0-5	Ap	1,69	0,93	0,55	0,06	<0,05	<0,05	<0,05
164-200	3Au	1,08	0,56	0,52	0,06	<0,05	<0,05	<0,05
200-300	3C	2,02	1,08	0,53	0,13	<0,05	<0,05	<0,05
Sítio Mangueira								
0-20	Au	1,79	0,98	0,55	0,10	<0,05	<0,05	<0,05
20-30	ACu	2,18	1,11	0,51	0,30	<0,05	<0,05	<0,05
30-60	C	1,76	1,29	0,73	0,40	<0,05	<0,05	<0,05
Sítio Sumaúma								
0-15	Au	1,80	0,82	0,46	0,09	<0,05	<0,05	<0,05
15-33	CA	2,28	0,40	0,18	0,12	<0,05	<0,05	<0,05
60-90	2Aub	1,55	0,72	0,46	0,11	<0,05	<0,05	<0,05
90-100	2C	1,52	0,71	0,47	0,31	<0,05	<0,05	<0,05
Sítio Repartimento								
0-20	Au	2,51	0,95	0,38	0,12	<0,05	<0,05	<0,05
20-50	ABu	2,89	0,81	0,28	0,20	<0,05	<0,05	<0,05
50-80	Bt	3,61	0,33	0,09	0,32	<0,05	<0,05	<0,05
Sítio São Lázaro								
0-8	Au	1,45	0,57	0,39	0,24	<0,05	<0,05	<0,05
60-90	Bi	1,61	0,61	0,38	0,27	<0,05	<0,05	<0,05
Sítio Ena								
0-30	Au	2,47	0,99	0,40	0,44	<0,05	<0,05	<0,05
30-42	ABu	2,96	0,84	0,28	0,53	<0,05	<0,05	<0,05
57-85	Bt	3,86	0,38	0,10	0,52	<0,05	<0,05	<0,05
Sítio Ena II								
0-10	Au	1,89	0,64	0,34	0,12	<0,05	<0,05	<0,05
10-35	AB	2,11	0,33	0,16	0,32	<0,05	<0,05	<0,05
70-140	Bt	2,45	0,27	0,11	0,45	<0,05	<0,05	<0,05
Sítio Taracúá								
0-15	Au	2,62	1,04	0,40	0,57	<0,05	<0,05	<0,05
40-80	Bt	3,16	0,29	0,09	0,53	<0,05	<0,05	<0,05
Sítio Lauro Sodré I								
0-30	Ap	2,10	1,22	0,58	0,09	<0,05	<0,05	<0,05
50-77	2Aub	1,95	1,16	0,59	0,11	<0,05	<0,05	<0,05
Sítio Lauro Sodré II								
0-20	A	2,16	1,30	0,60	0,14	<0,05	<0,05	<0,05
38-53	2Au	1,89	1,10	0,58	0,16	<0,05	<0,05	<0,05
53-150	C	2,92	1,52	0,52	0,12	<0,05	<0,05	<0,05
Sítio Tauãna								
0-15	Au	3,80	1,10	0,29	0,15	<0,05	<0,05	<0,05
15-25	A2u	4,16	1,05	0,25	0,16	<0,05	<0,05	<0,05
25-40	ABu	4,93	0,77	0,16	0,18	<0,05	<0,05	<0,05
Sítio Aranaí								
0-30	Ap	2,50	1,10	0,44	0,11	<0,05	<0,05	<0,05
30-70	A2u	2,35	1,01	0,43	0,13	<0,05	<0,05	<0,05
70-120	A3u	2,36	1,49	0,63	0,15	<0,05	<0,05	<0,05

_d Elemento extraído por ditionito-citrato-bicarbonato de sódio; _o Elemento extraído por oxalato ácido de amônio.

4.9. Características Mineralógicas dos solos estudados

A história quaternária das terras baixas da Amazônia é caracterizada pela deposição de sedimentos andinos, ascendência do conjunto de montanhas dos Andes e pela influência das mudanças do nível dos oceanos.

Nas terras baixas da parte mais ocidental da Amazônia brasileira, a formação da paisagem de várzea, corresponde aos diferentes níveis dos oceanos no Pleistoceno. Da mesma maneira, no Holoceno os diferentes níveis dos oceanos influenciaram diretamente na paisagem formando um patamar mais baixo na paisagem.

Dessa maneira, pode ser observada uma várzea pleistocênica mais alta, com eventuais inundações que ocorrem apenas nas grandes enchentes e uma várzea holocênica mais baixa, inundada periodicamente nos meses de enchente do sistema Solimões/Amazonas. Essa diferença de nível pode acarretar em diferenças pedológicas dessas áreas, com diferentes características mineralógicas.

Os minerais de argila são importantes para a avaliação do estágio de evolução dos sedimentos e evolução pedológica, intensidade do intemperismo e a origem dos sedimentos depositados.

Contudo, existem processos que podem mudar a assembléia mineralógica dos solos e sedimentos, como a erosão e deposição de sedimentos em suspensão, remobilização de sedimentos e entrada de tributários. Ressalte-se ainda que em termos de descarga de água e sedimentos o sistema Solimões/Amazonas é o maior rio do mundo. A maior parte dos sedimentos depositados na várzea do Amazonas é oriunda dos Andes, atravessando toda área das terras baixas da Amazônia, mudando de lugar dentro da bacia até chegar ao oceano.

Não obstante, atividades antrópicas pré-colombiana podem interferir nas características mineralógicas de alguns horizontes ou camadas de perfis pedológicos. As populações pré-colombianas que, ao contrário do que se acreditava antes habitaram intensamente as várzeas, depositaram dejetos, sobra alimentares e incorporaram ao solo material semi-carbonizado de fonte bastante diversificada (vegetal e animal), além da incorporação de restos culturais como cerâmicas e material de construção (madeira, palha, etc.), tudo isso aliado a prática relativamente comum de queima do material ou o descarte de material no fogo.

Ressalte-se ainda que os estudos dos solos de sítios arqueológicos na Amazônia brasileira deram maior destaque aos atributos relacionados à química desses solos, sendo menos freqüentes aqueles relacionados à mineralogia. Estudos da composição mineralógica das TPI foram realizados por Lima (2001), Lima et al., (2002), (Lehmann et al., 2006), Sérgio et al., (2006), Silva (2008).

Os perfis escolhidos para o estudo mineralógico podem ser separados em grupos de maior similaridade mineralógica e que estão situados praticamente no mesmo pedoambiente. Dessa maneira, podem-se destacar os Neossolos Flúvicos dos diques aluviais localizados na borda do barranco do leito menor do rio; os Argissolos localizados na paisagem mais elevada (várzea pleistocênica); os perfis de elevação intermediária entre estes dois últimos, que estão localizados mais distantes das cristas justafluviais que variaram entre Cambissolo Flúvico e Neossolo Flúvico; e os Gleissolos localizados na parte mais rebaixada da paisagem.

A fração argila dos solos estudados revela uma mineralogia mista bastante variada, condizente com condições conservadoras a qual estão

submetidos estes solos, com constante aporte de sedimentos alóctones, de origem andina.

O estudo mineralógico da fração argila mostra que os Neossolos Flúvicos apresentam maior variabilidade mineralógica, com maior riqueza em minerais de argila 2:1 como illita, esmectita, vermiculita – clorita entre outras. Outros trabalhos encontraram estes mesmos minerais na composição mineralógica de sedimentos que formam os solos da paisagem de várzea (Irion 1984; Lima, 2001; Marques et al., 2002; Lima et al., 2006; Guyot et al., 2007)

Lima et al., (2006) destacam a rara ocorrência da clorita em solos, por se tratar de um mineral instável em ambientes pedogenéticos. Esses autores atribuem ainda os poucos registros desse mineral em solos amazônicos devido ao limitado número de trabalhos sobre a composição mineralógica de solos da Amazônia. Por outro lado, Johnsson & Meade (1990) aponta que o mineral identificado como clorita pode ser na verdade vermiculita, tendo em vista que é difícil distinguir esses dois minerais apenas com técnicas de difração de raios-X.

Os horizontes antrópicos dos Neossolos Flúvicos consistem também em um testemunho da mudança mineralógica pela atividade antrópica. Neste sentido, picos de apatita podem ser observados no horizonte antrópico desses perfis não sendo observado nos demais horizontes. Dessa maneira pode-se inferir como registro mineralógico da atividade antrópica nestes solos, picos referentes à apatita na fração argila dos horizontes Au, demonstrando a importância da preservação de fragmentos ósseos não decompostos. A preservação da apatita biogênica na forma de fragmentos ósseos nestes horizontes ocorre, provavelmente, em função do pH mais

elevado e do constante aporte de P e Ca ao solo pela contínua deposição de sedimentos andinos relativamente ricos nesses elementos.

Não obstante, nos horizontes antrópicos desses solos foi constatado atração magnética de parte do material. Este material foi separado por exposição a um campo magnético e analisado para determinar sua composição mineralógica. As análises de DRX detectaram a presença de magnetita/maghemita e ilmenita nesse material (Figura).

Sérgio et al., (2006) também observaram esses minerais em solo de TPI estudando o sítio Hatarara no município de Iranduba, Amazonas. Uma vez que a magnetita do solo é facilmente oxidada a maghemita (Schwertmann & Taylor, 1989) e tendo em vista a dinâmica de oxi-redução nos solos da várzea, pode-se supor grande variedade dos dois minerais nos solos estudados, com vários graus de transformação de magnetita para maghemita. A formação mais provável de minerais magnéticos nos horizontes antrópicos dos Neossolos Flúvicos seria a ocorrência freqüente de fogo na área de formação das TPI, promovendo a formação de magnetita a partir de substrato com suficiente fornecimento de Fe^{3+} , liberado de minerais ferromagnesianos de origem andina, em um ambiente quimicamente redutor e com temperaturas elevadas, que posteriormente seria oxidada a maghemita, de acordo com a dinâmica do ambiente.

Ressalte-se ainda que, embora o magnetismo da ilmenita seja menor, a presença desse mineral provavelmente aumenta a atração magnética do solo.

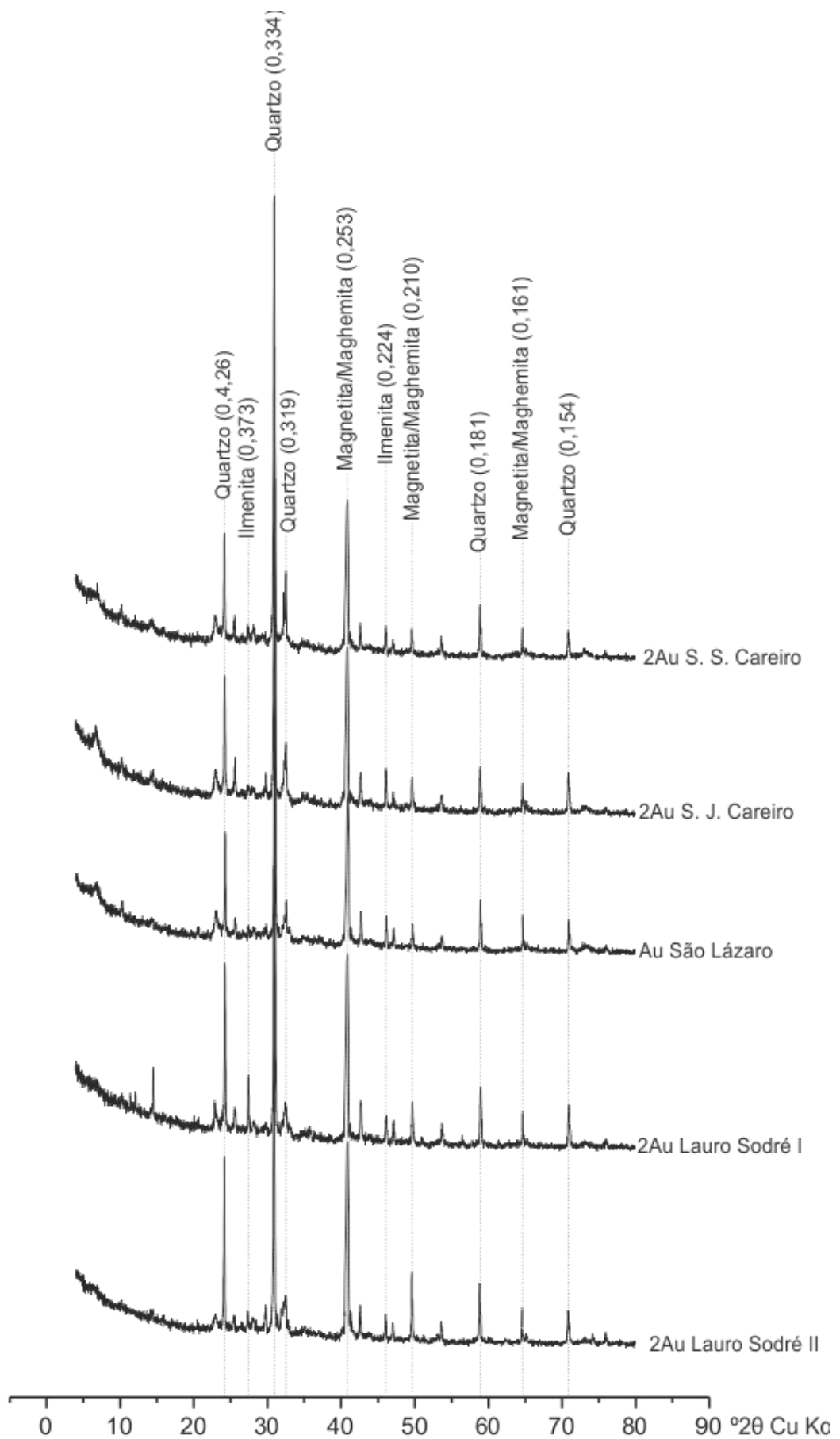


Figura 37. Difratoigramas de raios-X do material do horizonte antrópico separado por exposição a campo magnético e tratado com $\text{NaOH } 5 \text{ mol L}^{-1}$ (Valor d em nm).

A formação de magnetita pela atividade pirogênica vislumbra ser uma teoria mais plausível tendo em vista que os horizontes não antrópicos não apresentaram material com suscetibilidade magnética, como ocorreu exclusivamente no horizonte antrópico. Contudo, a maghemita também pode ser formada a partir do aquecimento de outros óxidos de ferro na presença de matéria orgânica (Schwertmann & Taylor, 1989). Neste contexto, a atividade antrópica parece ter desempenhado um papel chave na gênese da maghemita pelo uso frequente e intenso do fogo com adição constante de material orgânico, que contribuíram para a formação deste mineral magnético presente atualmente nos solos estudados.

Os resultados apresentados demonstram que as atividades antrópicas pretéritas possibilitaram alterações não só da ordem química como destacam os dados da análise química de rotina e determinação dos teores totais de elementos desses solos, ou mesmo morfológicas, evidenciado principalmente pela cor enegrecida, mas também promoveu alterações na composição mineralógica nos horizontes antrópicos desses perfis.

A caulinita também está presente na matriz desses solos, sendo que, como já era esperado, os picos de identificação desses minerais não são observados no tratamento de impregnação com K e aquecimento a 550 °C, onde apenas illita, quartzo, feldspatos, micas e eventualmente picos de apatitas são observados.

A caulinita pode ser observada em todos os perfis estudados, principalmente com os picos de valor d igual a 0,726 e 0,352 nm com pequena variação desses valores. A presença deste mineral é esperada já que constituem os principais minerais secundários nos solos brasileiros, sendo originadas de diversos tipos de minerais primários, principalmente

micas e feldspatos, que intemperizados pela atividade pedogênica, liberam Si e Al no meio favorecendo a gênese da caulinita. A presença de Si em grande atividade no meio, neste caso favorecida pelo pH ligeiramente mais elevado, próximo de 7,00 onde espécies iônicas contribuem significativamente para a sílica total em solução, favorece a formação de minerais silicatados do tipo 2:1. No entanto, a presença freqüente da caulinita pode ser atribuído as condições pedogenéticas atuais de clima quente, com alta precipitação pluvial, as quais os minerais primários supracitados não resistem por longo tempo. A gênese deste mineral (caulinita) está, geralmente, associada a condições de pH mais baixo e maior lixiviação de bases, o que provavelmente está relacionado com as condições climáticas atuais. Ressalte-se ainda que as caulinitas identificadas a partir dos DRX podem ter origens pedogenética distintas, uma proveniente diretamente do intemperismo de minerais primários em condições de maior acidez em sítios específicos de maior atividade de ácidos orgânicos oriundos da MOS, e também pela remoção de bases, além de outra relacionada com uma mudança nas condições pedogenéticas onde o pH se elevou e a atividade do Si aumentou, ocasionando a formação de caulinita neoformada.

Ao contrário do que foi observado por Lima et al., (2006) em Plintossolos e por Marques et al., (2002) em *Typic Hapludult*, ambos na região da Amazônia Ocidental, não foi observado picos que constatasse a presença de pirofilita em nenhum dos solos estudados.

Os sítios sobre Gleissolos e Argissolos mostram mineralogia semelhante aquela apresentada pelos Neossolos Flúvicos, em muitos casos com ausência de picos que evidenciem a presença de esmectita, clorita e

vermiculita. Por outro lado, os picos com valor d de 0,270 , aliado as condições de drenagem muito deficiente sugerem a presença de vivianita.

A ocorrência desse mineral de P pode ser explicada pela dinâmica de oxi-redução do ambiente de várzea. Embora qualquer forma de fosfato em associação com a superfície da fase sólida mineral seja liberada para solução no momento em que essa superfície for reduzida, devido principalmente o Fe^{3+} em associação com P ser utilizado como acceptor de elétrons, no processo de respiração anaeróbica de microrganismos, Roden & Edmonds (1997) sugere que boa parte do P liberado pode formar complexos insolúveis com o Fe^{2+} (vivianita). Outra possível rota de formação da vivianita seria pela solubilização de outras formas de P (P-Ca principalmente), colocando o fosfato em solução e reagindo com a forma reduzida de Fe (Fe^{2+}).

4.10. Ocorrência de corpos silicosos em Arqueo-antrossolos de várzea do Solimões Amazonas

Dentre os trabalhos pedológicos existentes a respeito de corpos silicosos, destacam-se aqueles que tratam estes corpos como bioindicadores ambientais, ou mesmo os que tratam de mudanças paleoambientais (Borba-Roschel et al., 2006; Almeida et al., 2009) e através da identificação das espécies dos corpos silicosos de origem animal, existem trabalhos que buscam diferenciar áreas de deposição pretérita, se marinhas ou lacustre. O comportamento de espículas pode também auxiliar na compreensão das condições geoambientais. Não obstante, pela sua condição física, é possível inferir se o sedimento foi transportado por longas distâncias (Lani et al., 2007) ou se sua gênese é autóctone. Costa et al., (2010) estudou a ocorrência de corpos silicosos encontrados em horizontes superficiais de solos oriundos de diferentes ecossistemas terrestres, para fins de interpretação dos possíveis fatores ambientais responsáveis pela sua gênese.

A várzea Amazônica possui solos com alta fertilidade e grande biodiversidade de espécies vegetais e animais. Neste gigantesco ambiente hidromórfico que é a várzea, é comum a ocorrência de esponjas. As esponjas de água doce são monoaxônicas (uniaxiais). Pertencem à família dos espongilídeos e, na Amazônia, são conhecidas pelo nome de cauxi. São animais aquáticos, abundantes em determinados ambientes dulciaquícolas (igapós na Amazônia; lagoas da coceira no Cerrado), coloniais, sésseis, fixos em vegetação temporária ou permanentemente inundada, ou em substratos rochosos de fundos de rios e arroios. Os primeiros registros de esponjas de água doce para o Brasil, segundo Volkmer-Ribeiro (1999),

foram feitos a partir da segunda metade do século XIX, sobre espécimes coletados principalmente na Amazônia por naturalistas e viajantes europeus.

Três principais corpos silicosos são mais comumente encontrados nos solos e sedimentos continentais, as espículas silicosas de esponjas de água doce, fitólitos e diatomáceas. As espículas são de origem animal de várias espécies, possuem aspecto de agulhas transparentes ou opacas com sutil curvatura nas extremidades. Frost (1991) sugere que a ocorrência e a proliferação de esponjas de água doce são regidas por fatores sazonais, relacionados às flutuações do nível da água, a temperatura, turbidez, à iluminação e disponibilidade de nutrientes.

Os fitólitos são partículas de sílica amorfa ao raio-X que se acumulam entorno ou dentro das células dos tecidos vegetais. A sílica é absorvida do solo primeiramente na forma de ácido silícico monomérico polimerizando-se seguidamente no vegetal para gel e finalmente em fitólitos. Estes corpos sólidos da planta incorporam-se ao solo onde existem várias configurações, são predominantemente do tamanho de areia fina (1,00 – 0,05 mm) e silte (0,05 – 0,002 mm). Os fitólitos que têm importantes funções benéficas nas plantas constituem importantes partes do solo por manter características específicas de acordo com a espécie de planta de origem (Lespch & Paula, 2006). Diversas espécies e famílias de plantas produzem depósitos de sílica sólida (sílica amorfa, ácido silícico e SiO_2) dentro das células e na parede celular das folhas, sementes, frutos e raízes e do próprio cerne. Este acúmulo aparece em variadas formas (Runge, 1999), as quais são taxonomicamente únicas em alguns casos. Depois da decomposição da matéria orgânica (MO) a sílica sólida mais bem preservada, praticamente em sua totalidade na fração silte, pode permanecer no solo a depender das condições

pedológicas tais como pH, condições de drenagem e teor de Si no solo, dentre outras.

Neste trabalho, em todos os solos estudados, a fração silte mostrou maior riqueza e, obviamente, tamanhos menores de espículas de espojas em detrimento da fração areia fina, como também observados por Lespch & Paula (2006) (Figuras 38 a 47). Não obstante, a fração silte apresentou ocorrência de fitólitos e diatomáceas, muito embora em pouca quantidade. Na fração areia fina não foi observada a ocorrência de diatomáceas e mesmo a ocorrência de fitólitos foi pequena, ocorrendo em pouquíssima quantidade (Figuras 48 a 57). Corroborando tal fato, pode-se observar que na primeira camada mais superficial do sítio São Sebastião do Careiro II, de textura franca, a ocorrência de espículas foi muito baixa, tanto na fração areia fina como na fração silte. Já na camada mais profunda deste mesmo perfil, de textura franco-siltosa, a ocorrência de espículas foi maior (Quadro 11). Isto sugere também que a origem das espículas em Arqueo-antrossolos de várzea não é apenas proveniente da cerâmica incorporada ao perfil, mas também de ocorrência natural destes solos, uma vez que sua ocorrência é observada em uma camada mais distante de onde se encontra depositada a cerâmica que contém espículas incorporadas na massa de seu fabrico para atuar como antiplástico. Ressalte-se ainda que as espículas observadas nestas camadas mais profundas, não apresentam fraturas, o que vislumbra que estas não foram transloucadas dos horizontes antrópicos para a subsuperfície pelo processo de pedobioturbação que é relativamente frequente nas TPI's (Schaefer, 2004). Isto sugere a possibilidade de uso de um solo já rico em antiplástico para a fabricação dos artefatos cerâmicos por parte dos indígenas.

Um dos parâmetros que podem influenciar a estabilidade de espículas de esponjas e outros corpos silicosos no solo é o pH (pH do solo em água). Valores de pH indicando solo ácido ou na faixa alcalinidade interferem na estabilidade das ligações de Si-O desestabilizando esta forma de sílica biogênica. Contudo, valores de pH inferiores a 7,0 e superiores a 5,00 parecem não interferir na estabilidade das espículas. Nestas amostras, não houve grande variação de pH nos solos estudados. Os valores variaram entre 5,02 e 6,84 (Quadro 2). O maior valor de pH de 6,84, observado no sítio São Francisco, na camada de 164-200 cm de profundidade, foi também uma das camadas que apresentou maior ocorrência de espículas, embora outros fatores possam estar contribuindo para a estabilidade destes corpos silicosos nesta camada, como o fato dessa camada estar mais próxima do lençol freático e conseqüentemente com menor probabilidade da sílica sofrer lixiviação. Da mesma maneira, no sítio São Sebastião do Careiro observa-se que a camada mais superficial com pH (H₂O) 5,12 apresentou menor ocorrência de espículas, tanto na fração areia como na fração silte. No mesmo perfil na camada mais profunda de 130-170 cm, com pH (H₂O) mais elevado, pode ser observado que a ocorrência de espículas foi bem maior na fração silte. Como já comentado, outros fatores podem estar influenciando a maior ocorrência de espículas nessa camada mais profunda, além do pH do solo. O sítio Mangueira, por exemplo, apresentou abundante ocorrência de espículas e o pH das camadas estudadas foram os mais baixos dentre as camadas selecionadas para este estudo, 0-20 cm (pH 5,02) e 30- 60 cm (pH 5,20).

Maior ocorrência de espículas foi observada nas áreas mais rebaixadas, sítios Mangueira e Sumaúma, seguida das camadas mais

profundas de outros sítios, como no sítio São Francisco, onde a camada analisada está em 164-200 cm de profundidade e, provavelmente, a proximidade do lençol freático, minimiza a dissolução das espículas. Contudo, também foi observada a ocorrência de espículas em terraço pleistocênico, na porção mais elevada da paisagem, no sítio Tauãna. Maior ocorrência de espículas foi observado na fração silte do horizonte Bt. Como já comentado anteriormente, o fato das espículas se apresentarem de forma íntegra, em sua grande maioria sem fraturas, indica a ocorrência natural desses corpos silicosos nesse ambiente (várzea do Solimões/Amazonas). Neste caso em especial, pode-se inferir que a verificação da ocorrência de espículas no solo pode ser visto como uma ferramenta para a identificação de antigos terraços Pleistocênicos, os quais não sofrem inundações periódicas.

Ressalte-se ainda que o ambiente de várzea consiste em um pedoambiente rico em minerais primários (Marques et al., 2002; Lima et al., 2006) que naturalmente evitam a dissolução destes corpos silicosos devido a maior riqueza de Si em solução. Não raro, foi observado que algumas espículas apresentavam o canal interno incrustado com material ferruginoso (Figuras 41, 44, 47 e 54). Provavelmente isto se deve a entrada de Fe^{2+} contido na solução do solo, ou mesmo na água do rio, que depois é oxidado a Fe^{3+} quando depositado em um ambiente ligeiramente mais bem drenado.

As formas de espículas lanceoladas encontradas são similares aquelas encontradas nas cerâmicas estudadas por Gomes (2002) com exceção das demais formas encontradas no estudo dessa autora. A ocorrência de espículas inteiriças na grande maioria das observações,

demonstram que este material é de formação autóctone como proposto por Lani et al., (2007).

Tendo em vista a observação de fitólitos nestes paleossolos, futuros estudo poderão trazer valiosas informações como a identificação de espécies cultivadas ou de ocorrência natural nas áreas de formação das TPI's.

Quadro 11. Ocorrência de espículas e pedoambientes de Arqueo-antrossolos da paisagem de várzea da Amazônia Central

Prof./Hor. (cm)	Pedoambiente	Abundância ¹	
		A.F. ²	Silte
Sítio São Sebastião Careiro II			
0-5 A	Borda de dique aluvial	1,0	1,0
130-170 3C	Drenagem deficiente	1,0	5,0
Sítio São Francisco			
0-5 A	Borda de dique aluvial	2,0	3,0
164-200 3Au	Drenagem deficiente	6,0	6,0
Sítio Mangueira			
0-20 Au	Área rebaixada atrás do dique aluvial	5,0	5,0
30-60 C	Drenagem muito deficiente	1,0	5,0
Sítio Sumaúma			
0-15 Au	Área rebaixada atrás do dique aluvial	3,0	6,0
60-90 2C	Drenagem muito deficiente	5,0	6,0
Sítio Lauro Sodré			
50-77 2Au	Dique aluvial com drenagem deficiente	2,0	5,0
Sítio Tauãna			
70-110 Bt	Topo de terraço pleistocênico com pouca restrição de drenagem	1,0	4,0

¹refere-se ao grau de ocorrência de espículas (0=sem ocorrência de espícula; 1= extremamente baixa; 2= baixa; 3= moderada; 4=média alta; 5= abundante; 6 extremamente abundante); ²Areia Fina.

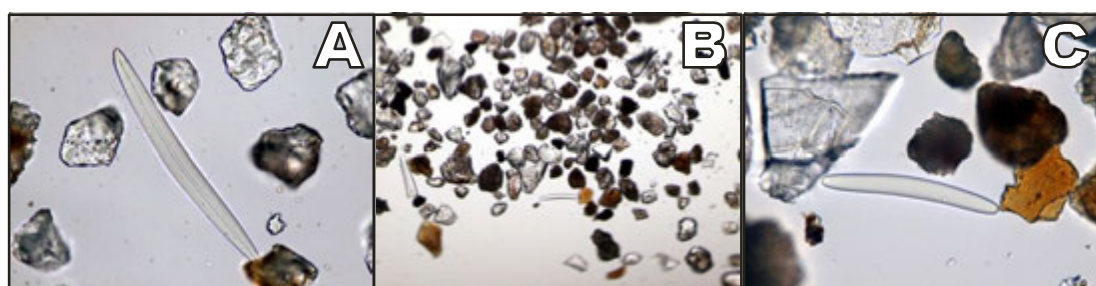


Figura 38. (A), (B) e (C) espículas de esponjas na fração areia fina, camada 0-5 cm, sítio São Sebastião do Careiro II.

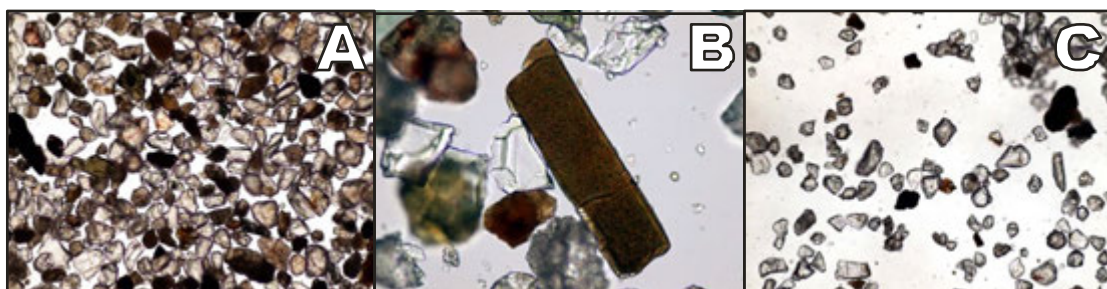


Figura 39. (A) e (C) relativa pobreza de corpos silicosos, (B) Fragmento cerâmico, na fração areia fina, camada 130–170 cm sítio São Sebastião do Careiro II.



Figura 40. (A) e (C) espículas de esponja na fração areia fina, (B) fitólito e espícula, camada 0-5 cm, sítio São Francisco.

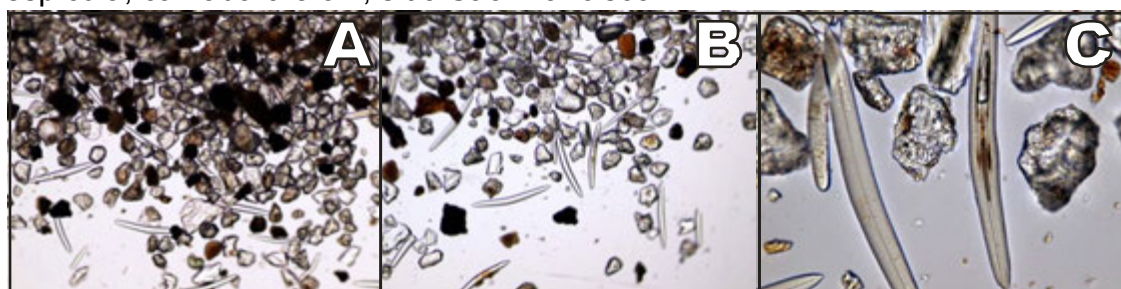


Figura 41. (A) e (B) espículas de esponja na fração areia fina, (C) detalhe de espícula com canal incrustado com material ferruginoso, camada 0-5 cm, sítio São Francisco.

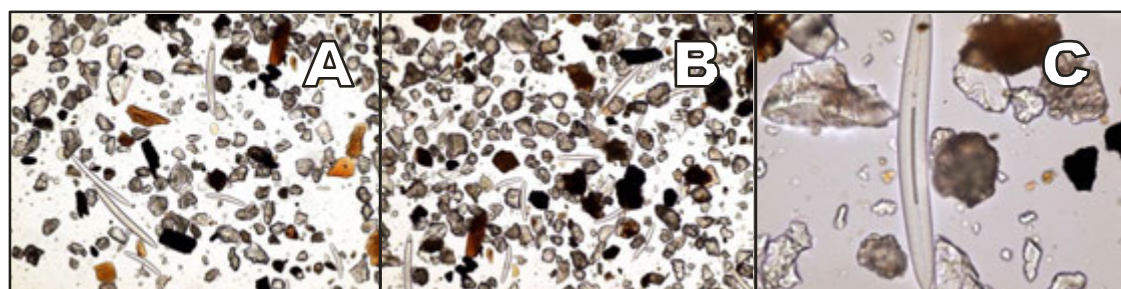


Figura 42. (A), (B) e (C) espículas de esponja na fração areia fina, camada 0-20 cm, sítio Mangueira.



Figura 43. (A), (B) e (C) espículas de esponja na fração areia fina, camada 20-30 cm, sítio Mangueira.

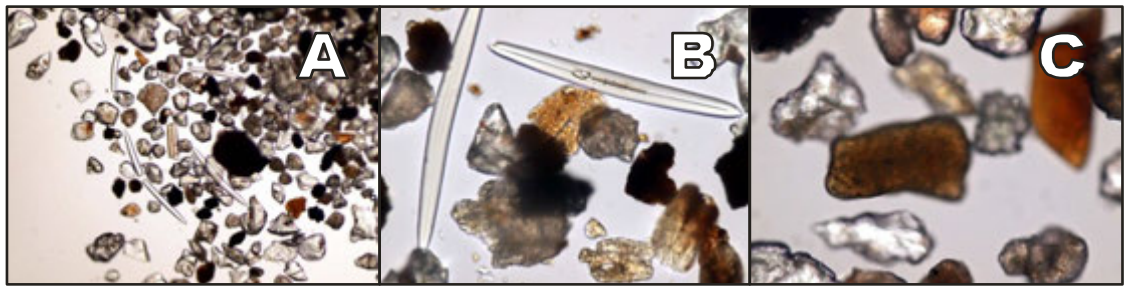


Figura 44. (A) e (B) espículas de esponja e (C) fitólito na fração areia fina, camada 0-15 cm, sítio Sumaúma.



Figura 45. (A), (B) e (C) espículas de esponja na fração areia fina, camada 60-90 cm, sítio Sumaúma.

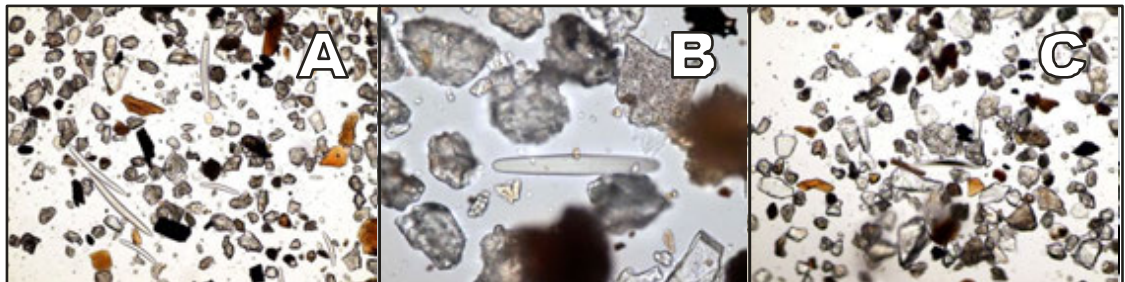


Figura 46. (A), (B) e (C) espículas de esponja na fração areia fina, camada 50-77 cm, sítio Lauro Sodré.

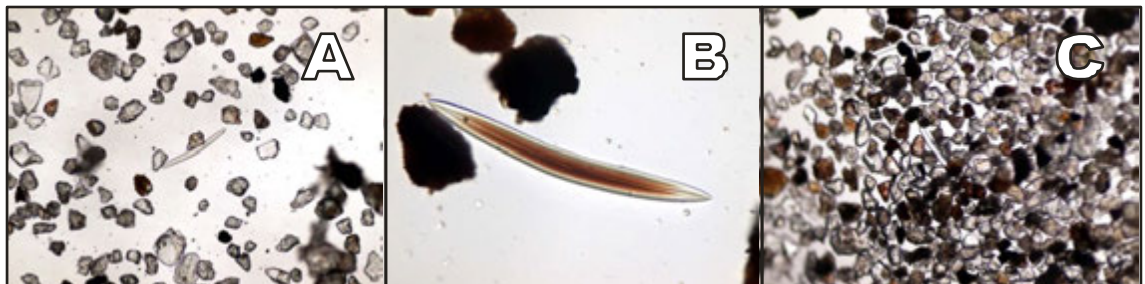


Figura 47. (A) e (C) ocorrência de espículas de esponja em terraço pleistocênico, (B) Espícula de esponja com canal incrustado de material ferruginoso, na fração areia fina, camada 70-110 cm, sítio Tauãna.

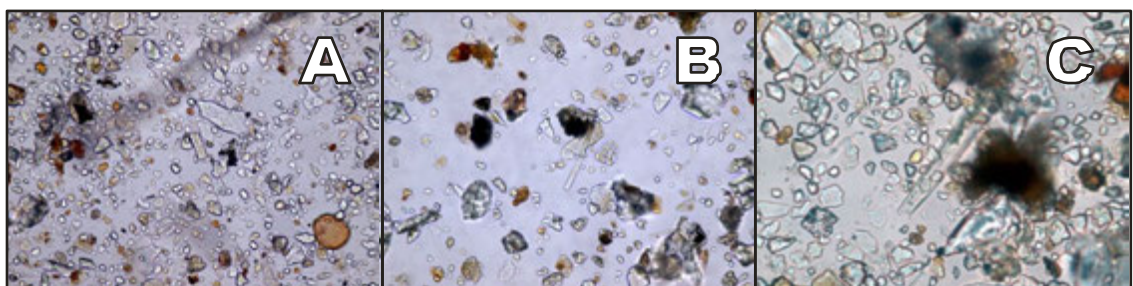


Figura 48. (A) e (C) relativa pobreza de espículas de esponjas, (B) fragmento

de espícula de esponja na fração silte, camada 0-5 cm, sítio São Sebastião do Careiro II.



Figura 49. (A), (B) e (C) espículas de esponjas, na fração silte, camada 130 – 170 cm sítio São Sebastião do Careiro II.

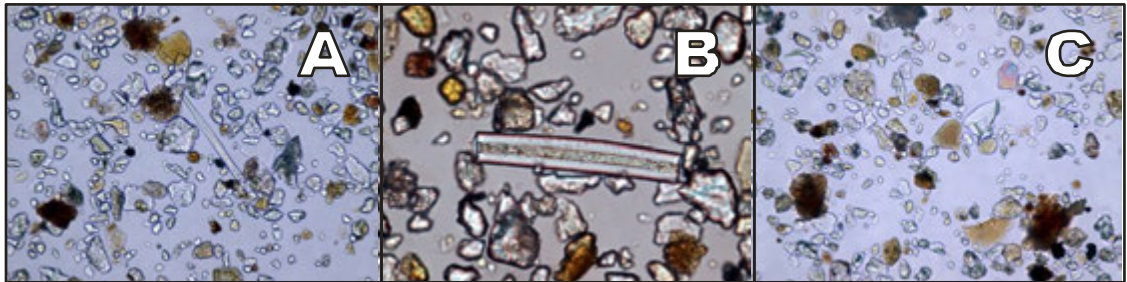


Figura 50. (A) espículas de esponjas, (B) fragmento de espícula, (C) fitólitos na fração silte, camada 0-5 cm, sítio São Francisco.

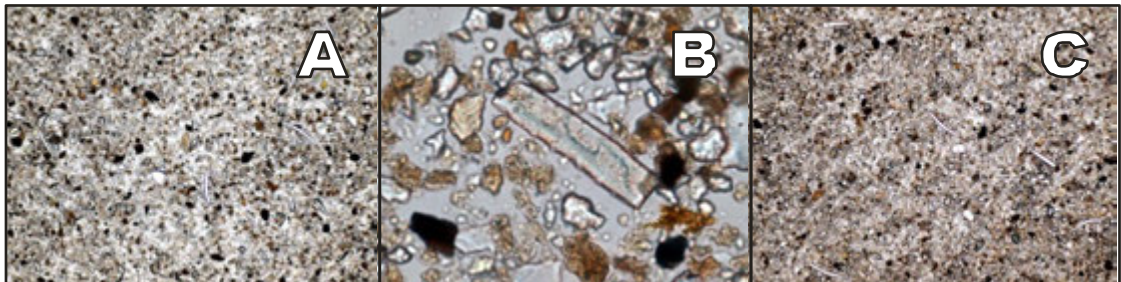


Figura 51. (A) e (C) espículas de esponjas, (B) fitólito na fração silte, camada 0-5 cm, sítio São Francisco.

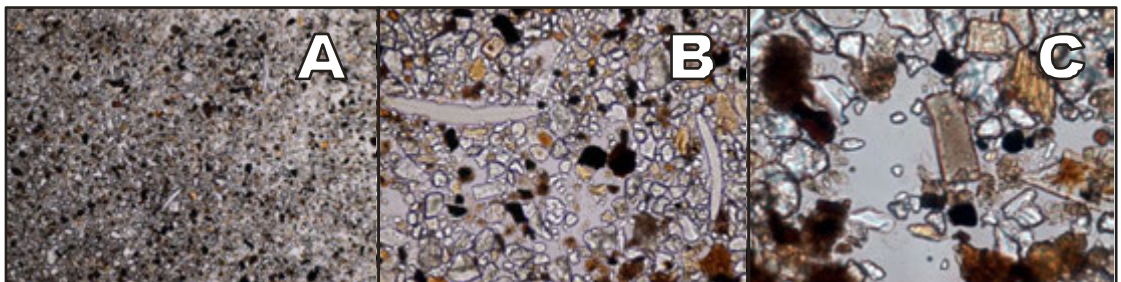


Figura 52. (A) e (B) espículas de esponjas, (C) fitólito na fração silte, camada 0-20 cm, sítio Mangueira.

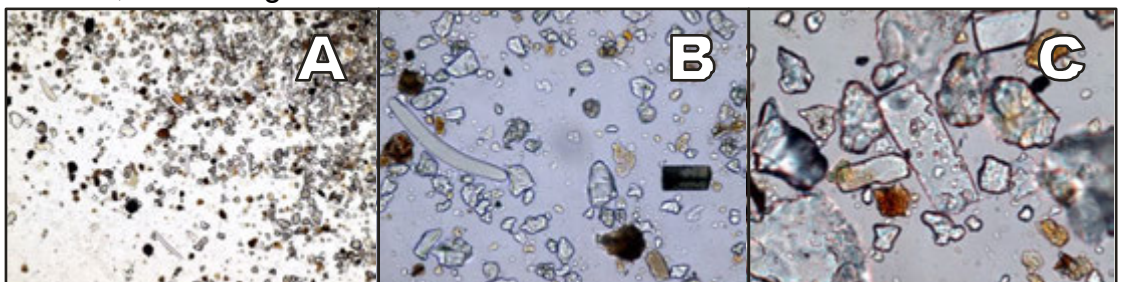


Figura 53. (A) e (B) espículas de esponjas, (C) fitólito na fração silte, camada 20-30 cm, sítio Mangueira.

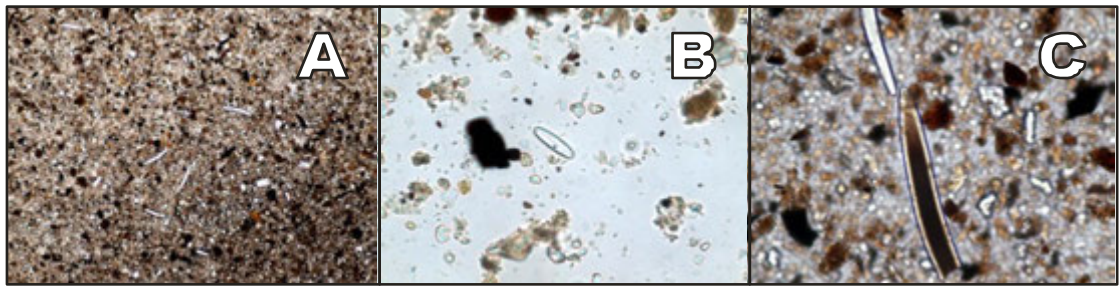


Figura 54. (A) e (B) espículas de esponjas, (C) detalhe de espícula com canal incrustado de material ferruginoso, na fração silte, camada 0-15 cm, sítio Sumaúma.

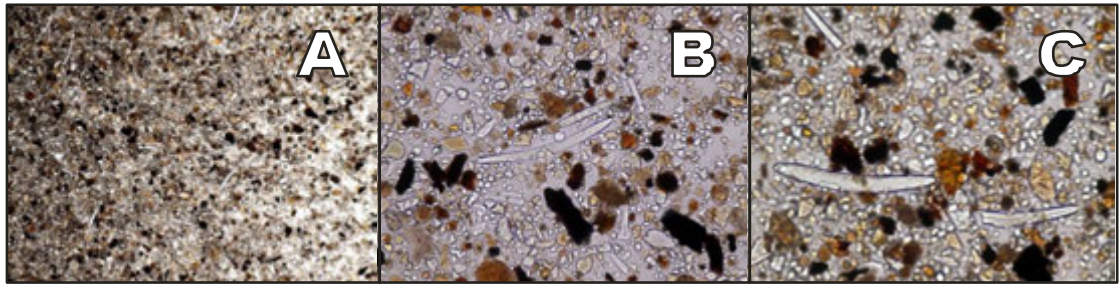


Figura 55. (A), (B) e (C) espículas de esponjas na fração silte, camada 60-90 cm, sítio Sumaúma.



Figura 56. (A) espículas de esponjas (B) fitólito forma buliforme (Costa, 2010) e (C) fitólito na fração silte, na camada 50-77 cm, sítio Lauro Sodré.

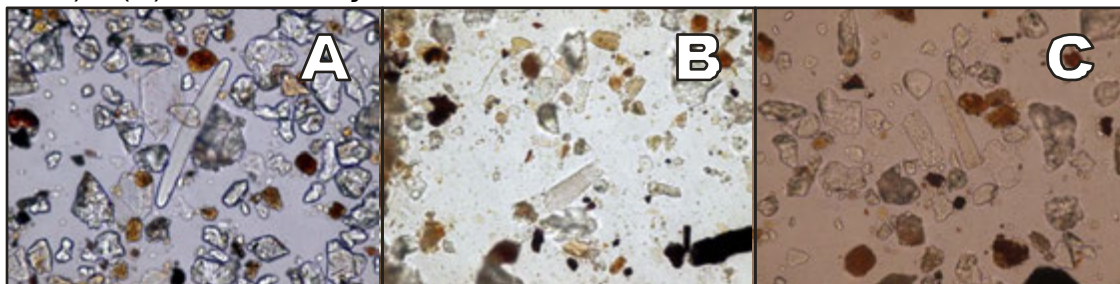


Figura 57. (A) espículas de esponja em terraço Pleistoceno, (B) e (C) fitólitos na fração silte no mesmo perfil, camada 20-30 cm, sítio Tauãna.

4.11. Aspectos microquímicos e micromorfológicos de Arqueo-antrossolos da várzea do Solimões/Amazonas

Um razoável número de trabalhos científicos tem utilizado o estudo de feições micromorfológicas em lâminas petrográficas (*thin section*), feitas a partir de amostras indeformadas de solos, para estudos pedológicos, especialmente aqueles que envolvem solos arqueológicos (Goldberg & Macphail, 2006).

Os primeiros estudos que preconizaram metodologias para descrições micromorfológicas foram introduzidos por Kubiena (1938) e Brewer (1964), e o protocolo mais utilizado internacionalmente foi elaborado por Kubiena (1970), com revisão mais recente de Stoops (2010). Bullock et al., (1985) e Fitzpatrick (1993) apresentam protocolos para o estudo de feições micromorfológicas do solo, os quais são também bastante utilizados. Todos os apresentados pelos autores acima foram aproveitados no presente estudo, com destaque para Stoops.

O avanço de técnicas instrumentais de microscopia eletrônica e microanálises permitem análises de componentes minerais em amostras de lâminas, na escala dos menores componentes reconhecíveis, com a possibilidade de se observar as principais formas dos elementos constituintes do solo (Fabris et al., 2009).

Neste trabalho, em todos os solos de várzea estudados é possível observar a presença de fragmentos cerâmicos e principalmente de carvão, com abundância variável (Figura 56). A presença de fragmentos de material semi carbonizado (*Black carbon*) é o principal responsável pela coloração escura das TPI's, mesmo na várzea. Nos maiores fragmentos cerâmicos é

possível observar a presença de espículas de esponjas, comumente utilizadas como antiplástico no fabrico de artefatos cerâmicos, que poderia estar naturalmente presente no solo, ou ser adicionada à massa plástica na ocasião da fabricação.

Os solos da planície aluvial apresentaram feições micromorfológicas que indicam processo incipiente de pedogênese. Ciclos pouco frequentes de umedecimento e secagem em ambiente hidromórfico resultam em desenvolvimento incompleto e incipiente de estrutura. O processo de oxirredução resulta na precipitação de Fe nos poros do solo ou entre as partículas de Areia e silte.

Note-se que os grãos de quartzo envolvidos pela matriz do solo, em sua maioria, apresentam-se angulosos ou sub-angulosos (Carvalho, 1966), o que pode ser atribuído ao transporte desse material por distâncias não muito longas, possivelmente retrabalhados dos sedimentos Cenozóicos localizados nas partes mais altas.

Fragmentos ósseos de diferentes tamanhos podem ser observados em todos os solos estudados (Figura 58). Estes fragmentos apresentam-se em disposição aleatória, caótica, sem seleção de partículas, ou qualquer deposição preferencialmente orientada em camadas.

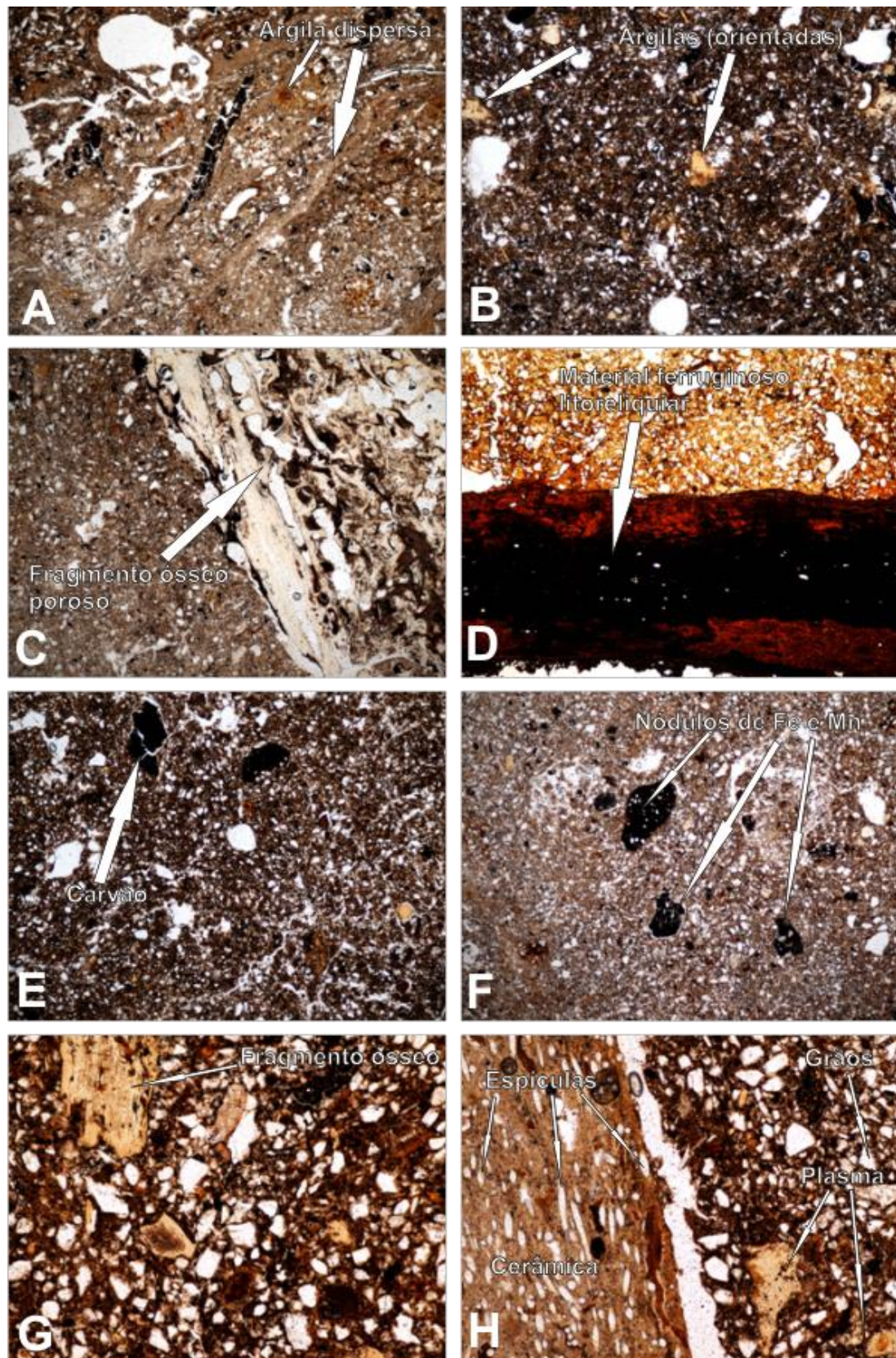


Figura 58. Fotomicrografias (Ampliação x100) de lâminas de micromorfologia de horizontes antrópicos de Arqueo-antrossolos de várzea do Solimões/Amazonas (A - São Sebastião do Careiro; B - São Francisco; C - Lauro Sodré II; D - Lauro Sodré I; E - Mangueira; F - Sumaúma; G - Aranaí; H - Aranaí solo em contato com cerâmica).

Os Neossolos Flúvicos (Sítios São Sebastião do Careiro, São Francisco, Lauro Sodré I e II) apresentaram maior similaridade quanto a composição química do plasma do solo, evidenciado principalmente pelos valores similares de SiO_2 , Al_2O_3 , Mg e K_2O (Quadros 12, 13, 14, 15). Ressalte-se que em média os teores de SiO_2 mantiveram-se com relação muito próxima de 2:1 em relação aos teores de Al_2O_3 , o que evidencia a presença de minerais de argila em igual proporção compondo a matriz do solo. A relação $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ no plasma do solo na amostra do sítio São Sebastião do Careiro foi de 2,23, (Ki 3,79), no Sítio São Francisco 2,02 (Ki 3,43), no sítio Lauro Sodré I 3,85 (Ki 6,54) e no sítio Lauro Sodré II 2,60 (Ki 4,42).

Estes solos, em geral, apresentaram também teores análogos de Fe_2O_3 no plasma com partículas distintamente mais ricas, dispersas. A alta variabilidade dos teores de Fe_2O_3 indica muitos micro ambientes com importantes variações redox. No sítio Lauro Sodré I, uma pedofeição de litorelíquia apresentou teores anômalos de Fe_2O_3 , indicando a presença de um fragmento de —*placa*” de concentração ferrífera, que era comumente utilizada pelas tribos indígenas como amolador para a fabricação de ferramentas a partir de material lítico (canga, horizonte plácico). Este material rico em Fe influenciou na composição da amostra estudada, aumentando consideravelmente os teores de Fe_2O_3 (em média mais de duas vezes em relação aos demais solos), apresentando alto desvio padrão em relação aos pontos amostrados.

Os teores de TiO_2 apresentaram-se semelhantes, com média variando entre 0,45 e 0,57% do plasma do solo. Como comentado anteriormente, o Ti é um elemento mais estável e residual do processo de

intemperismo, que tende a se concentrar em decorrências de fatores naturais, como anatásio, ilmenita ou rutilo.

Os teores de P_2O_5 no plasma são elevados, com médias de 0,59, 0,99, 2,49 e 3,47% para os sítios São Sebastião do Careiro, São Francisco e Lauro Sodré I e II, respectivamente. As análises pontuais no plasma do solo revelaram *background* de P_2O_5 variando entre 0,21 e 2,69%, bem superiores aos teores apresentados de P_2O_5 totais em solos argilosos de terra firme ou várzea, o que mostra a disseminação do fosfato de origem antrópica em todas as frações do solo. Os teores de CaO são também elevados e apresentaram valores médios de 1,25, 1,72, 1,22 e 4,67% para os mesmos sítios. Note-se que tanto os valores de P_2O_5 quanto os valores de CaO apresentaram elevado desvio padrão das médias. Este fato é atribuído a presença de abundantes micropontuações de apatita biogênica disseminadas no plasma do solo. As relações molares de Ca:P foram de 2,08 no sítio São Sebastião do Careiro, 2,56 no sítio São Francisco, 1,39 no sítio Lauro Sodré I e 1,87 em Lauro Sodré II, o que aponta para um ambiente com menor perda de Ca.

Os teores de K_2O são elevados, com médias de 2,02, 2,04, 1,78 e 1,68% para os sítios São Sebastião do Careiro, São Francisco e Lauro Sodré I e II. Os pontos analisados apresentaram alta variabilidade dos teores de K_2O , com elevado desvio padrão das médias. Esta alta variabilidade é condicionada à composição mineral mais heterogênea do plasma do solo, elevando os valores de K_2O em pontos específicos de micas e outros minerais mais ricos em K.

Os teores de Na_2O variaram em média entre 0,15 e 0,37%. É relativamente comum observar teores mais elevados de Na nos solos da

paisagem de várzea do sistema Solimões/Amazonas, oriundos dos sedimentos andinos, ricos em plagioclásios sódicos, depositados na planície de inundação.

Os teores de MnO são os mais baixos compondo a matriz do solo, sendo nulos na maioria dos pontos analisados, apesar de serem solos que experimentam regime sazonalmente inundados, onde se esperam concentrações ferro-manganosas.

Quadro 12. Composição química do plasma do solo determinada a partir de análises de EDS feitas em lâminas elaboradas a partir de amostras indeformadas do horizonte 2Au (75 – 95 cm) do perfil referente ao sítio São Sebastião do Careiro

P.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	H ₂ O ¹
----- % -----											
P1	0,32	1,38	19,50	42,34	0,44	1,61	1,54	1,00	-	6,73	25,82
P2	-	0,91	18,46	52,78	0,18	1,73	0,55	0,25	-	3,37	22,04
P3	0,24	1,64	20,90	38,38	0,5	1,86	1,13	0,55	-	8,12	27,38
P4	-	1,77	20,63	43,96	0,3	2,45	1,08	0,83	0,49	8,12	21,05
P5	0,23	1,97	17,87	47,13	0,21	1,84	0,76	0,53	-	6,63	23,31
P6	0,31	1,87	18,71	41,99	0,55	2,22	1,26	0,43	-	7,75	25,6
P7	-	1,61	19,56	37,14	1,44	1,66	2,17	0,9	-	8,92	27,43
P8	0,38	1,06	16,46	41,87	0,62	3,00	1,06	0,27	-	3,89	31,73
P9	0,24	1,61	19,20	37,89	0,53	2,05	1,37	0,42	-	6,69	30,53
P10	-	2,24	19,33	39,47	1,10	1,81	1,59	0,52	-	9,41	25,4
M ²	0,17	1,61	19,06	42,30	0,59	2,02	1,25	0,57	0,05	6,96	26,03
DP ³	0,15	0,40	1,29	4,78	0,40	0,43	0,46	0,26	0,15	1,99	3,42

P. Pontos; ¹somatória dos elementos analisados menos 100%; também computados valores desconhecidos de C; ²M – média; ³DP – desvio padrão.

Quadro 13. Composição química do plasma do solo determinada a partir de análises pontuais feitas em lâminas elaboradas a partir de amostras indeformadas do horizonte 3Au (164 – 200 cm) do perfil referente ao sítio São Francisco

P.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	H ₂ O ¹
----- % -----											
P1	0,51	1,46	21,01	41,33	2,61	2,19	3,95	0,80	0,21	8,03	18,70
P2	0,34	1,92	16,68	42,27	1,97	2,58	2,45	0,52	-	8,29	23,73
P3	-	0,20	4,69	11,15	0,66	2,7	2,13	-	-	7,41	71,82
P4	-	1,18	34,31	46,12	0,23	3,22	0,15	-	-	2,50	12,54
P5	0,32	1,82	21,29	45,52	1,24	2,59	2,22	0,57	-	10,17	15,27
P6	0,4	1,56	19,63	45,85	0,3	2,02	1,51	0,35	-	8,88	20,28
P7	0,42	0,98	12,11	24,49	0,87	1,22	1,08	1,3	-	5,75	52,21
P8	0,43	1,86	17,87	41,87	1,26	2,32	2,06	0,53	-	8,59	23,90
P9	-	-	32,82	41,42	-	-	0,31	-	-	2,70	23,02
P10	0,27	6,37	20,80	40,69	0,76	1,53	1,37	0,38	-	11,52	17,39
M ²	0,27	1,74	20,12	38,07	0,99	2,04	1,72	0,45	0,02	7,38	27,89
DP ³	0,20	1,76	8,72	11,31	0,81	0,92	1,11	0,41	0,07	2,95	18,93

P. Pontos; ¹somatória dos elementos analisados menos 100%; também computados valores desconhecidos de C; ²M – média; ³DP – desvio padrão.

Quadro 14. Composição química do plasma do solo determinada a partir de análises pontuais feitas em lâminas elaboradas a partir de amostras indeformadas do Horizonte 2Au (50 – 77 cm) do perfil referente ao sítio Lauro Sodré I

P.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	H ₂ O ¹
%											
P1	0,44	-	0,21	3,59	0,23	-	0,14	-	-	79,66	23,59
P2	0,88	1,18	14,89	29,99	5,36	1,64	0,95	0,35	-	13,63	32,32
P3	1,19	0,46	4,08	11,98	5,80	0,71	3,06	-	-	13,83	60,18
P4	0,34	1,23	12,77	25,29	5,45	1,63	0,97	0,32	-	14,48	38,86
P5	0,30	1,54	17,95	41,74	1,47	2,65	1,19	0,33	-	7,71	25,81
P6	-	1,26	16,57	31,32	2,73	1,73	1,11	0,25	-	9,05	36,67
P7	0,36	2,44	13,36	33,2	1,47	1,49	0,91	0,35	-	14,95	32,75
P8	-	1,79	31,5	47,15	0,34	4,66	0,29	-	-	6,96	8,00
P9	-	0,38	12,51	82,86	-	4,46	-	0,23	-	1,32	0,00
P10	0,46	5,17	7,14	36,69	0,60	1,01	4,45	0,32	-	25,31	21,29
P11	0,26	0,30	46,48	13,95	2,36	0,33	0,5	0,57	-	5,92	29,77
P12	0,22	1,16	11,07	21,67	4,08	1,01	1,12	0,42	-	22,16	39,14
M ²	0,37	1,41	15,71	31,62	2,49	1,78	1,22	0,26	-	17,92	29,17
DP ³	0,36	1,37	12,42	20,50	2,18	1,48	1,28	0,18	-	20,59	15,21

P. Pontos; ¹somatória dos elementos analisados menos 100%; também computados valores desconhecidos de C; ²M – média; ³DP – desvio padrão.

Quadro 15. Composição química do plasma do solo determinada a partir de análises pontuais feitas em lâminas elaboradas a partir de amostras indeformadas do horizonte 2Au (38 – 53 cm) do perfil referente ao sítio Lauro Sodré II

P.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	H ₂ O ¹
%											
P1	-	3,8	17,48	37,82	2,73	1,39	3,27	0,53	-	10,32	23,55
P2	0,24	-	0,93	0,47	26,12	0	34,67	0,23	-	3,79	33,93
P3	0,32	0,66	8,56	81,4	0,82	0,67	0,85	0,37	-	5,76	1,15
P4	0,19	1,26	17,16	31,3	7,26	1,77	9,22	0,27	-	5,40	26,64
P5	0,40	1,97	24,75	42,85	0,6	2,69	1,11	0,88	-	7,25	18,15
P6	0,26	1,28	12,06	25,05	0,82	1,23	1,26	0,73	-	5,30	52,48
P7	0,24	1,29	20,48	46,04	1,03	1,47	1,72	0,95	-	5,59	21,62
P8	0,39	3,42	21,12	43,04	1,08	2,2	1,68	0,43	-	9,56	17,97
P9	0,26	1,14	14,17	59,28	1,05	1,69	1,75	0,30	-	4,92	15,93
P10	0,38	1,67	19,29	42,4	0,92	1,01	1,45	0,20	-	6,15	27,05
P11	0,71	1,72	19,37	44,65	1,33	3,55	1,86	0,47	-	5,85	20,99
P12	0,35	1,48	19,46	33,16	2,27	2,3	1,86	0,28	-	7,46	32,00
P13	0,24	1,99	21,52	43,45	1,65	1,33	2,63	0,68	-	5,60	21,37
P14	0,47	2,04	21,52	42,1	0,92	2,22	2,01	0,40	-	6,98	22,04
M ²	0,32	1,69	17,00	40,93	3,47	1,68	4,67	0,48	-	6,42	23,92
DP ³	0,16	0,98	6,26	17,73	6,74	0,89	8,88	0,24	-	1,77	11,35

P. Pontos; ¹somatória dos elementos analisados menos 100%; também computados valores desconhecidos de C; ²M – média; ³DP – desvio padrão.

Ressalte-se que as amostras provenientes dos sítios São Sebastião do Careiro, São Francisco e Lauro Sodré II apresentaram correlação significativa dos teores de P_2O_5 com CaO (Quadro 16), o que denota a relativa baixa degradação da apatita biogênica e confirma que os fragmentos de ossos consistem na principal fonte de P e Ca nos horizontes antrópicos das TPI, como já verificado por Lima et al., (2002), Schaefer et al., (2004), (Corrêa 2007) e Souza et al., (2009). Apenas a amostra proveniente do sítio Lauro Sodré I apresentou correlação negativa dos teores de P_2O_5 com CaO, provavelmente em função da presença do fragmento de canga ferrífera, que alterou significativamente a composição química da matriz do solo.

Quadro 16. Correlações dos teores de P_2O_5 com Al_2O_3 , CaO, Fe_2O_3 e K_2O em Arqueo-antrossolos da várzea do Solimões/Amazonas

Sítios		Al_2O_3	K_2O	CaO	Fe_2O_3
S.S. Careiro	P_2O_5	0,11 ^{ns}	-0,17 ^{ns}	0,88*	0,56 ^{ns}
S. Francisco	P_2O_5	-0,11 ^{ns}	-0,03 ^{ns}	0,88*	0,27 ^{ns}
Lauro Sodré I	P_2O_5	-0,37 ^{ns}	-0,45 ^{ns}	-0,02 ^{ns}	0,12 ^{ns}
Lauro Sodré II	P_2O_5	-0,72*	-0,53 ^{ns}	1,00*	-0,42 ^{ns}

ns – não significativo; * significativo a 1%; **significativo a 5%.

É possível observar que o material arqueológico, preteritamente incorporado ao solo pelas populações pré-colombinas, permanece em menor estágio de decomposição, principalmente se comparado com material depositado no ambiente pedológico de terra firme, como relatado em outros trabalhos, sobretudo em solos mais arenosos (Lima et al., 2002; Schaefer et al., 2004; Corrêa 2007; Souza et al., 2009). Contudo, o nível de degradação do material aportado ao solo pelas populações pré-históricas da Amazônia deve ser mais adequadamente avaliado em conformidade com o tempo de abandono dos sítios, ainda de conhecimento parco. No entanto, é possível verificar que na paisagem de várzea os restos culturais depositados, em geral, apresentam baixa degradação, especialmente os fragmentos ósseos,

os quais praticamente não apresentam auréolas de reação, ao contrário do que ocorre nos sítios de TPI de terra firme

A fotomicrografia da amostra do sítio São Sebastião do Careiro, feita por retroespalhamento eletrônico (MEV) mostra os pontos onde foram feitas análise da composição química por meio de EDS (Figura 59). Os resultados demonstram a composição diversa e poligenética característica dos horizontes antrópicos da várzea do Solimões/Amazonas (Quadro 17). Note-se que boa parte do solo é formada por componentes antrópicos como fragmentos dispersos de apatita biogênica e pedaços de cerâmica.

Foi selecionado para estudo pormenorizado, um fragmento ósseo, ilustrado na maior parte da fotomicrografia (Figura 59). Os pontos 1, 2, 3, 4 e 5 denotam que não há gradiente de dissolução da apatita, revelada pela homogeneidade nas concentrações de P_2O_5 e CaO do centro para a borda do fragmento. Corroborando essa informação, os pontos 10 e 13 apesar de estarem muito próximo da borda do fragmento de osso, apresentaram teores de P_2O_5 e CaO próximos daqueles observados no plasma do solo. Este fragmento apresenta alta relação molar Ca:P (1,70) sendo, portanto, muito próximo à relação reportada do Legeros & Legeros (1984) de 1,72 a 1,80 para ossos humanos. O ponto 10, apesar de estar próximo da borda do fragmento ósseo, apresenta valor mais baixo de P_2O_5 , provavelmente por ter sido analisado mais próximo do plasma e do espaço poroso do solo.

Os teores de FeO e MgO determinados no ponto 8 indicam a presença de minerais máficos na matriz do solo.

A análise pontual no fragmento de cerâmica (ponto 11) revela alta concentração de K_2O , provavelmente devido à presença de micas na composição da cerâmica. Ressalte-se que este fragmento mostra relação

Si:Al de 1,56, o que sugere uma mistura de caulinita e argilominerais 2:1 compondo o fragmento.

Já no plasma do solo, a relação Si:Al é, em média, 2:1 o que indica a dominância de argilas 2:1 na matriz do solo.

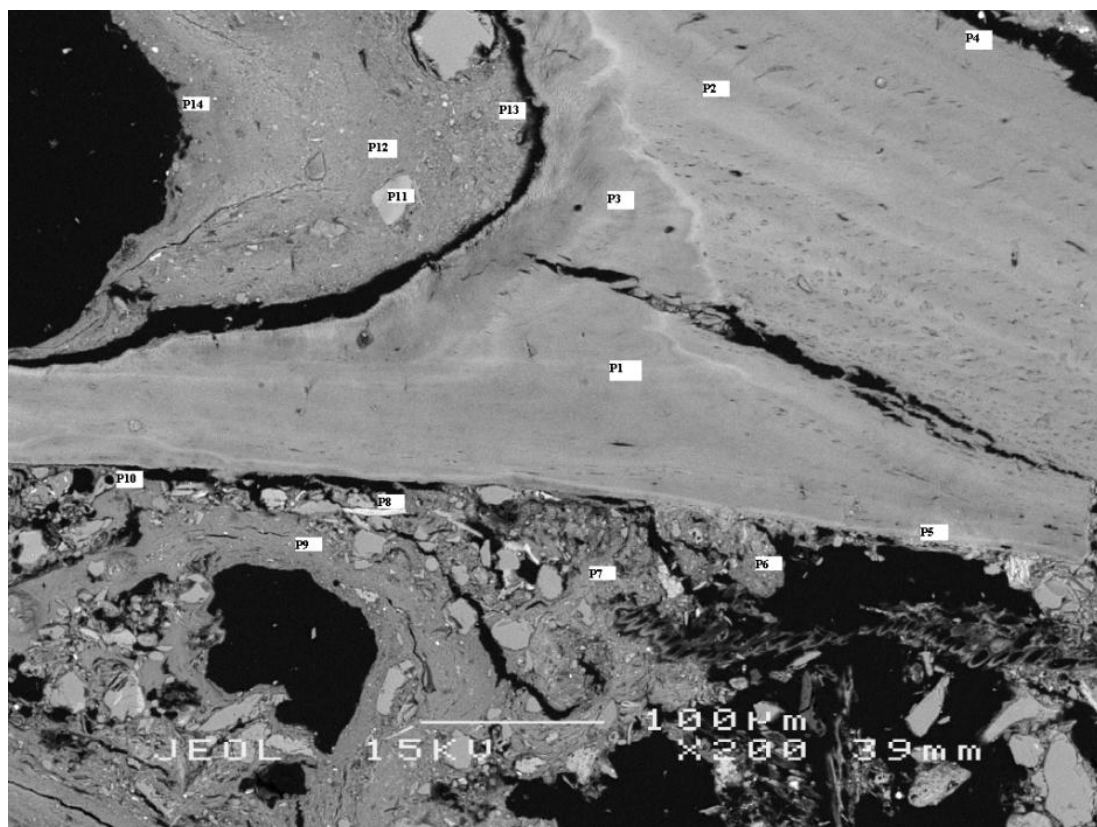


Figura 59. Fotomicrografia com fragmento ósseo em destaque, feita por retroespalhamento eletrônico (MEV) mostrando os pontos onde foram feitas análise da composição química por meio de EDS (Quadro 17). Horizonte 2Au 75 – 95 cm do perfil referente ao sítio São Sebastião do Careiro.

Quadro 17. Composição química pontual de fragmento ósseo e plasma do solo no horizonte antrópico do sítio São Sebastião do Careiro referente a figura 59

	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	Total
	%										
P1	0,20	0,18	0,15	-	26,63	-	35,45	-	-	0,63	63,42
P2	0,32	0,25	0,23	-	30,98	-	41,21	-	-	1,43	74,62
P3	0,26	0,20	-	-	29,01	0,10	38,64	-	-	0,99	69,36
P4	-	-	0,17	-	28,92	-	39,48	-	-	0,54	69,38
P5	-	0,20	0,21	-	26,31	0,12	34,81	-	-	1,00	62,90
P6	0,27	1,89	17,29	36,86	0,64	2,77	0,92	0,52	0,23	8,67	70,24
P7	0,40	1,76	23,90	46,59	0,96	2,17	1,54	0,55	-	8,21	86,23
P8	0,34	5,02	22,30	32,41	-	1,12	0,95	-	0,23	24,13	86,51
P9	0,27	1,87	22,64	44,58	1,05	2,39	1,69	0,58	-	8,05	83,24
P10	0,19	1,34	18,61	35,90	0,73	1,88	1,45	1,35	-	7,64	69,22
P11	0,70	2,01	28,70	44,93	-	9,79	-	0,55	-	2,42	89,10
P12	0,30	1,64	21,26	40,65	0,37	2,25	1,09	0,47	-	6,97	75,07
P13	0,23	2,06	23,18	46,40	0,96	2,32	1,71	0,47	-	7,50	84,91
P14	0,24	1,26	14,23	44,01	0,23	1,26	0,67	0,20	-	3,71	65,99

Os mapas microquímicos da fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV), feita a partir de lâmina de micromorfologia do horizonte antrópico soterrado do sítio São Sebastião do Careiro (Figura 60. – Mapa 1), mostram a forte presença de minerais ricos em Ca, Mg e Fe (minerais máficos e plagioclásios).

O mapa elementar de P dessa fotomicrografia revela micropontuações deste elemento disseminadas no plasma do solo provavelmente pela presença de micropartículas de formas secundárias de P.

A sobreposição dos mapas de Na e Si e K e Si mostram a presença de plagioclásio sódico, micas e feldspato potássico compondo o esqueleto do solo.

Fragmentos ósseos de baixa densidade e com maior porosidade, como o que é apresentado na figura 61, apresentam dissolução variável, liberando fosfato em solução, o qual reage com Fe, como sugere o mapa microquímico deste elemento. Na figura 62 também é possível observar um fragmento ósseo bastante degradado, evidenciado pelos mapas de Ca e P.

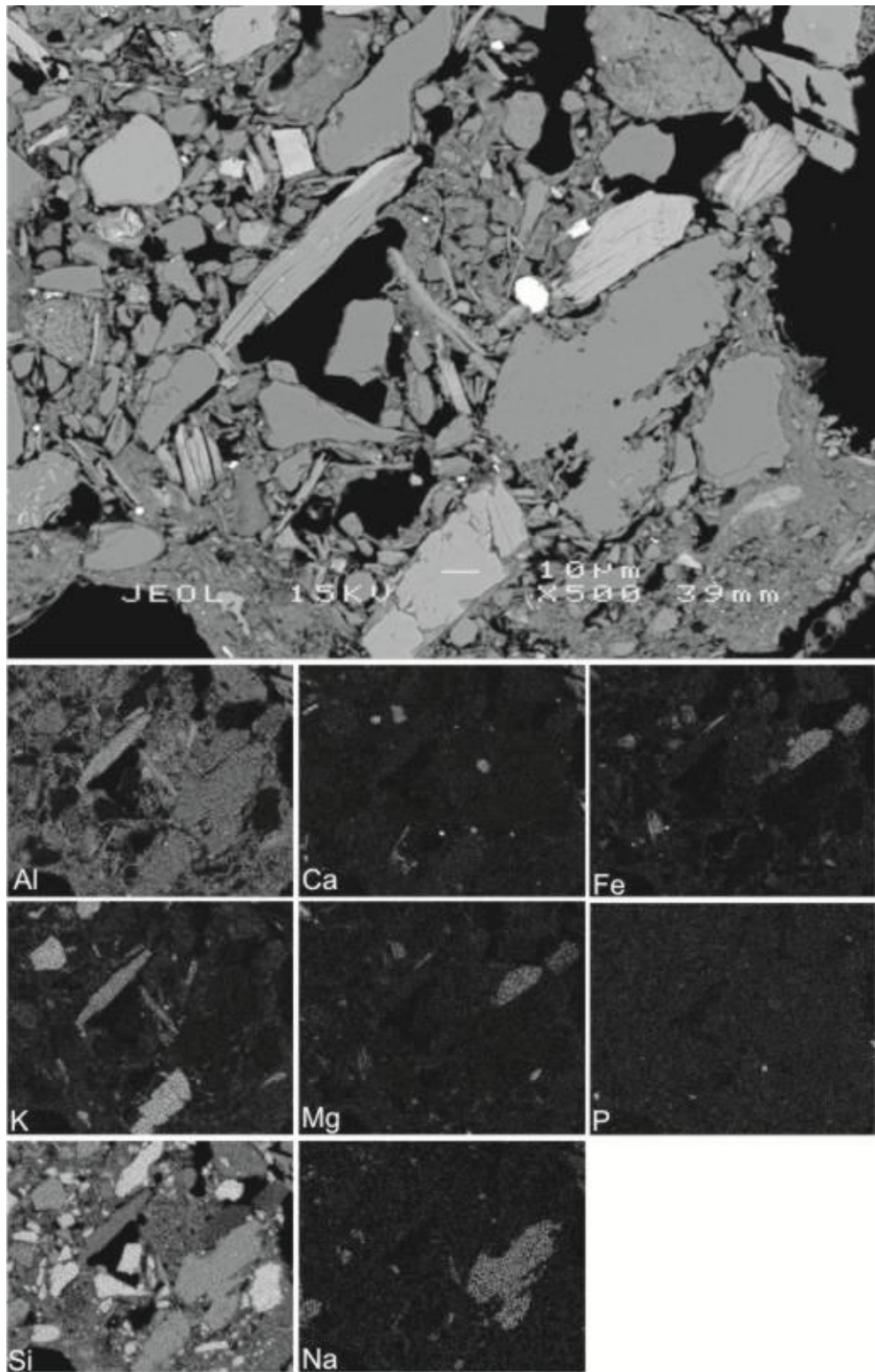


Figura 60. Mapa 1. Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS do horizonte 2Au (75 – 95 cm) do perfil referente ao sítio São Sebastião do Careiro.

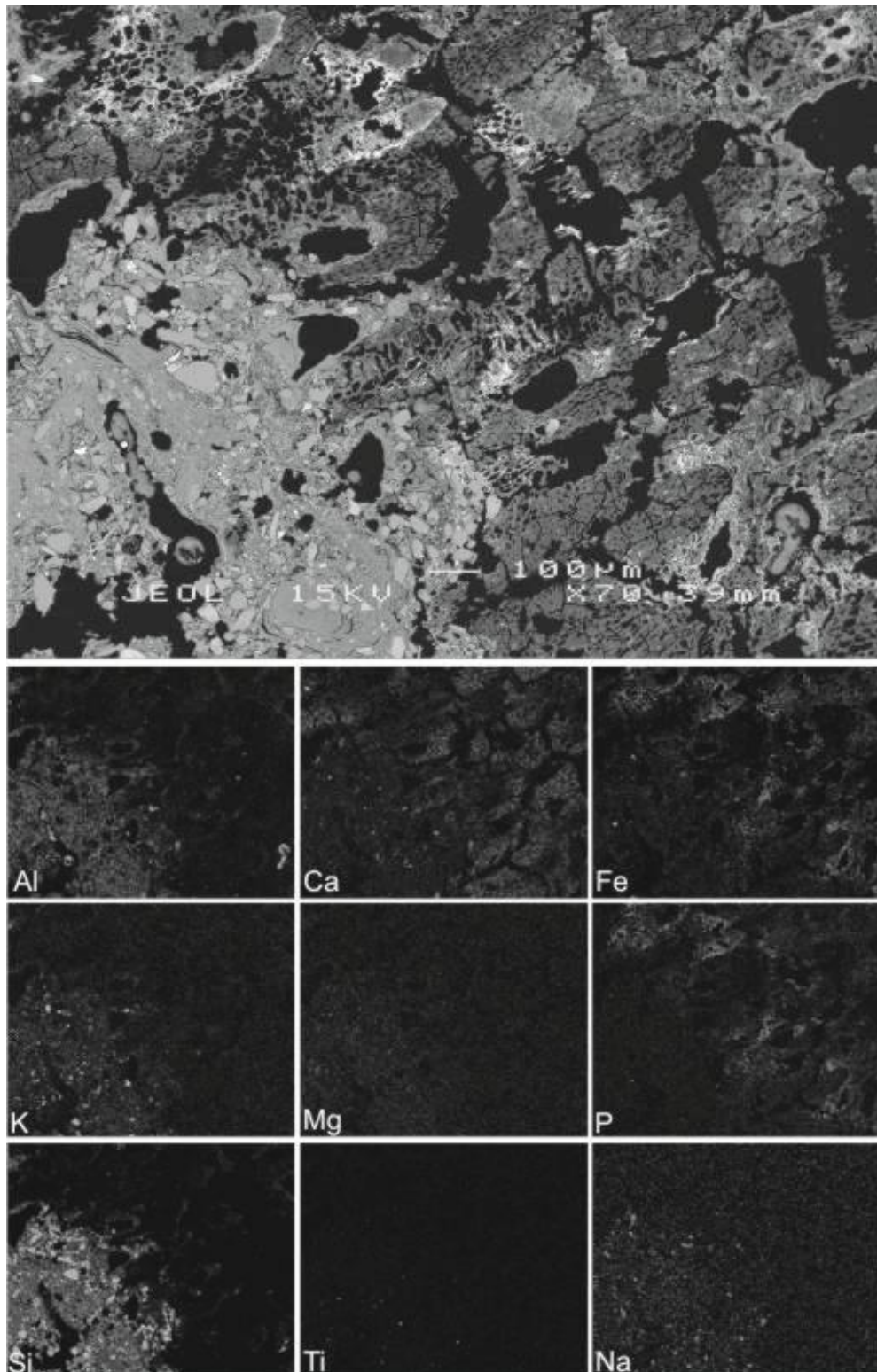


Figura 61. Mapa 2. Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS do horizonte 2Au (75 – 95 cm) do perfil referente ao sítio São Sebastião do Careiro.

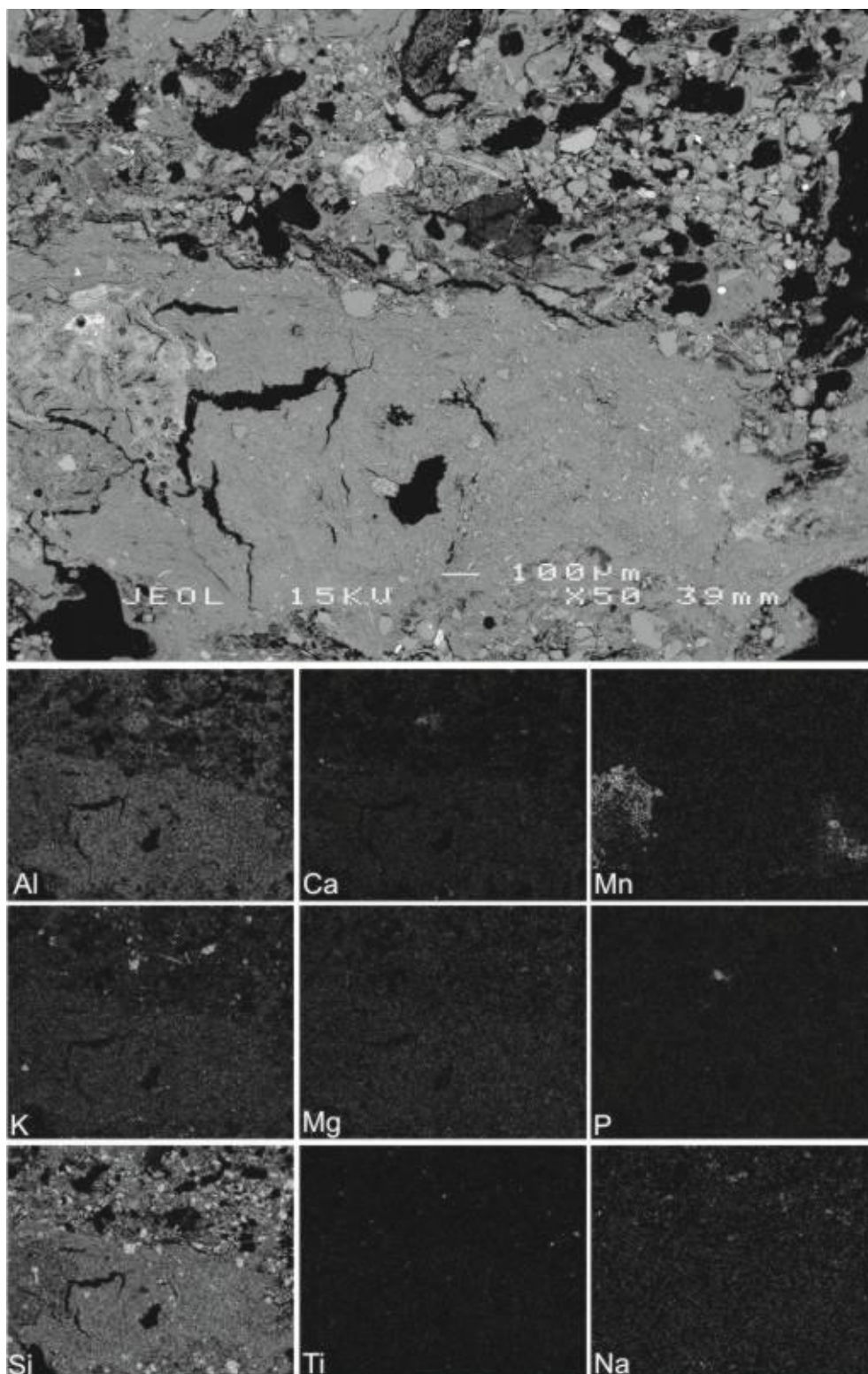


Figura 62. Mapa 3. Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS do horizonte 2Au (75 – 95 cm) do perfil referente ao sítio São Sebastião do Careiro.

O quadro 18 expressa a composição química de um fragmento ósseo de forma peculiar que aparenta maior densidade, provavelmente oriundo de restos ósseos de peixes (Figura 63). As análises pontuais revelam uma constituição química inalterada, quase que exclusivamente representada por Ca e P. As análises pontuais feitas em três pontos localizados no centro e na borda do fragmento mostram que não houve dissolução da apatita biogênica, o que é evidenciado pela homogeneidade nos teores de CaO e P₂O₅, que se manteve estável do centro para a borda do fragmento com média de 44,9% de CaO e 35,34% de P₂O₅ (Pontos 1, 2 e 3). Note-se ainda que embora o fragmento ósseo seja composto na maior parte por Ca e P, as análises revelam pequenas concentrações de Al, Na e Mg. No entanto, a alta relação molar Ca:P (1,60) vislumbra o estágio de conservação no qual se encontra o fragmento, principalmente se considerado o longo tempo de deposição deste material no solo. Legeros e Legeros (1984) relata uma relação Ca:P variando entre 1,72 a 1,80 para ossos humanos. Biltz & Pellegrino (1969) reportam a relação molar Ca:P de vários animais, como peixe (1,67), rato (1,71) e tartaruga (1,89) com média da relação Ca:P em animais de 1,73. Bloebaum et al., (1997) analisou amostras de ossos de diferentes animais e observou relação Ca:P de 1,66 e 1,72 para diferentes amostras de ossos humanos. Lima (2001) analisou fragmentos ósseos em TPI do ambiente de terra firme e reportou relação CaO:P₂O₅ igual a 2,05, com valor molar de 2,58. Valores muito altos para a relação molar Ca:P pode ser atribuído à formação de calcita na maioria dos casos (Sillen 1986, 1989). Possivelmente na terra firme, onde a dissolução da apatita biogênica é favorecido, haja a reprecipitação de Ca na forma de carbonato (calcita).

O ponto localizado fora do fragmento ósseo da fotomicrografia, mas próximo a borda do fragmento, revelou altos teores de CaO (34,30%) e P₂O₅ (28,23%). Ressalte-se que embora os valores observados sejam mais baixos, a relação Ca:P dessa análise pontual é similar ao observado no fragmento (Ca:P igual a 1,54). Por outro lado observa-se maiores teores de Al₂O₃ e principalmente FeO interagindo com a fonte. A análise do ponto 7 pode representar fontes mais prontamente disponíveis, não mais presentes no solo, porções menos densas e materiais não ósseos (partes moles) de peixes e animais terrestres. Esses conteúdos seriam os responsáveis pela elevação inicial dos valores de Ca e P, ocasionando uma diminuição à dissolução das formas de apatita das partes ósseas mais estáveis e densas.

A feição analisada no ponto 9 mostra um material cominuído e coalescido, com valores ligeiramente mais altos de CaO (6,66%) e P₂O₅ (4,95), porém bem abaixo do que foi observado nos pontos localizados no fragmento ósseo, mas com relação Ca:P (elementar) muito similar, de 1,71.

Dentre outros fatores já comentados anteriormente como fertilidade natural mais elevada, elevado pH e menor atividade biológica condicionada pela inundação, que tendem à conservação do material depositado ao solo, outro aspecto relevante parece ser a existência do plasma argilo-siltoso que favorece o equilíbrio químico no sentido da conservação das estruturas de apatita biogênica retardando ou impedindo sua dissolução.

Os pontos 5 e 14 revelam altas concentrações de TiO₂, com valores de 54,05% no primeiro e 99,77% no segundo. Os pontos analisados são ilmenita (Ponto 5), confirmado na mineralogia do solo, e possivelmente rutilo (Ponto 14). Note-se que o ponto 14 apresenta ainda um baixo percentual de FeO, o que é comum neste último mineral. Já o ponto 5 apresentou 44,11 %

de FeO, indicando composição a composição mais próxima da ilmenita (52,65 TiO₂ 47,35 de FeO).

Os pontos 8 e 11, com concentrações mais elevadas de MgO, com 11,74% para o primeiro e 6,15% para o segundo, bem como altos teores de FeO, indicam a abundância de minerais ferromagnesianos compondo o esqueleto do solo.

O ponto 6 apresentou concentrações mais elevadas de CaO (23,99%) com valores nulos de P₂O₅, tratando-se portanto de uma fonte geogênica de Ca, o que possivelmente se trata de plagioclásio-Ca (anortita). Já a feição analisada no ponto 10 mostra, além da concentração de CaO com 11,08%, um valor mais elevado de Na₂O (4,65%) atribuído à presença de plagioclásio com teores médios de Ca e Na em sua composição, comuns nas rochas de proveniência vulcânica andesítica dos Andes, e depositadas como areia ao longo da planície fluvial do Amazonas/Solimões.

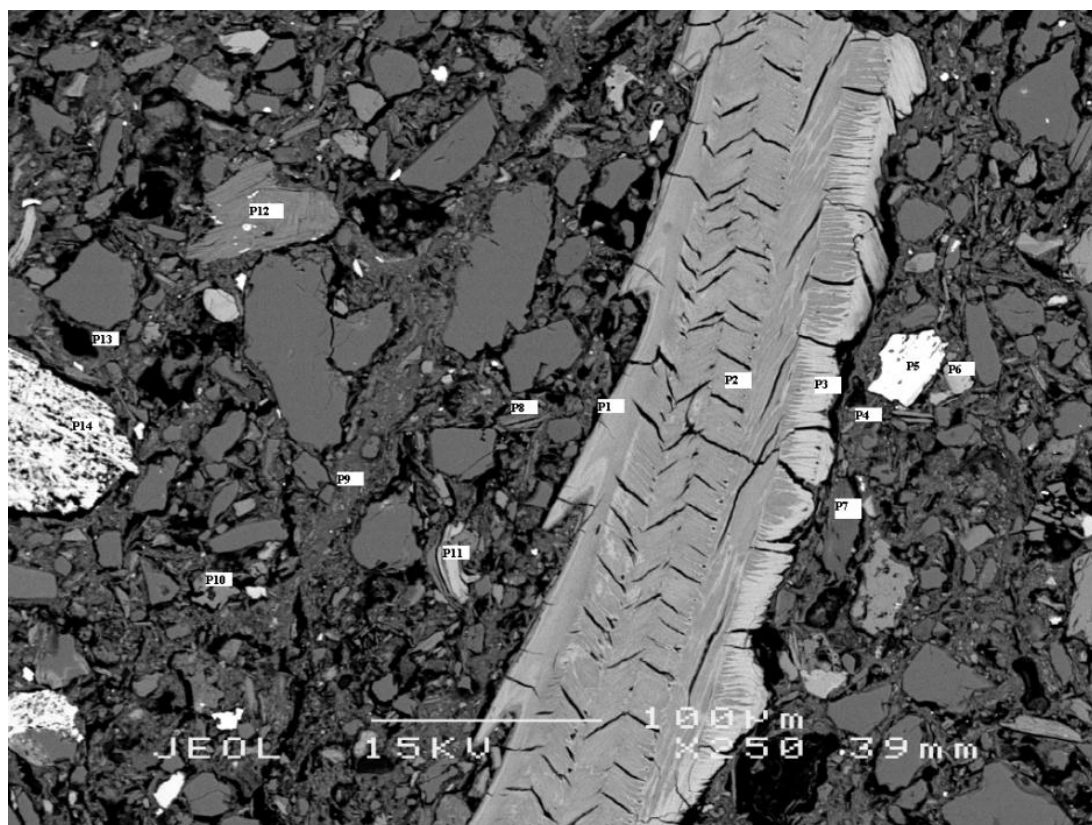


Figura 63. Fotomicrografia com fragmento ósseo em destaque, feita por retroespalhamento eletrônico (MEV) mostrando os pontos do transsecto onde foram feitas análises da composição química por meio de EDS (Quadro 18), horizonte 3Au (164 – 200 cm) do perfil referente ao sítio São Francisco.

Quadro 18. Composição química de fragmento ósseo e plasma do solo no horizonte antrópico do sítio São Francisco referente à figura 63

	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	TOTAL
	----- % -----										
P1	0,39	0,30	1,08	-	35,77	-	44,25	-	-	1,67	83,46
P2	0,26	0,48	0,55	-	32,29	-	42,15	-	-	1,04	76,98
P3	0,69	0,41	0,83	-	37,97	0,13	48,29	-	-	0,89	89,22
P4	0,26	1,28	20,75	48,56	1,05	2,79	1,57	1,28	-	5,98	83,62
P5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	44,1	
							0,18	54,05	3,16	1	101,51
P6	-	-	26,21	37,87	-	-	23,99	-	-	7,86	95,93
P7	-	0,18	1,28	-	28,23	-	34,30	-	-	4,35	68,35
P8		11,7								12,8	
	0,36	4	16,23	36,2	0,27	1,31	2,88	1,20	0,25	8	83,33
P9	0,24	2,65	18,21	37,33	4,95	2,16	6,66	0,62	0,26	9,35	82,5
P10	4,65	-	28,00	54,72	-	0,31	11,08	-	-	0,93	99,7
P11	-	6,15	23,68	23,17	-	-	0,14	-	-	34,7	87,83
P12						10,1				-	
	0,32	0,81	34,22	47,15	0,23	7	0,20	0,20		2,12	95,42
P13	0,30	1,31	17,61	34,25	0,85	2,9	1,29	0,47	-	5,58	65,04
P14	-	-	0,15	-	-	-	0,20	99,77	-	1,79	101,9

A fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) da amostra proveniente do horizonte antrópico do sítio São Francisco e os mapas microquímicos de Ca e P (Figura 64 – Mapa 1), mostram um fragmento de apatita mais denso, bem conservado e sem mostrar auréola de reação, demonstrando que o material encontrado se encontra pouco alterado após deposição. Pelo mapa do elemento Ca observa-se uma grande concentração deste elemento disperso em todo o plasma do solo na forma de micropontuações, com limites claros no mapa de Ca. Da mesma forma se encontra o elemento P, sugerindo fosfatos secundários de Ca de forma dispersa no plasma do solo. Este fato é comprovado por outras análises químicas, apresentadas na caracterização química de rotina que mostram teores de P extremamente elevados, mesmo para os padrões de solos eutróficos da paisagem de várzea. Portanto o equilíbrio químico do elemento P no solo deve favorecer a conservação dos fragmentos de ossos presentes. Tal fato permite inferir sobre o aporte polifásico (em vários momentos) de outros materiais orgânicos contendo P, que poderiam sofrer dissolução e reprecipitação em períodos intercalares. Assim, fosfatos secundários mantêm a concentração de P elevada no solo, adsorvida aos colóides, ou em formas orgânicas menos estáveis do que os ossos presentes no solo.

É possível ainda observar pontuações maiores de P e Ca evidenciando a presença de fragmentos ósseos primários. Na figura 65 é possível observar dois fragmentos ósseos de maior porosidade, mas tão bem conservados quanto o descrito anteriormente (Mapa 1). Fragmentos ósseos com porosidade variável indicam pouca alteração pós-deposicional. Os mapas de P e Ca mostram micropontuações disseminadas no plasma do

solo. Esses microfragmentos constituem uma das principais fontes de P para a formação de fosfatos secundários que mantém a alta atividade de P em solução auxiliando na preservação de fragmentos maiores, como registrado.

Ressalte-se que a condição do horizonte antrópico na paisagem de várzea, muitas vezes soterrado, evita o cultivo direto desses solos, o que contribui para a maior preservação in situ das feições arqueológicas observadas.

A figura 66 revela a presença diversificada de minerais que compõem o solo do ambiente de várzea. A sobreposição dos mapas de Ca e Si, por exemplo, revelam a presença de plagioclásios-Ca. Já os mapas de Al, K, Mg e Si denotam a presença de micas. A sobreposição dos mapas de Fe, Mg e Si indicam a presença de piroxênios. Os mapas de Fe e Ti apontam para a presença de ilmenita, como também sugerido pelos teores de Fe e Ti nas análises pontuais, e identificado na mineralogia do solo.

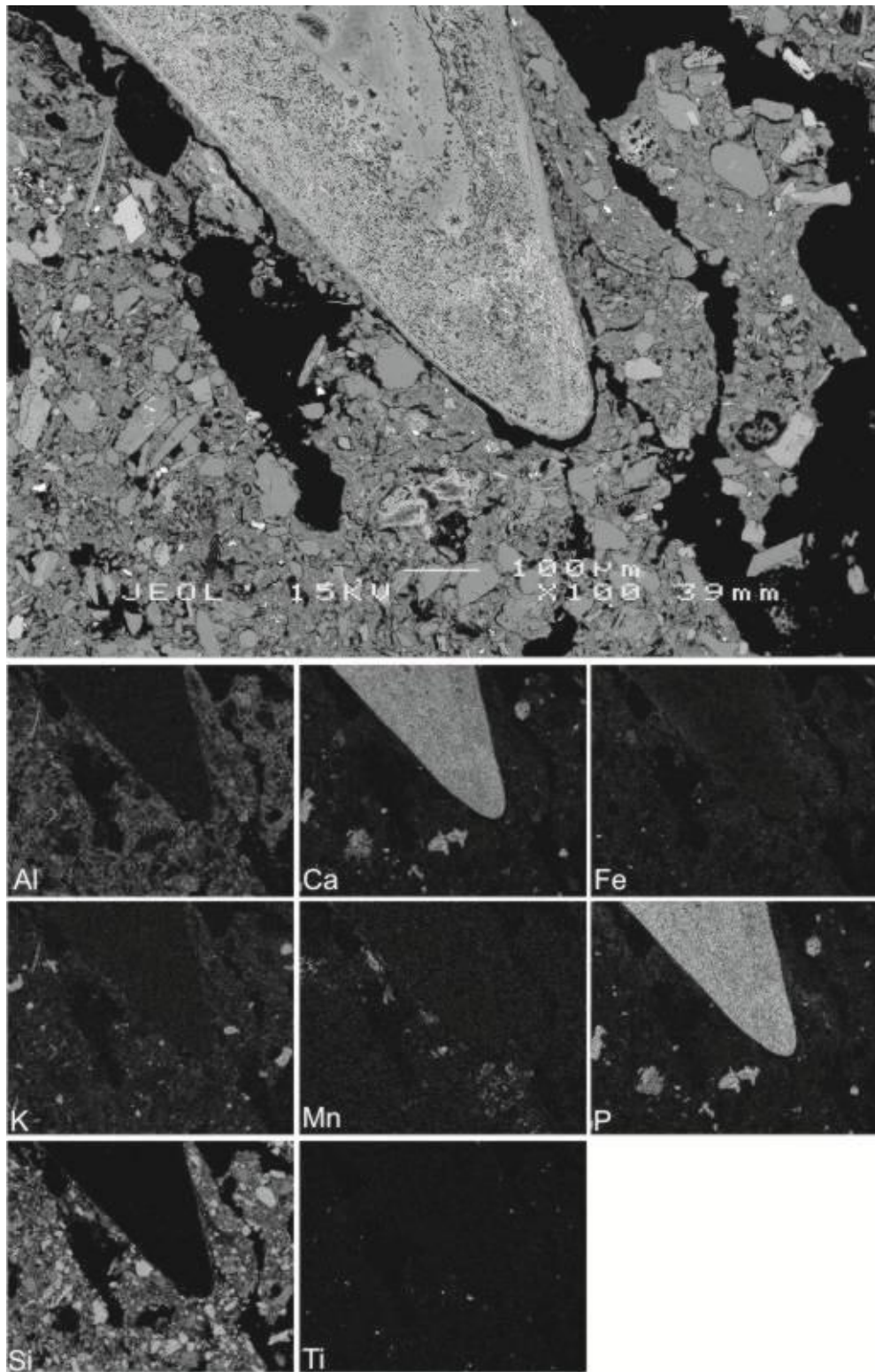


Figura 64. Mapa 1. Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS do horizonte 3Au (164 – 200 cm) do perfil referente ao sítio São Francisco.

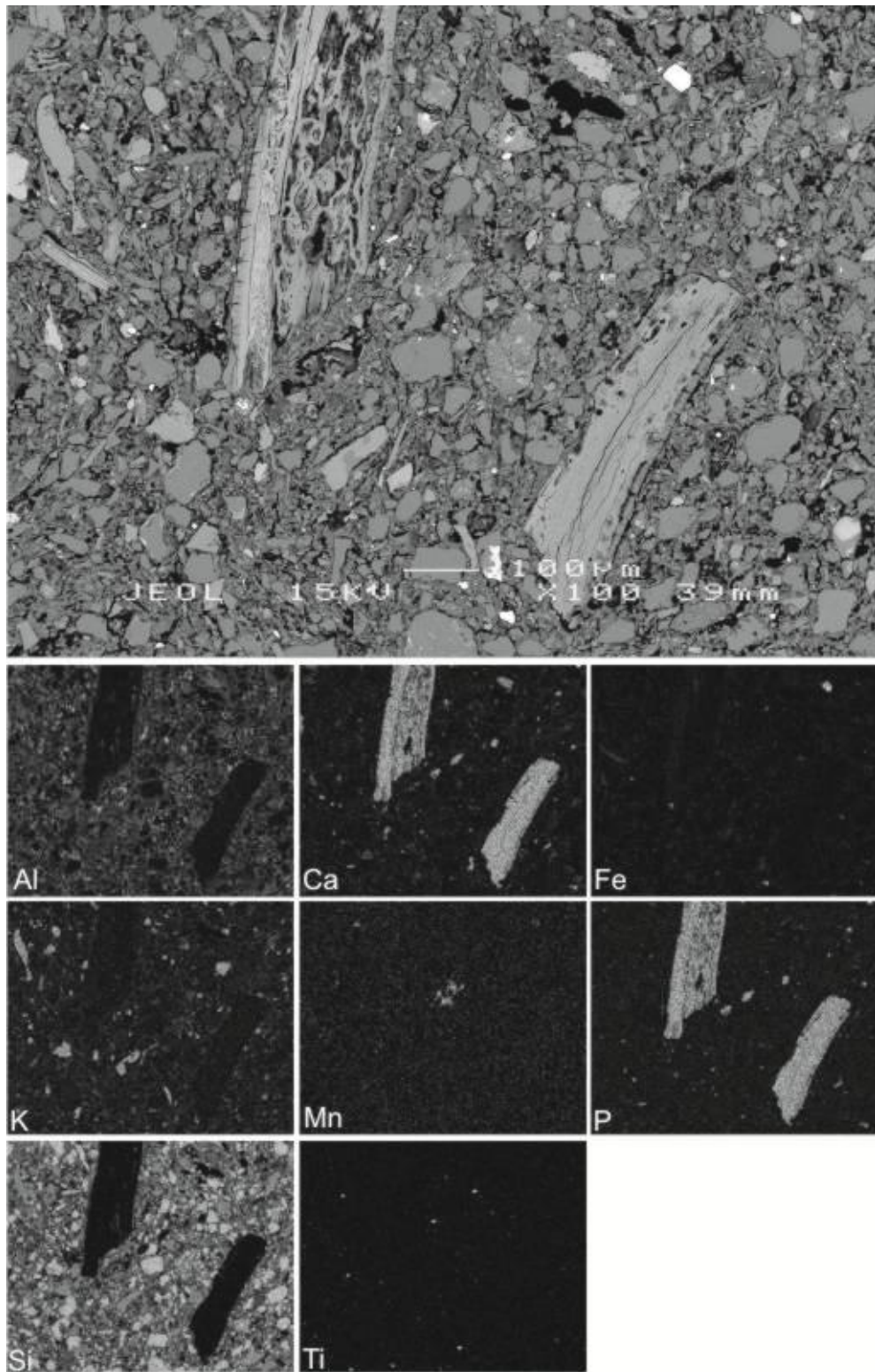


Figura 65. Mapa 2. Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS do horizonte 3Au (164 – 200 cm) do perfil referente ao sítio São Francisco.

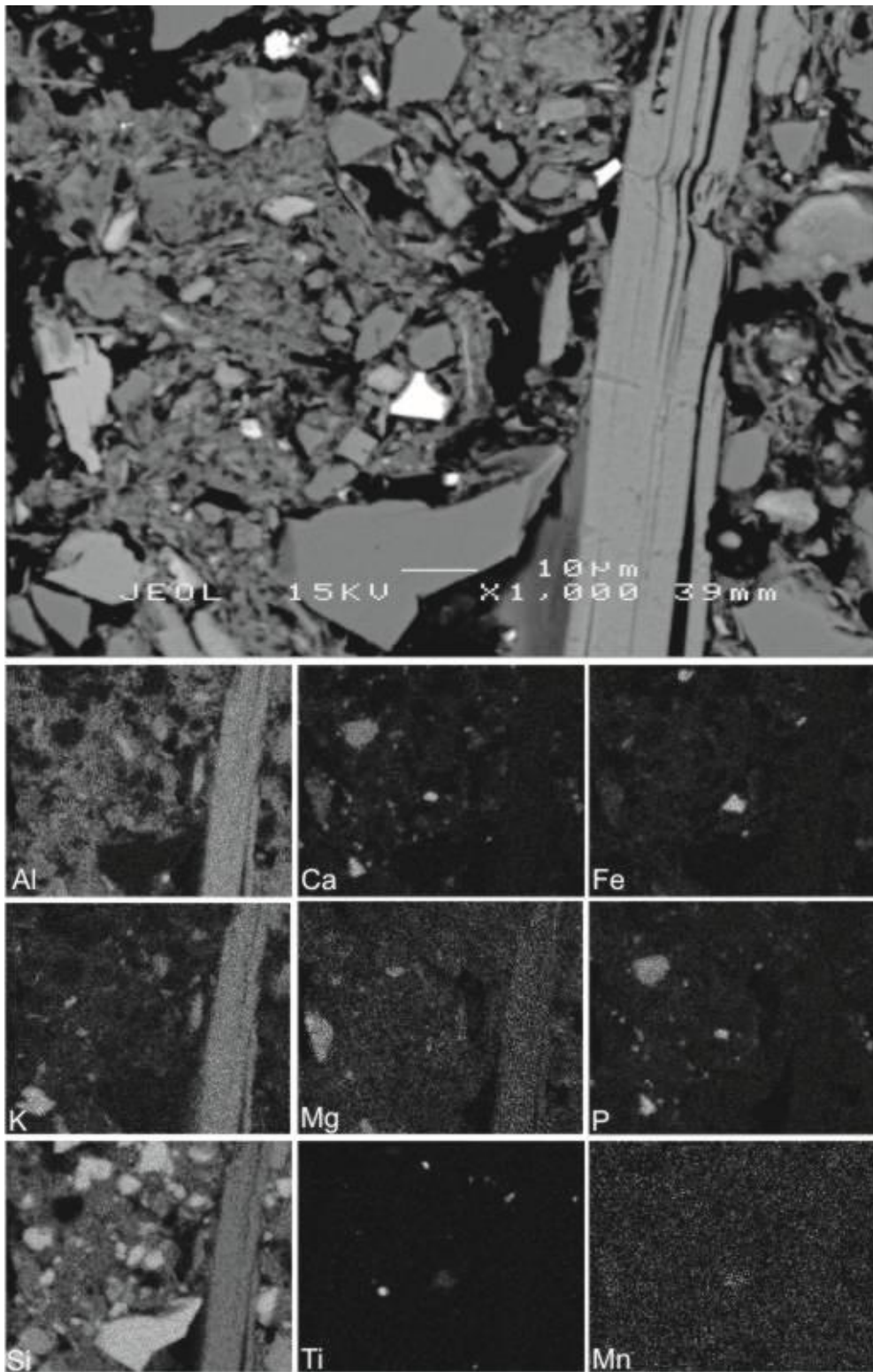


Figura 66. Mapa 3. Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS do horizonte 3Au (164 – 200 cm) do perfil referente ao sítio São Francisco.

A figura 67 ilustra um fragmento de canga ferrífera (possível horizonte plácico) e sua composição química (Quadro 19), pelos pontos 1, 2, 3 e 4. A canga podia ser utilizada como amolador para a fabricação de artefatos líticos pela população indígena da época. O fragmento é basicamente composto de FeO, que variou entre 71,58 e 88,64%, e não pode constituir artefato cerâmico.

A composição química no ponto 5 revelou teores mais altos de Ti₂O₃ o que pode ser relacionado a minerais com altos teores de Ti na sua rede cristalina.

Os resultados das análises pontuais 7 e 9 constataram material feito exclusivamente de SiO₂, provavelmente quartzo ou pequenos corpos silicosos (sílica biogênica).

Os pontos 0, 11 e 13 sugerem a presença de biotita, especialmente pelos valores mais altos de MgO e FeO.

Os pontos 10 e 14 mostram os teores mais baixos de Si para os pontos analisados no solo que envolve o fragmento de canga. Estes pontos apresentaram ainda teores semelhantes de P₂O₅, Al₂O₃, MgO e K₂O. Provavelmente trata-se de material orgânico depositado ao solo, cujos valores para a total composição química destes pontos foram baixos, menores que 50% em ambos os casos, em função da ausência da quantificação dos teores de C.

A análise no ponto 12 apresenta uma feição de alta densidade com altos teores de P₂O₅ e baixíssimos teores de CaO. Neste caso trata-se na verdade de um mineral de zircônio (zirconita), o qual possui assinatura eletrônica muito similar ao P pelo EDS. Os teores de CaO (1,41%), MgO

(33%), Na₂O (0,31%) e FeO (0,96%) podem ser atribuídos a impurezas presentes neste mineral.

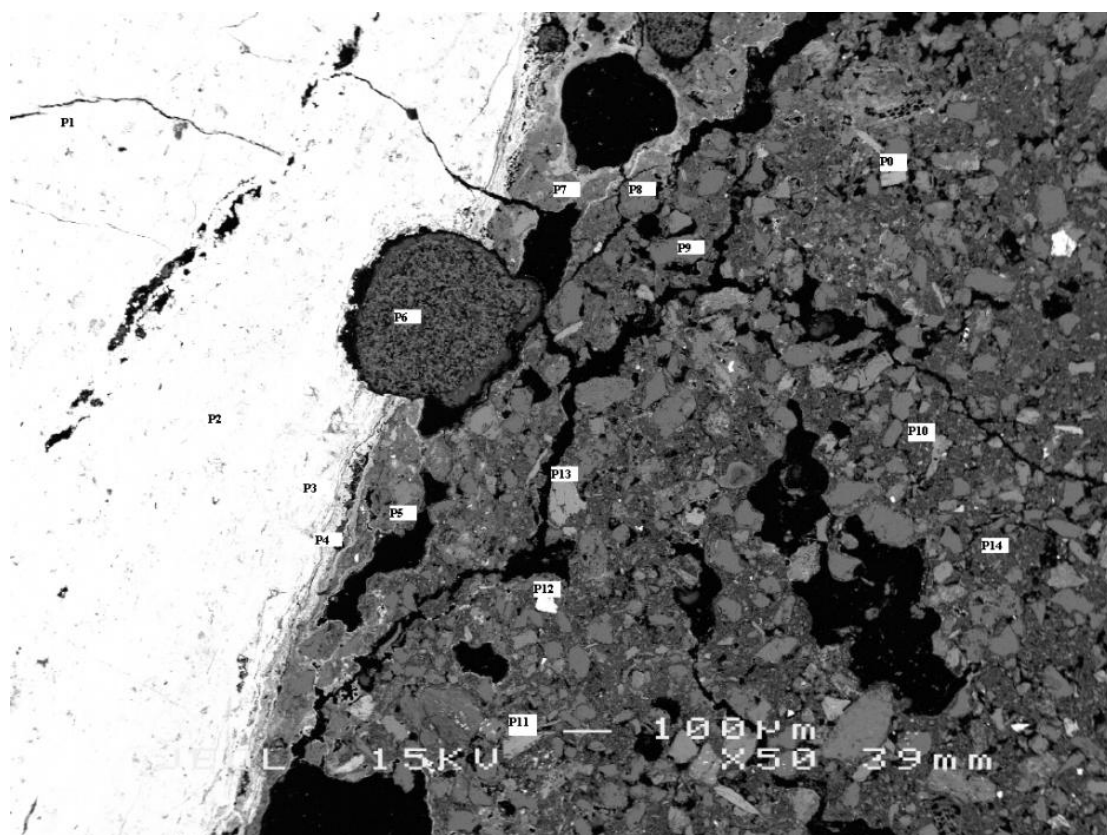


Figura 67. Fotomicrografia com fragmento de canga ferrífera, feita por retroespalhamento eletrônico (MEV) mostrando os pontos onde foram feitas análise da composição química por meio de EDS (Quadro 19), do horizonte 2Au (50 – 77 cm) do perfil referente ao sítio Lauro Sodré I.

Quadro 19. Composição química de fragmento ósseo e plasma do solo no horizonte antrópico do sítio Lauro Sodré referente à figura 67

	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	TOTAL
	----- %										
P0	1,25	9,29	7,27	46,23	-	0,77	11,77	1,68	0,36	21,14	99,76
P1	-	-	-	-	0,39	-	-	-	-	88,64	89,03
P2	0,57	-	-	0,64	-	-	-	-	-	84,75	85,96
P3	0,44	-	-	0,86	1,37	-	0,31	-	-	71,58	74,66
P4	0,36	-	0,53	0,90	1,51	-	0,20	-	-	72,08	75,71
P5	0,90	0,81	11,58	28,32	3,21	1,92	4,11	4,67	-	15,91	71,68
P6	3,80	3,50	0,93	66,15	-	-	9,22	-	-	0,41	84,00
P7	-	-	-	100,87	-	-	-	-	-	0,46	101,33
P8	10,22	-	20,24	68,48	-	-	0,42	-	-	0,24	99,60
P9	-	-	-	100,4	-	-	-	-	-	-	100,40
P10	-	0,93	10,92	20,22	2,96	1,29	0,80	0,37	-	9,97	47,61
P11	2,6	13,75	11,22	42,96	-	0,55	11,75	2,84	0,35	13,26	99,28
P12	0,31	0,33	-	35,21	35,65	-	1,41	-	-	0,96	73,89
P13	0,44	16,18	3,00	51,75	-	-	21,87	0,72	0,23	6,92	101,12
P14	0,19	1,19	11,26	21,84	2,15	1,23	0,73	0,40	-	10,30	49,54

A figura 68 ilustra uma seção do horizonte antrópico do sítio Lauro Sodré I. O mapa microquímico de P mostra o potencial de adsorção deste elemento por óxidos de Fe. Assim, é possível observar maior intensidade no mapa de P na região de contato do plasma do solo com o fragmento de canga. Não obstante, pode-se observar que a estrutura apresentada na figura encontra-se incrustada de P, provavelmente na forma de fosfatos, adsorvidos ao fragmento.

Os mapas microquímicos de Al e o K sugerem que estes elementos estão distribuídos principalmente no esqueleto, e em menor quantidade no plasma. O Al na forma de óxidos e de aluminossilicatos secundários, principalmente caulinita, conforme identificado em análises mineralógicas. Já o K na forma de íon adsorvido no complexo de troca do solo e na constituição de minerais que contém este elemento, como a illita. O esqueleto do solo é basicamente constituído de grãos de quartzo conforme evidenciado pelo mapa de Si, fato observado na maioria das amostras estudadas (Figura 69). No entanto, é possível observar que o K também participa da composição do esqueleto arenoso do solo, ainda que em menor proporção, especialmente na forma de feldspatos e micas.

Já a figura 70 mostra que o Na tem maior participação no esqueleto do solo que é, na maior parte, composto por Si na forma de grão de quartzo, sendo também constituído de plagioclásios de Na.

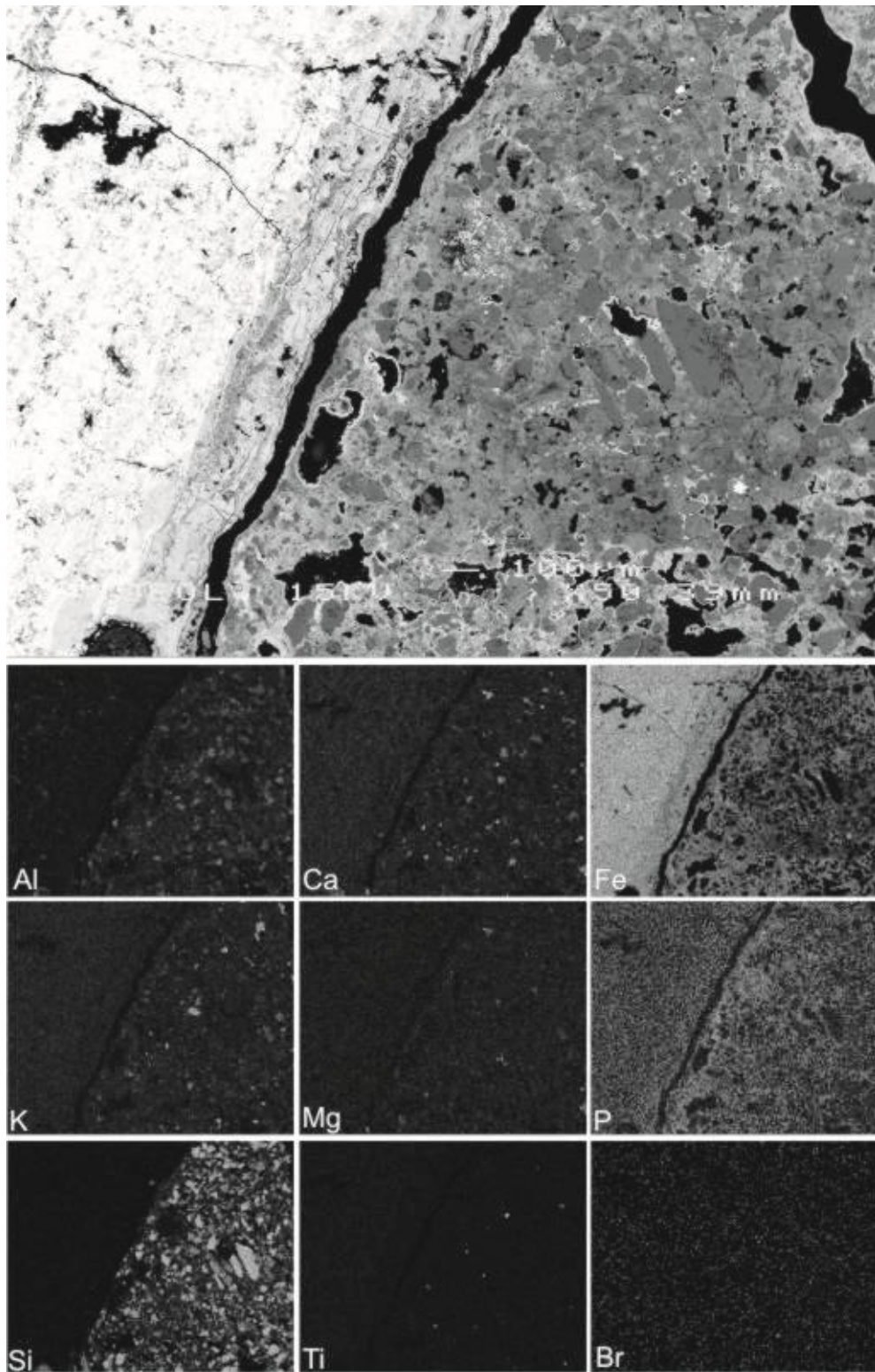


Figura 68. Mapa 1. Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS do horizonte 2Au (50 – 77 cm) do perfil referente ao sítio Lauro Sodré I.

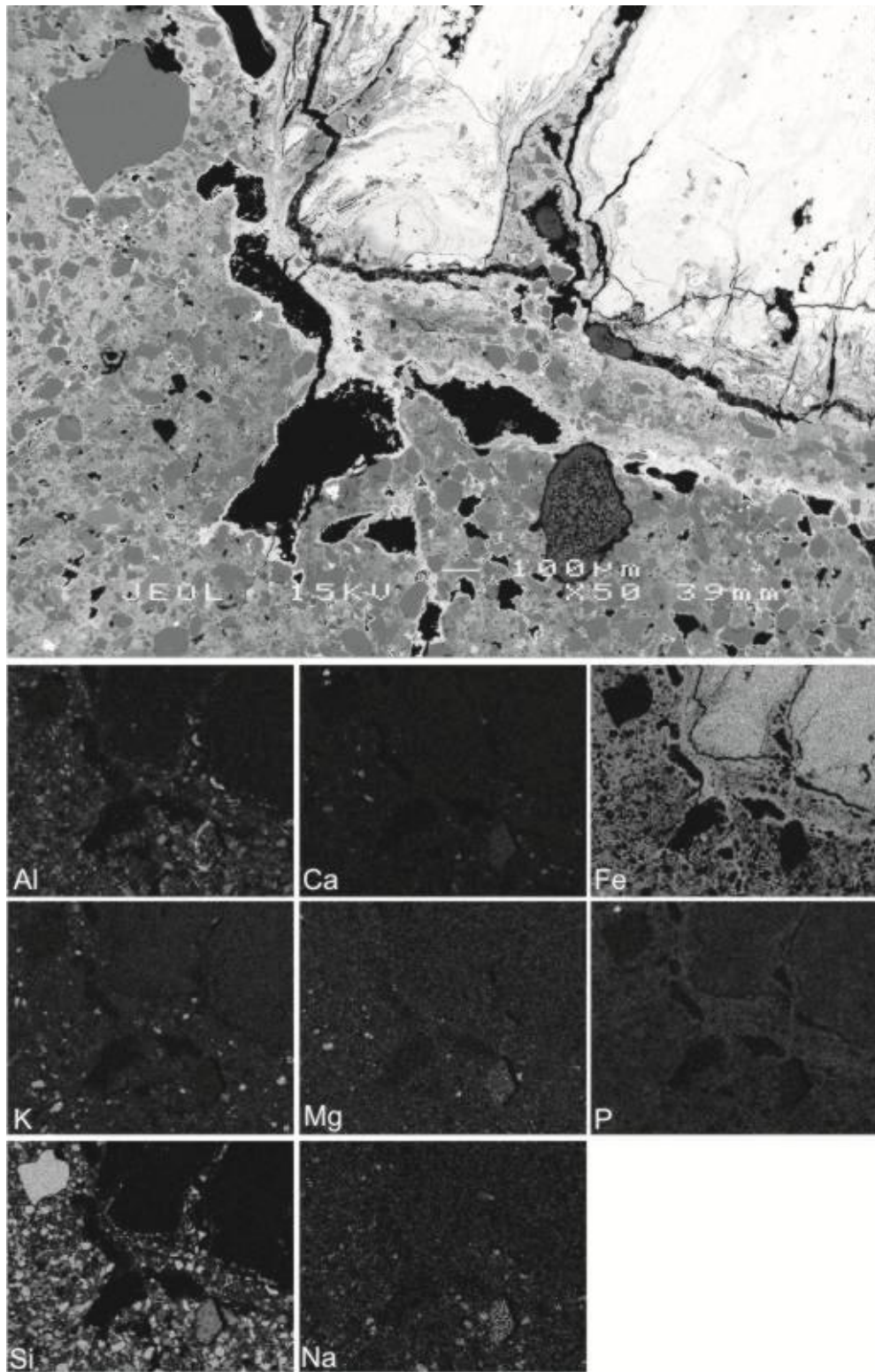


Figura 69. Mapa 2. Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS do horizonte 2Au (50 – 77 cm) do perfil referente ao sítio Lauro Sodré I.

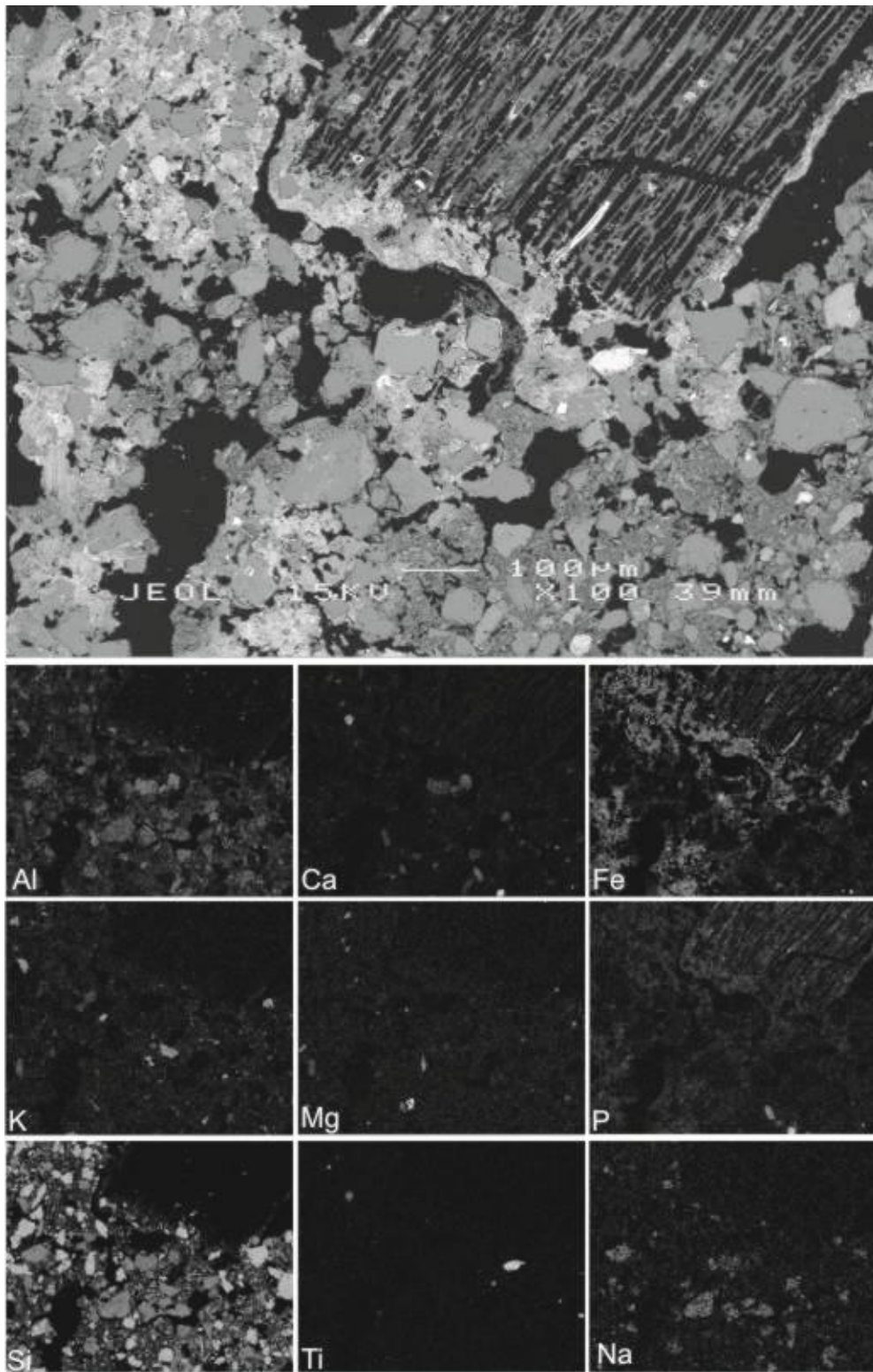


Figura 70. Mapa 3. Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS do horizonte 2Au (50 – 77 cm) do perfil referente ao sítio Lauro Sodré I.

O quadro 20 mostra a composição química de um fragmento ósseo bastante poroso e aparentemente de baixa densidade, de uma amostra do horizonte antrópico do sítio Lauro Sodré II (Figura 71). Este perfil apresenta, de forma peculiar, um horizonte —ósse” quase contínuo formado por placas ósseas de carapaças de quelônios depositadas umas sobre as outras. O hábito indígena de armazenar tartarugas vivas como uma forma de dispensa viva para fonte de proteína animal, reportada na literatura, sendo essa uma das origens possíveis para o depósito.

Os pontos 1, 2, 4, 9, 10 e 11 revelam a composição química do fragmento composto quase que na totalidade de CaO e P₂O₅ cujos valores em média são de 37% para CaO e 27,81% para P₂O₅. Embora estes teores sejam algo menores do que os apresentados por outros fragmentos de apatita biogênica de outros sítios deste trabalho, a relação molar Ca:P se mantém relativamente alta, de 1,67. Os valores ligeiramente mais baixos podem ser atribuídos a natureza porosa do tecido ósseo analisado, típico dos quelônios em geral. De qualquer forma vale ressaltar o bom estado de preservação do fragmento, que aparece de forma íntegra, especialmente se considerado o tempo decorrido após a deposição desse material, que deve ser bem longo a julgar pela espessura da deposição.

Note-se que além de CaO e P₂O₅, MgO, Al₂O₃ e principalmente FeO, compõem, ainda que com um baixo percentual, a porção de tecido ósseo analisado. O Fe por estar sujeito as condições ambientais de oxi-redução contribui com maior percentual de impureza na apatita, devido a redução do Fe³⁺ a Fe²⁺ que se liga ao P da apatita biogênica.

Os demais pontos analisados demonstram minerais ricos em diversos elementos, os quais constituem a fonte de nutrientes para a alta fertilidade

dos solos do ambiente de várzea. Como exemplo tem-se o ponto 18, com 10,6% de MgO e 21,50% de FeO, constituindo biotita, já o ponto 20 com quase 10% de Na₂O, é um plagioclásio, e os pontos 8 e 12 com teores elevados de K₂O (15,5 e 10,83%) indicam a presença de micas.

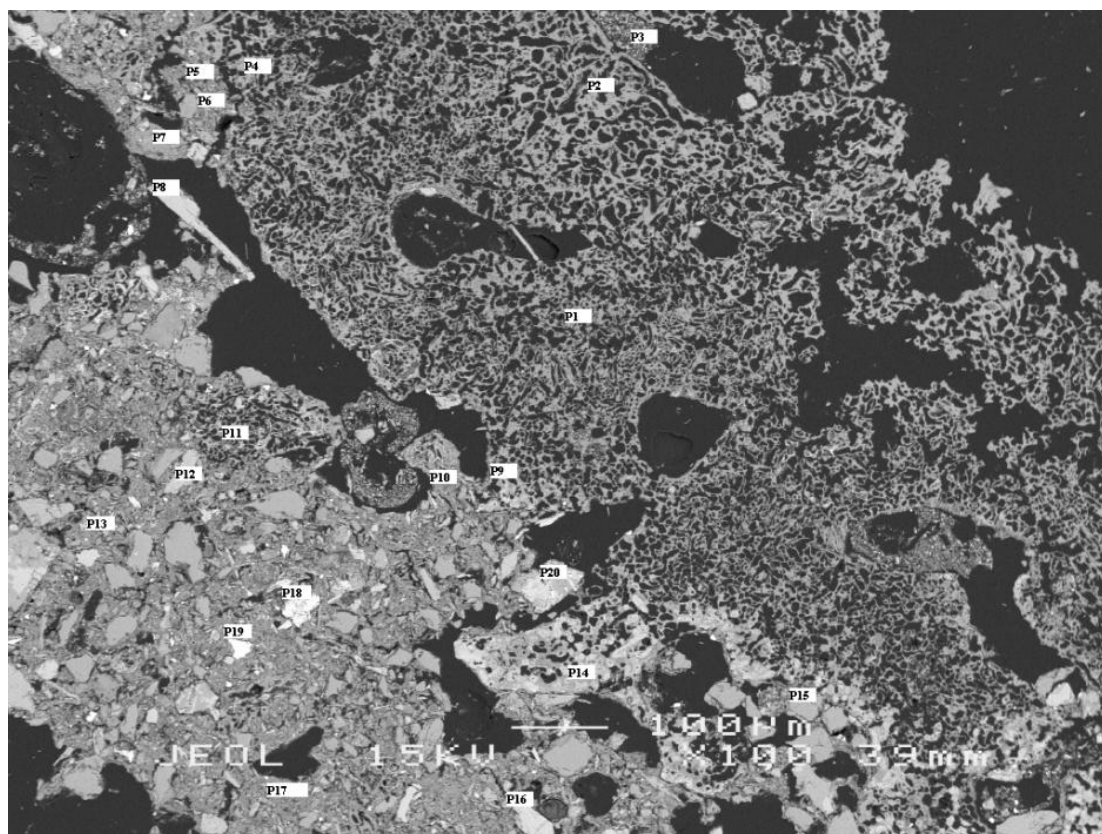


Figura 71. Fotomicrografia com fragmento ósseo em destaque, feita por retroespalhamento eletrônico (MEV) mostrando os pontos onde foram feitas análise da composição química por meio de EDS (Quadro 4.11.11), horizonte 2Au (38 – 53 cm) do perfil referente ao sítio Lauro Sodré II.

Quadro 20. Composição química de fragmento ósseo e plasma do solo no horizonte antrópico do sítio Lauro Sodré referente à figura 4.11.11

	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	TOTAL
	----- % -----										
P1	-	0,27	0,45	-	27,22	-	37,31	-	-	1,08	66,46
P2	-	0,18	0,30	-	28,14	-	38,43	-	-	0,96	68,08
P3	3,25	2,14	4,80	55,58	0,46	0,52	5,25	0,25	-	1,11	73,43
P4	0,32	0,22	0,64	-	28,83	-	37,83	-	-	1,14	68,98
P5	0,32	1,77	20,22	37,22	1,86	2,26	3,11	1,18	-	4,82	72,90
P6	-	-	-	98,75	-	-	0,11	-	-	-	98,86
P7	-	0,95	30,63	47,21	0,27	3,66	0,87	0,18	-	3,94	87,71
P8	1,28	-	18,95	65,4	-	15,5	-	0,25	-	-	101,38
P9	0,34	0,32	1,70	1,71	28,85	0,10	37,65	0,23	0,34	1,76	72,99
P10	0,27	0,38	1,74	2,46	26,03	0,14	33,77	0,17	-	2,77	67,73
P11	0,34	0,2	0,81	-	27,93	-	36,16	-	-	2,35	67,86
P12	0,35	1,59	31,48	45,08	-	10,83	0,18	1,12	-	1,93	92,55
P13	0,24	1,64	16,42	46,87	0,30	2,36	0,85	0,45	-	6,74	75,95
P14	-	0,22	0,76	-	31,90	-	40,43	-	-	2,07	75,37
P15	-	-	-	101,10	-	-	-	-	-	-	101,10
P16	0,59	-	18,55	64,82	-	16,49	-	0,22	-	-	100,68
P17	0,38	1,92	22,01	42,49	1,86	2,08	2,70	0,53	-	6,28	80,35
P18	0,85	10,6	7,82	46,29	-	0,29	8,87	1,13	0,43	21,50	97,78
P20	9,95	-	19,63	68,69	-	-	0,13	-	-	-	98,40

A Figura 72, obtida em trabalho de MEV acoplado a EDS, em lâmina de micromorfologia feita de amostra indeformada de horizonte antrópico do ambiente de várzea, sítio Lauro Sodré II, revela a riqueza desse ambiente em minerais primários ricos em K (feldspatos), Na (plagioclásio) e em menor magnitude Mg (biotita), como também apresentado na figura 73 Al e Si constituem aluminossilicatos neoformados, os quais consistem nos principais elementos constituintes do plasma. Grãos de quartzo constituem importante componente do esqueleto do solo, como já comentado anteriormente (mapa de Si).

Nesta amostra em particular, o esqueleto do solo tem nos restos de apatita biogênica um dos principais componentes e, em menor proporção, minerais primários de pequeno tamanho provenientes do próprio ambiente deposicional da várzea. Os abundantes fragmentos de apatita biogênica fazem parte de um exoesqueleto de quelônio em processo muito lento de degradação, o que é confirmado pela sua constituição basicamente de Ca e P. Contudo, esses fragmentos tendem a se desestabilizar lentamente, mesmo no pedoambiente mais conservador de várzea, formando compostos de P ligado a Fe e Al, como verificado neste trabalho pelos dados do fracionamento das formas de P, e anteriormente já reportado por Lima et al., (2002) e Souza et al., (2009).

A figura 74 mostra a porosidade natural dos fragmentos ósseos depositados no solo. É possível observar pelos mapas microquímicos de Al e Fe que a borda do fragmento de apatita revela o início de uma reação desses elementos com o P da apatita (Figura 74). No entanto os mapas de Ca e P indicam um limite claro e abrupto do fragmento, sem auréola de reação.

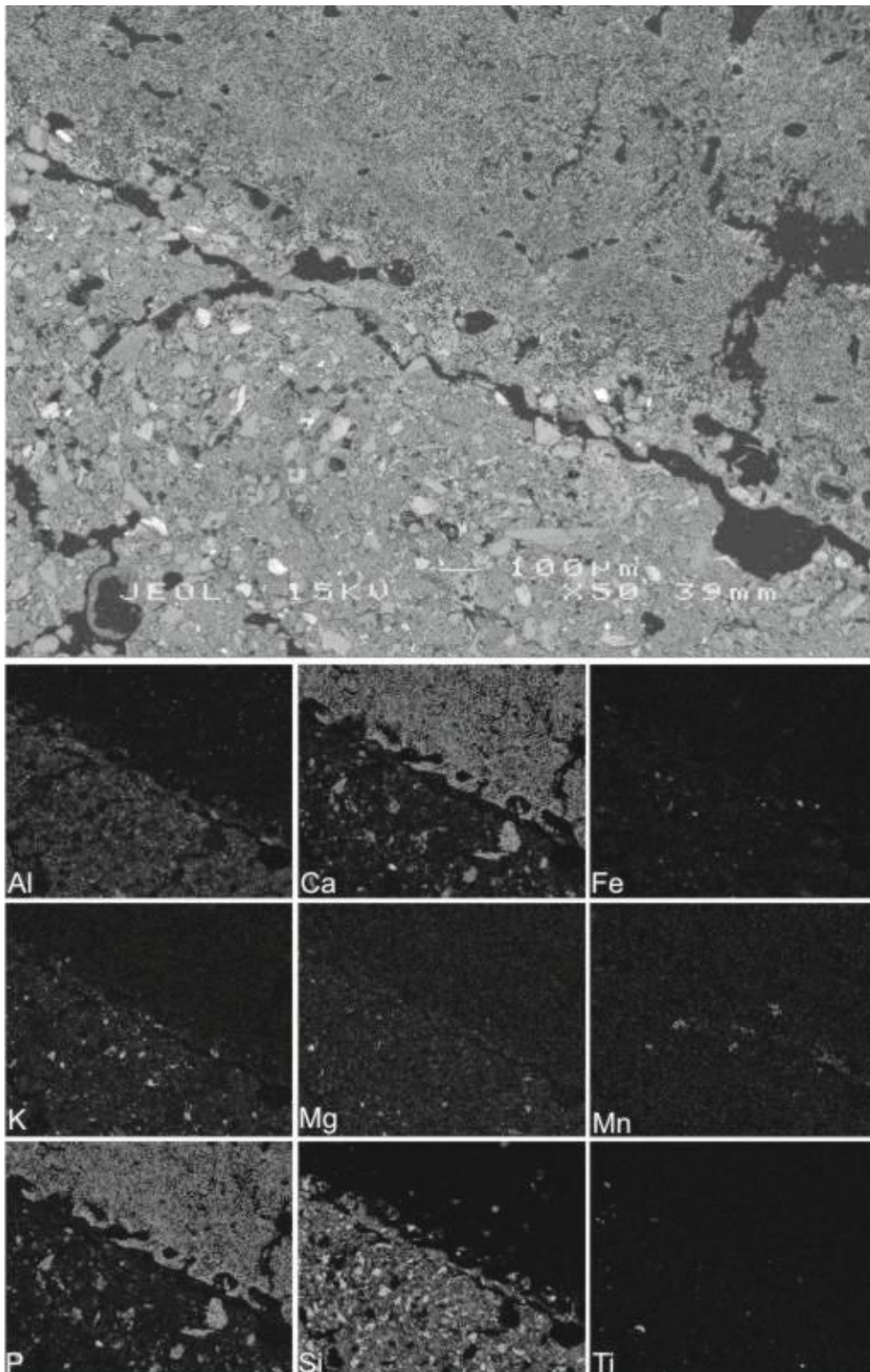


Figura 72. Mapa 1. Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS do horizonte 2Au 38 – 53 cm do perfil referente ao sítio Lauro Sodré.

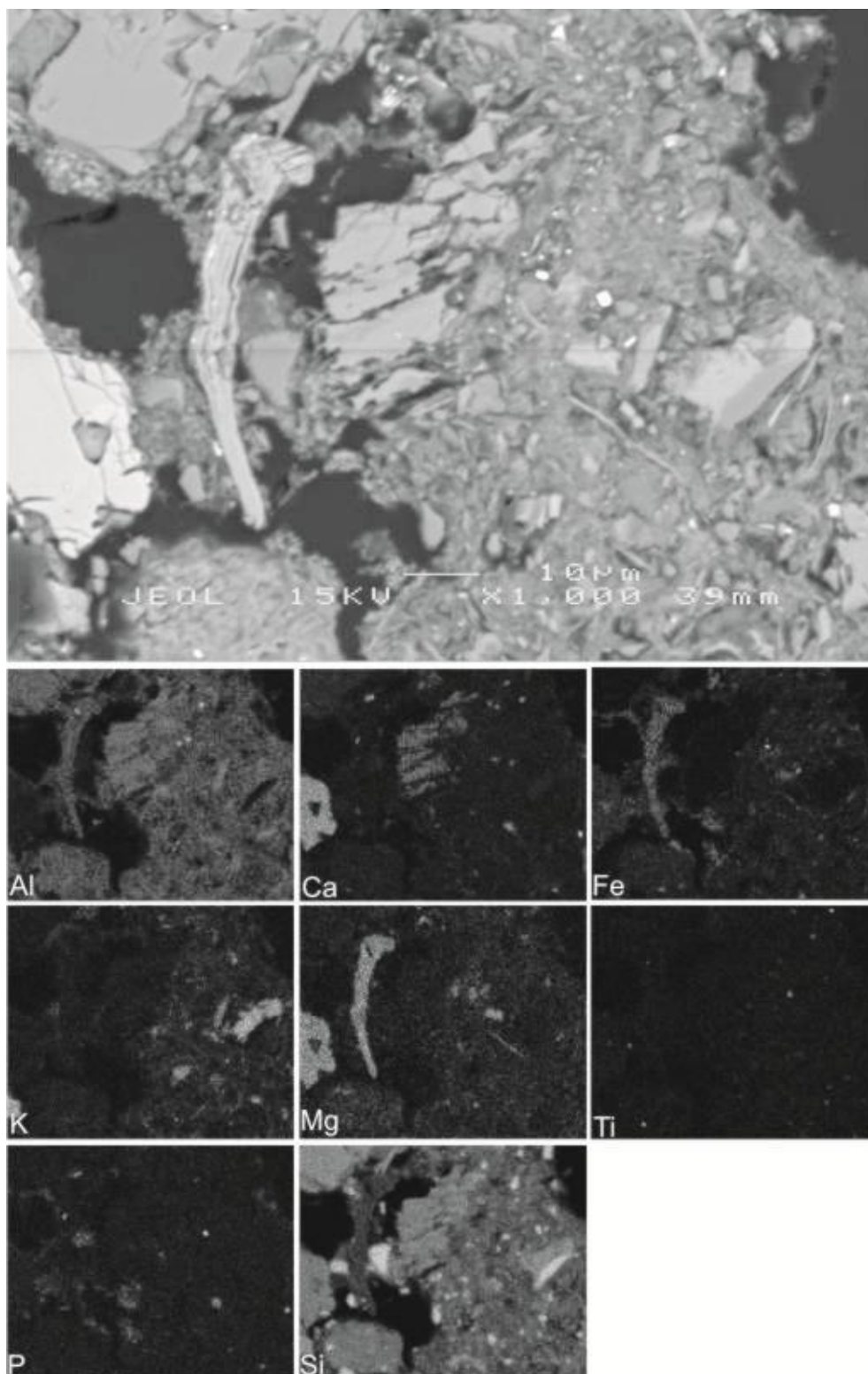


Figura 73. Mapa 2. Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS do horizonte 2Au 38 – 53 cm do perfil referente ao sítio Lauro Sodré.

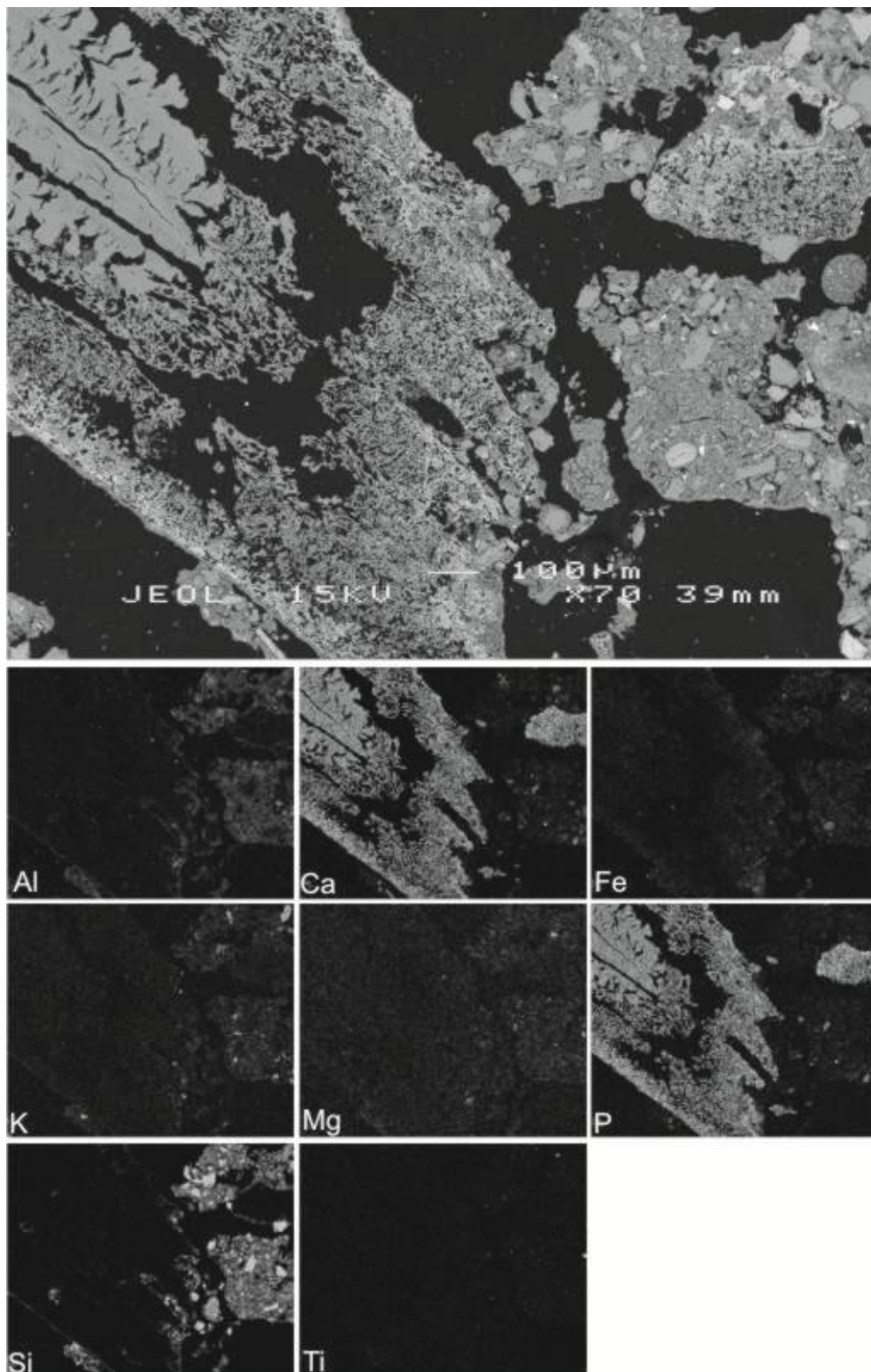


Figura 74. Mapa 3. Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS do horizonte 2Au 38 – 53 cm do perfil referente ao sítio Lauro Sodré II.

Os sítios de Gleissolos (Mangueira e Sumaúma) apresentaram similaridade mais estreita entre si, com menores teores de Si compondo o plasma do solo, especialmente o sítio Mangueira com média de 32,44% de SiO_2 , enquanto o sítio Sumaúma apresentou 40,54% de SiO_2 na composição do plasma (Quadros 21 e 22).

Os teores de K_2O na composição do plasma do solo desses sítios são menores, especialmente quando comparado com os sítios sobre Neossolos Flúvicos. No sítio Mangueira, os teores variaram entre 1,10 e 3,05% de K_2O com média de 1,81% de K_2O na composição do plasma. Já no sítio Sumaúma os teores de K_2O variaram entre 1,33 e 2,88% com média de 1,82% (Quadros 21 e 22). Os teores mais baixos desses elementos podem estar relacionados ao ambiente de deposição em que esses sítios se encontram. Nesse ambiente mais rebaixado e mais distante do leito do rio principal, a deposição de frações mais finas é facilitada, em detrimento em detrimento de outras frações mais ricas em minerais primários.

Os teores de Al_2O_3 e Fe_2O_3 são similares entre esses dois ambientes (Neossolos Flúvicos e Gleissolos). No sítio Mangueira os teores de Fe_2O_3 tiveram média de 7,85% e no sítio Sumaúma média de 10,44%.

Os teores de CaO são também mais baixos no plasma desses solos, especialmente no sítio Mangueira, onde os teores variaram entre 0,20 e 0,95%, com média de 0,41% de CaO . O sítio Sumaúma apresentou teores um pouco mais elevados que variaram entre 0,60 e 1,98%, com média de 1,16% de CaO . Os menores teores de CaO nesses sítios não estão diretamente associados com o ambiente deposicional da várzea, mas sim com o estado de conservação do material depositado no solo pelas populações pré-colombianas. Note-se ainda que embora os teores de CaO

no plasma do solo sejam mais baixos, os teores de P_2O_5 no plasma são ainda elevados, com teores similares aos observados nos sítios sobre Neossolos Flúvicos. Isto sugere um estágio mais avançado de transformação do material depositado nesses sítios, principalmente os fragmentos de ossos de formas e fontes variadas.

No sítio Mangueira os teores de P_2O_5 variaram entre 0,69 a 3,07% com média de 1,12. No sítio Sumaúma os teores de P_2O_5 foram um pouco mais elevados variando entre 0,66 e 2,78% com média de 1,32%. As relações molares de Ca:P no sítio Mangueira foi de 0,55 e no sítio Sumaúma foi de 1,28.

Corroborando a idéia de um estágio mais avançado de intemperismo nesses sítios, ao contrário do que foi observado nos sítios em ambiente de Neossolos Flúvicos (diques aluviais), em que os teores de P_2O_5 tiveram correlação significativa apenas com os teores de CaO, nos sítios Mangueira e Sumaúma os valores de P_2O_5 possuem correlação mais significativa com os valores de Fe_2O_3 , embora ainda tenham correlação com os valores de CaO, porém menos significativos (Quadro 23).

Quadro 21. Composição química do plasma do solo determinada a partir de análises pontuais feitas em lâminas elaboradas a partir de amostras indeformadas no contato entre os horizontes Au (0 – 20 cm) e ACu (20 – 30 cm) do perfil referente ao sítio Mangueira

P.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	H ₂ O ¹
----- % -----											
P1	0,22	0,56	19,63	31,00	0,85	1,57	0,43	0,45	-	8,35	37,46
P2	0,22	0,73	21,65	35,98	3,07	1,71	0,50	0,95	-	10,69	25,32
P3	0,24	0,60	21,26	32,43	1,37	1,10	0,57	0,28	-	10,91	32,07
P4	0,20	0,99	21,6	32,73	0,96	1,37	0,38	0,55	-	8,16	33,75
P5	-	0,86	23,01	37,05	0,78	3,05	0,38	0,35	-	4,90	30,03
P6	0,27	0,85	20,67	32,95	0,94	1,54	0,46	0,77	0,44	7,92	33,79
P7	0,15	0,38	12,13	22,78	0,37	2,84	0,20	0,35	-	5,55	55,69
P8	0,42	0,61	18,27	30,63	1,42	1,51	0,45	0,27	-	10,19	36,92
P9	0,24	0,60	19,69	31,83	0,71	1,72	0,35	0,23	-	4,86	40,04
P10	0,20	0,71	22,66	37,03	0,69	1,72	0,36	0,43	-	7,01	29,73
M	0,22	0,69	20,06	32,44	1,12	1,81	0,41	0,46	0,04	7,85	35,48
DP	0,10	0,18	3,14	4,14	0,75	0,63	0,10	0,23	0,14	2,28	8,29

P. Pontos; ¹somatória dos elementos analisados menos 100%; também computados valores desconhecidos de C; ²M – média; ³DP – desvio padrão.

Quadro 22. Composição química do plasma do solo determinada a partir de análises pontuais feitas em lâminas elaboradas a partir de amostras indeformadas do Horizonte (Au 0–15 cm) do perfil referente ao sítio Sumaúma

P.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	H ₂ O ¹
----- % -----											
P1	-	0,96	22,96	38,23	0,82	1,78	1,19	0,63	-	10,51	22,92
P2	0,20	0,95	21,11	38,17	2,78	1,92	1,98	0,78	-	13,60	18,51
P3	-	0,80	17,74	52,50	1,05	1,33	0,60	0,58	0,23	8,45	16,72
P4	-	0,80	19,84	42,04	0,66	1,78	1,30	0,58	-	7,62	25,38
P5	0,43	1,06	26,19	42,29	0,89	2,88	1,25	0,57	-	7,88	16,56
P6	0,27	1,19	23,34	44,80	0,99	2,22	1,05	0,45	-	9,42	16,27
P7	0,19	0,70	17,40	31,30	1,71	1,55	1,37	0,6	-	10,74	34,44
P8	-	1,03	19,10	43,77	0,92	1,99	0,85	0,83	-	10,49	21,02
P9	0,23	0,88	22,26	37,78	1,41	1,51	0,91	0,57	0,23	12,41	21,81
P10	0,19	0,96	19,71	34,53	1,96	1,26	1,09	0,68	0,31	13,27	26,04
M	0,15	0,93	20,97	40,54	1,32	1,82	1,16	0,63	0,08	10,44	21,97
DP	0,15	0,14	2,75	5,93	0,66	0,48	0,37	0,11	0,13	2,15	5,65

P. Pontos; ¹somatória dos elementos analisados menos 100%; também computados valores desconhecidos de C; ²M – média; ³DP – desvio padrão.

Quadro 23. Correlações dos teores de P₂O₅ com Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃ e K₂O em Arqueo-antrossolos da várzea do Solimões/Amazonas

Sítios		Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	Fe ₂ O ₃
Mangueira	P ₂ O ₅	0,31 ^{ns}	-0,33*	0,64**	0,72**
Sumaúma	P ₂ O ₅	-0,22*	-0,29*	0,63*	0,82*

ns – não significativo; * significativo a 1%; **significativo a 5%.

A figura 75 mostra em detalhe um fragmento de carvão na porção inferior esquerda da imagem e os pontos onde foram feitas análises pontuais na amostra.

Os pontos 1, 2, 3 e 4 revelam a composição química do carvão do centro para a borda (Quadro 24). O ponto 1 revela uma composição química pobre em todos elementos analisados como reflexo de sua composição orgânica carbonosa, elemento não determinado pelo EDS. O ponto 4 mostra uma composição similar ao ponto 1 com valor mais alto de FeO (6,52%). O ponto 2 indica maior interação do carvão com a matriz mineral do solo, com valores mais elevados de FeO (10,59%) e Al₂O₃ (5,90%).

Note-se que embora tenha havido um substancial aumento de P₂O₅, o valor de CaO diminui ainda mais em relação ao primeiro ponto de análise. Por outro lado, o significativo aumento de P₂O₅ seguido pelo aumento FeO nesse segundo ponto, também observado no ponto 5, mostra a dominância da forma de P presente na amostra (P-Fe). Acompanhando essa tendência, o ponto 6 revela o mais alto teor de P₂O₅ (10,84%) acompanhado também do mais alto teor de FeO (19,40%).

O ponto 3 denota a maior interação do fragmento de carvão com a formação de composto organo-mineral, evidenciado pelas maiores concentrações de Al₂O₃ (19,95%), SiO₂, (31,79) e K₂O (1,08%). O ponto 10 revela altos teores de MgO, K₂O e FeO, indicando a presença de biotita.

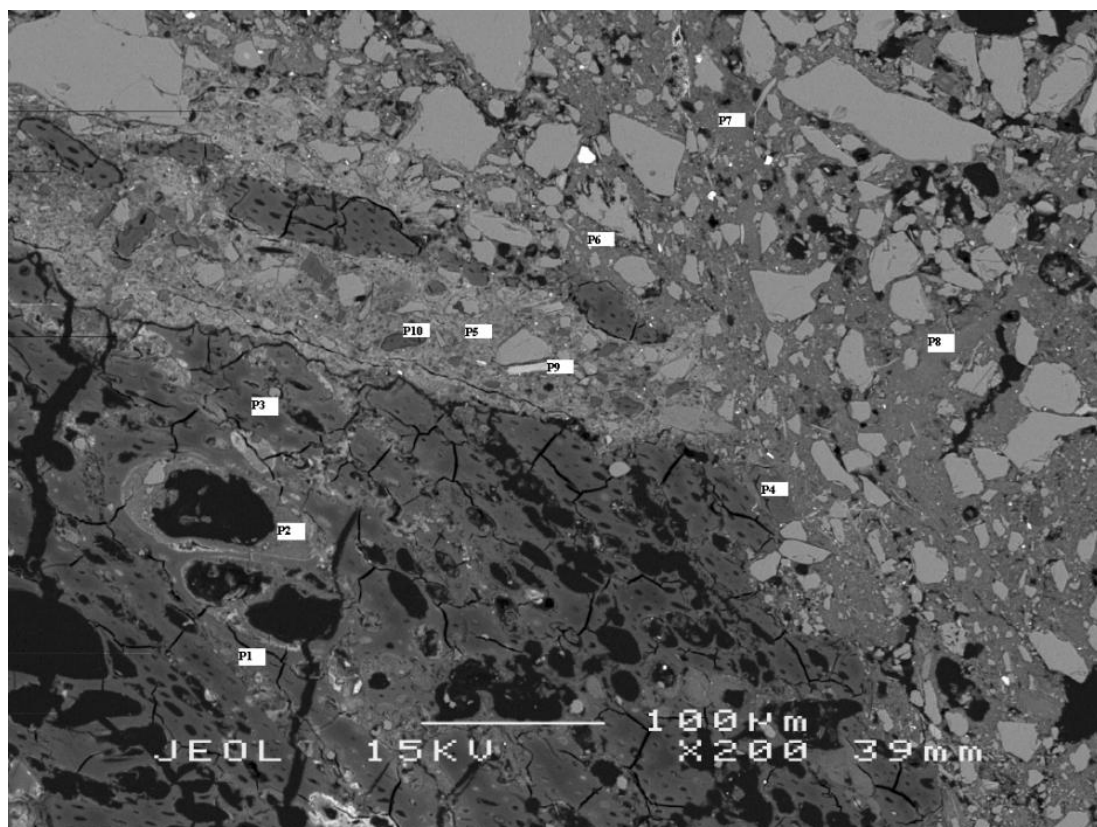


Figura 75. Fotomicrografia com fragmento de carvão na porção inferior esquerda, feita por retroespalhamento eletrônico (MEV) mostrando os pontos onde foram feitas análise da composição química por meio de EDS (Quadro 24), coletado no contato entre os horizontes Au (0 – 20 cm) e ACu (20 – 30 cm) do perfil referente ao sítio Mangueira.

Quadro 24. Composição química de fragmento de carvão e plasma do solo no horizonte antrópico do sítio Mangueira referente à figura 75

	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	TOTAL
	----- % -----										
P1	0,38	-	4,61	-	0,92	0,12	1,15	-	-	2,88	10,05
P2	0,44	-	5,90	-	5,13	0,14	0,81	-	-	10,59	23,09
P3	-	0,71	19,95	31,79	0,71	1,08	0,45	0,50	-	6,19	61,54
P4	0,22	-	4,36	-	2,45	0,08	0,80	-	-	6,52	14,51
P5	1,55	-	5,06	-	5,41	0,55	0,38	-	-	10,87	23,91
P6	0,89	0,46	11,88	17,63	10,84	1,22	1,90	0,22	-	19,40	65,05
P7	0,20	0,63	19,33	34,55	0,73	1,65	0,36	0,58	-	6,68	64,96
P8	0,16	0,58	16,38	25,78	0,71	1,19	0,32	0,32	-	5,58	51,24
P9	-	0,70	22,26	35,60	0,99	1,53	0,35	0,42	-	7,63	69,61
P10	0,27	6,85	19,54	34,08	0,41	6,07	0,29	1,52	-	18,11	87,14

Na parte mais inferior, no centro da fotomicrografia de uma amostra do horizonte antrópico do sítio Mangueira (Figura 76), é possível observar a presença de um canal biológico preenchido, como também verificado por Schaefer et al., (2004) em outras TPI's. Esses canais comprovam a atividade biológica promovendo alguma pedobioturbação mesmo no ambiente de várzea, onde flutuações constantes do nível da água podem diminuir tal atividade, sem impedir totalmente.

É possível observar ainda que o mapa de P não apresenta nenhuma sobreposição com o mapa de Ca. Por outro lado é possível observar sobreposição dos mapas de P e Fe, confirmando a forma predominante de P atualmente presente no solo (P-Fe) (Figura 76).

A figura 77 evidencia ainda mais a transformação da apatita biogênica em fosfato de Fe (strengita e vivianita) como já comentado anteriormente.

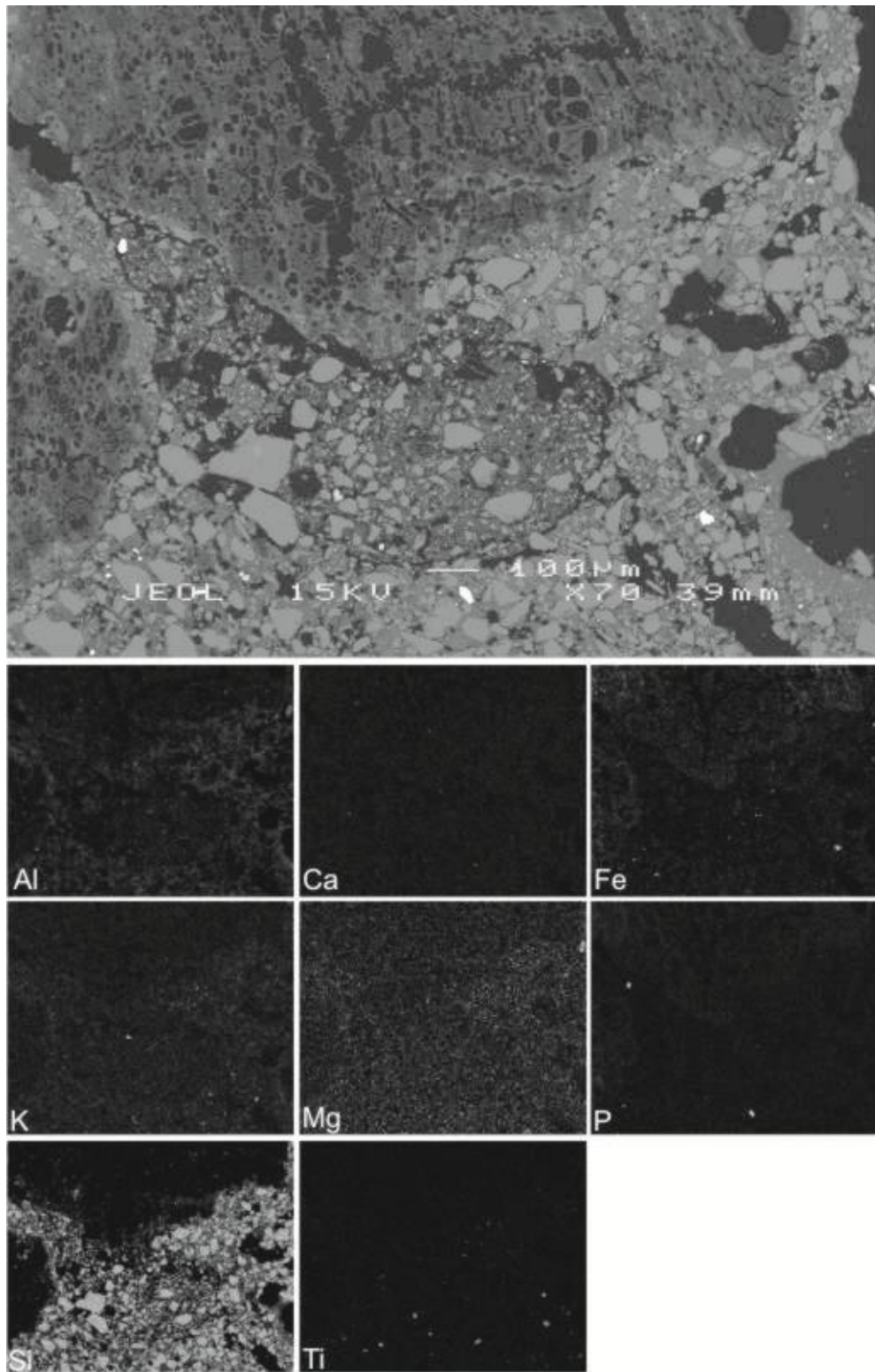


Figura 76. Mapa 1. Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS no contato entre os horizontes Au (0 – 20 cm) e ACu (20 – 30 cm) do perfil referente ao sítio Mangueira.

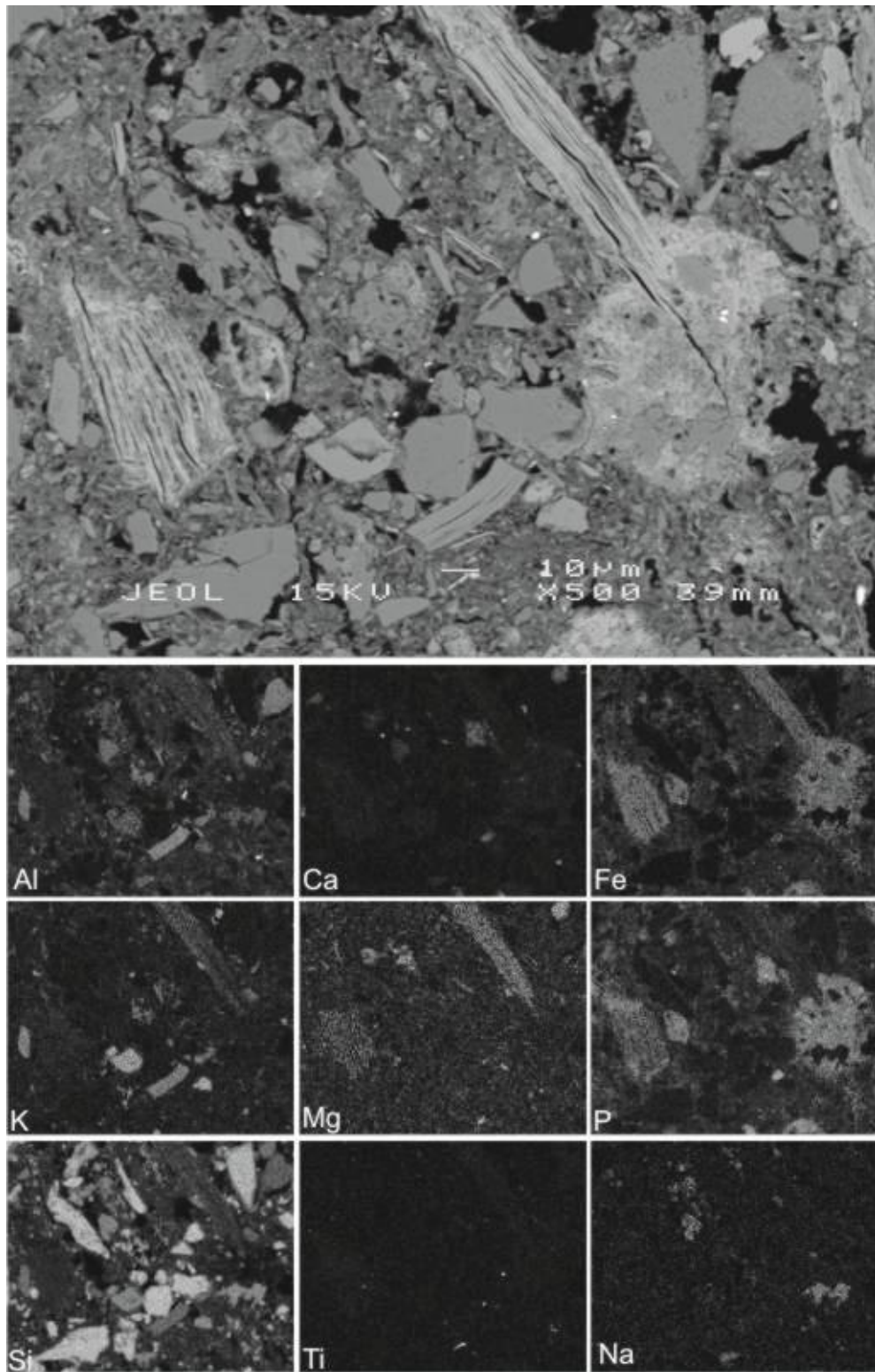


Figura 77. Mapa 2. Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS no contato entre os horizontes Au (0 – 20 cm) e ACu (20 – 30 cm) do perfil referente ao sítio Mangueira.

Embora o sítio Sumaúma tenha apresentado teores correlatos de P_2O_5 e FeO , ainda é possível observar fragmentos de apatita biogênica conservados, a exemplo do que foi visto nos sítios na borda do dique aluvial do rio Solimões Amazonas.

A figura 78 ilustra um fragmento de apatita em bom estado de conservação, ainda com altos teores de P_2O_5 e CaO (Quadro 25), como mostram os pontos 0, 2, 3, 4, 5, 6, 7 e 8. Contudo é possível verificar que o fragmento já apresenta algumas características que demonstram a dissolução, ainda que de forma mais lenta, da apatita. Os teores de P_2O_5 16,43 e 30,38% com média de 25,35% de P_2O_5 compondo o fragmento de tecido ósseo (Quadro 25). Os teores de CaO variaram entre 17,59 e 31,80% com média de 24,76% de CaO na composição do tecido ósseo. Isso revela uma relação molar $Ca:P$ de 1,24, sendo essa a mais baixa relação molar $Ca:P$ dos fragmentos de apatita analisados.

Note-se ainda que os pontos analisados no tecido ósseo apresentaram altos teores de FeO que variaram entre 8,31 e 35,47%, com média de 14,12% na composição do osso analisado. É possível observar que onde houve diminuição dos teores de CaO , ocorreu também um aumento do teor de FeO , evidenciado nos pontos 3 e 6. Tal fato sugere a via preferencial de transformação das formas de P no ambiente de várzea, especialmente nas áreas mais rebaixadas da paisagem (Quadro 25).

O ponto 7 no centro do fragmento apresentou os menores teores de CaO (17,59) e P_2O_5 (16,43) revelando a área mais desgastada do tecido ósseo. Os pontos analisados na matriz do solo não apresentaram teores alterados de P_2O_5 e não apresentaram relação com a atividade antrópica.

O ponto 14 apresentou altos teores de Ti sugerindo a presença rutilo, como já observado em outros solos.



Figura 78. Fotomicrografia com fragmento ósseo em destaque, feita por retroespalhamento eletrônico (MEV) mostrando os pontos onde foram feitas análise da composição química por meio de EDS (Quadro 25), Horizonte Au (0 – 15 cm) do perfil referente ao sítio Sumaúma.

Quadro 25. Composição química de fragmento ósseo e plasma do solo no horizonte antrópico do sítio Sumaúma referente à figura 78

	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	TOTAL
	----- % -----										
P0	-	-	2,65	-	26,86	-	28,43	-	-	10,81	68,73
P1	-	0,95	20,94	36,82	0,89	1,26	1,18	1,50	-	7,19	70,84
P2	0,27	0,20	2,25	-	29,17	-	28,12	0,22	0,25	13,69	74,16
P3	0,27	-	3,08	0,66	25,50	-	18,79	-	0,74	35,47	84,51
P4	0,24	-	1,76	-	21,81	-	20,23	0,17	-	8,31	52,62
P5	0,28	-	2,12	-	29,86	-	31,18	0,30	-	12,25	75,99
P6	0,24	-	1,95	-	22,82	-	21,98	0,23	0,32	13,56	61,19
P7	-	-	1,25	-	16,43	-	17,59	-	0,22	9,26	44,8
P8	0,42	0,18	2,36	-	30,38	-	31,80	0,27	0,32	9,62	75,36
P9	0,26	0,83	21,96	35,70	0,92	2,20	1,05	0,28	-	7,18	70,45
P10	-	0,61	20,14	34,04	0,94	1,02	1,13	0,42	0,25	6,56	65,23
P11	-	1,01	16,29	33,84	0,73	1,12	1,11	0,45	-	7,18	61,8
P12						10,4			-		
	0,42	2,07	28,74	47,19	-	7	-	0,82		5,11	94,82
P13	0,22	0,51	13,36	22,98	0,89	0,96	2,81	0,83	0,22	5,17	48,12
P14	-	-	1,45	1,18	0,44	-	0,52	93,53	-	1,04	98,38

A figura 79 demonstra dois fragmentos ósseos diferentes. Um maior, no centro da imagem aparenta maior densidade e encontra-se em melhor estágio de conservação. Os mapas de Ca e P mostram ausência de auréola de reação com limites muito bem definidos entre o plasma e a feição óssea.

O outro bem menor está no lado esquerdo da imagem, é bem mais poroso, aparenta menor densidade e se encontra degradado. Este fragmento apresenta maior reatividade, representando possivelmente uma das principais fontes de P para a solução do solo.

Na figura 80 é possível observar outro fragmento de apatita, bem conservado, embora o centro do fragmento apresente certa porosidade. O mapa de Mn denota a reação de Mn com a apatita no meio do fragmento, mostrando parte do tecido ósseo impregnado com este elemento, comum em ambientes com variações redox.

No centro da imagem (Figura 80) observa-se um mineral de alta densidade eletrônica que aparece no mapa de P, indicando tratar-se de zircônio, que possui resposta no EDS muito similar ao P. Nas duas imagens, o esqueleto do solo é constituído principalmente de grãos de quartzo, o que é ilustrado pelo mapa de Si. O plasma do solo parece ser constituído de aluminossilicatos neoformados.

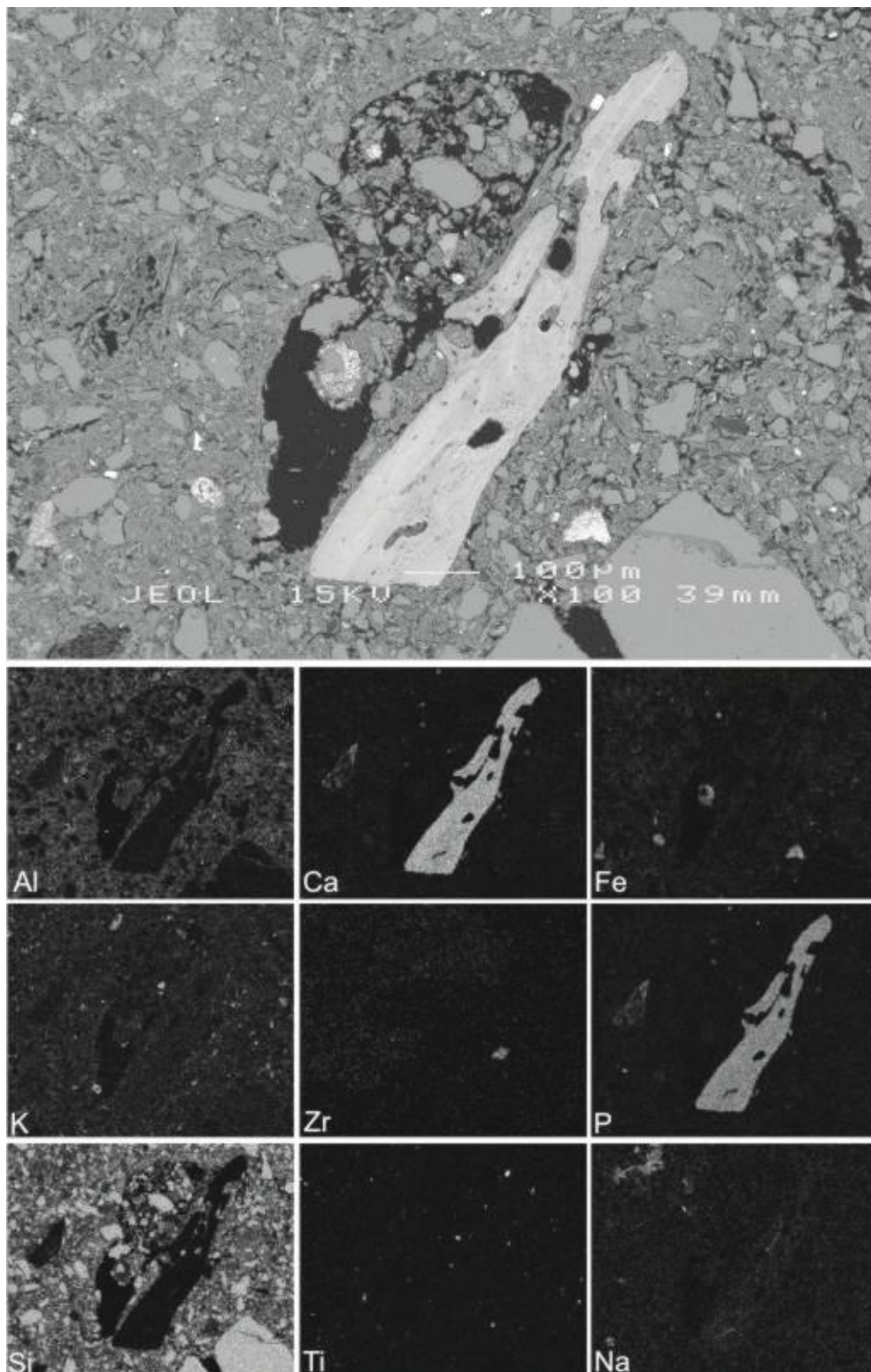


Figura 79. Mapa 1. Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS do horizonte Au 0 – 15 cm do perfil referente ao sítio Sumaúma.

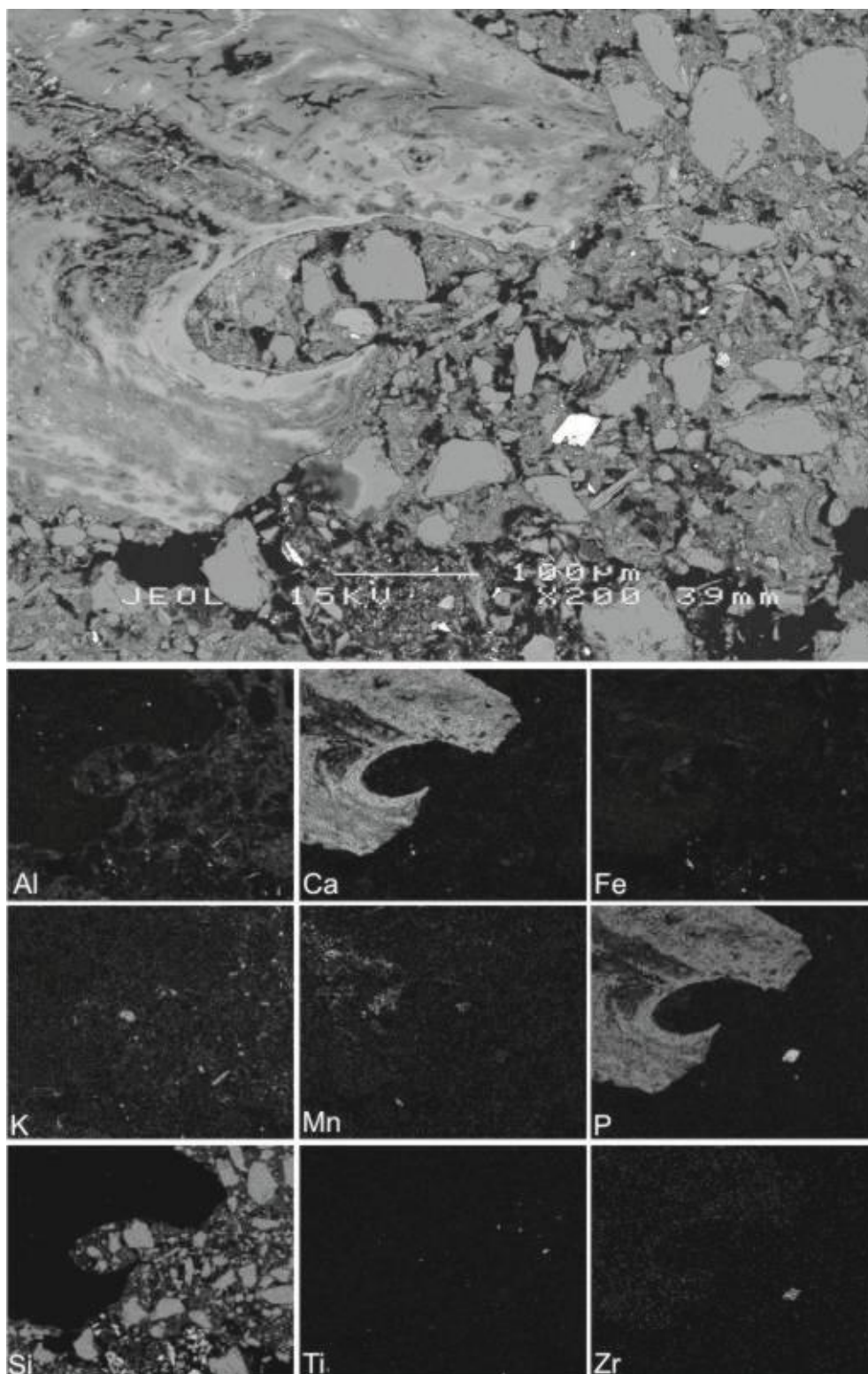


Figura 80. Mapa 2. Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS do horizonte Au 0 – 15 cm do perfil referente ao sítio Sumaúma.

O sítio Aranaí apresentou teores de P_2O_5 e CaO que sugerem menor aporte, ou menor preservação das formas originais de P depositadas ao solo. Os teores de P_2O_5 variaram entre 0,80 e 2,43% com média de 1,31% de P_2O_5 no plasma do solo. Os teores de CaO variaram entre 0,66 e 1,87%. Embora os teores de P_2O_5 tenham correlação significativa com os teores de CaO (Quadro 28.), os teores de CaO são quase sempre menores que os teores de P_2O_5 . (Quadro 26). Dessa maneira, a relação Ca:P no plasma do solo é de 1,00, sendo a menor relação observada neste estudo, indicando maior lixiviação de Ca.

A composição do material cerâmico mais fino apresentou altas concentrações de P_2O_5 que variou entre 6,65 e 10,93% (Quadro 27). Por outro lado os teores de CaO foram bem mais baixos, não alcançando 1%, com relação molar Ca:P de 0,17. A alta variabilidade dos teores de P sugere que pode haver zonas preferenciais de concentrações de P na cerâmica em regiões de maior porosidade e fraturas. O enriquecimento da cerâmica com P ocorre na ocasião do preparo de alimentos onde as formas de fosfato reagem com óxidos de Fe e Al presentes na cerâmica, como já comentado no fracionamento das formas de P. Note-se que os teores de P_2O_5 se correlacionam com os teores de CaO e Al_2O_3 (Quadro 28).

Os teores de SiO_2 no material fino da cerâmica foram elevados, variando entre 31 e 54,74% com média de 39,69%. Já os teores de Al_2O_3 foram menores, com média de 22,56% (Ki 2,99). O elevado valor de Ki indica que a retirada de material para a fabricação de artefatos cerâmicos ocorria no ambiente deposicional de várzea, uma vez que os solos do ambiente de terra firme não apresentam essas características, fato também presenciado por Lima et al., (2002) e Corrêa (2007).

Quadro 26 Composição química do plasma do solo determinada a partir de análises pontuais feitas em lâminas elaboradas a partir de amostras indeformadas do horizonte A2u (30 – 70 cm) do perfil referente ao sítio Aranaí

P.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	H ₂ O
----- % -----											
P1	-	0,48	24,47	36,11	2,43	1,49	1,87	0,97	-	5,65	26,99
P2	-	0,48	23,62	32,71	1,31	1,57	0,84	0,43	-	6,08	33,51
P3	-	0,81	25,66	39,98	0,80	3,85	0,66	0,78	-	6,12	21,94
P4	-	0,63	24,09	39,21	1,08	2,36	0,83	0,57	-	4,78	26,69
P5	-	0,71	25,04	36,24	1,63	1,73	1,13	0,77	-	6,65	26,71
P6	0,22	0,53	21,6	30,98	1,49	2,18	1,64	1,22	-	4,76	35,68
P7	0,20	1,33	21,46	33,89	1,35	2,64	0,74	1,45	0,22	4,12	32,83
P8	-	0,40	18,71	45,37	0,82	1,04	0,73	0,38	-	4,23	28,66
P9	-	0,60	26,59	35,79	0,85	1,53	0,70	2,45	-	6,71	25,37
P10	-	0,48	19,58	40,41	1,35	1,31	0,98	0,40	0,26	4,83	30,81
M	0,04	0,65	23,08	37,07	1,31	1,97	1,01	0,94	0,05	5,39	28,92
DP	0,09	0,27	2,63	4,25	0,49	0,82	0,42	0,64	0,10	0,97	4,22

P. Pontos; ¹somatória dos elementos analisados menos 100%; também computados valores desconhecidos de C; ²M – média; ³DP – desvio padrão.

Quadro 27 Composição química de fragmento cerâmico determinada a partir de análises pontuais feitas em lâminas elaboradas a partir de amostras indeformadas do horizonte A2u (30 – 70 cm) do perfil referente ao sítio Aranaí,

P.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	H ₂ O
----- % -----											
C1	-	0,27	19,08	54,74	7,33	1,39	0,73	0,52	-	2,57	13,63
C2	0,24	0,41	24,90	46,94	7,15	2,01	0,92	0,47	-	4,27	13,11
C3	0,26	0,46	23,98	41,57	8,57	1,26	0,83	0,95	-	4,33	18,23
C4	0,49	3,96	15,76	37,48	6,65	2,70	0,91	0,27	-	7,58	24,91
C5	-	0,40	27,23	31,00	10,93	1,94	0,95	0,77	-	4,56	22,62
C6	-	1,16	21,46	38,57	2,15	2,14	0,73	0,78	-	5,62	27,83
C7	-	0,75	20,84	33,57	7,08	1,35	0,85	0,55	-	5,85	29,66
C8	0,20	0,98	23,94	38,85	7,72	1,40	0,71	0,73	-	6,00	19,98
C9	0,27	1,08	25,85	34,51	7,84	1,88	0,91	1,13	-	6,03	21,03
M	0,29	1,05	22,56	39,69	7,27	1,79	0,84	0,69	-	5,20	21,22
DP	0,11	1,14	3,62	7,33	2,30	0,48	0,09	0,26	-	1,44	5,75

P. Pontos; ¹somatória dos elementos analisados menos 100%; também computados valores desconhecidos de C; ²M – média; ³DP – desvio padrão.

Quadro 28. Correlações dos teores de P₂O₅ com Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃ e K₂O em Arqueo-antrossolos da várzea do Solimões/Amazonas

Sítios	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	Fe ₂ O ₃
Aranaí	P ₂ O ₅ 0,06 ^{ns}	-0,27 ^{ns}	0,87*	0,05 ^{ns}
Aranaí Cerâmica	P ₂ O ₅ 0,47*	-0,29 ^{ns}	0,50*	-0,24 ^{ns}

ns – não significativo; * significativo a 1%; **significativo a 5%.

A figura 81 mostra a localização das análises pontuais para a determinação da composição química do solo e de um fragmento cerâmico, em que se utilizou cariapé como antiplástico. A amostra utilizada para fazer a fotomicrografia contém dois fragmentos cerâmicos. Detectou-se que um foi enriquecido com cariapé e outro enriquecido com cauxi, ambos com a função de antiplástico para a fabricação desses artefatos. Os pontos 2, 3, 4, 5, 6 7 e 8 determinam a composição do fragmento cerâmico que apresentou maiores teores de SiO_2 , provavelmente em função do enriquecimento com o antiplástico (Quadro 29). Note-se ainda os baixos valores de Al_2O_3 , o que sugere que a argila para a fabricação de cerâmica é relativamente enriquecida em sílica. Já o solo revela uma composição de aluminossilicatos, tanto na forma de caulinitas como em argilas 2:1, além de óxidos de Fe e Al e quartzo, evidenciado pelos valores de SiO_2 , Al_2O_3 e FeO.



Figura 81. Fotomicrografia feita por retroespalhamento eletrônico (MEV) mostrando os pontos onde foram feitas análise da composição química por meio de EDS (Quadro 4.11.18), horizonte A2u (30 – 70 cm) do perfil referente ao sítio Aranaí.

Quadro 29. Composição química de fragmento ósseo e plasma do solo no horizonte antrópico do sítio Aranaí referente à figura 4.11.27

	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	TOTAL
	----- % -----										
P2	-	-	0,30	98,24	-	-	-	-	-	-	98,54
P3	-	-	-	100,18	-	-	-	-	-	-	100,18
P4	3,69	3,38	0,81	68,80	-	0,23	9,02	0,18	-	-	86,12
P5	-	-	-	98,39	-	-	-	-	-	-	98,39
P6	0,28	0,63	18,04	32,60	3,25	1,76	0,80	0,77	-	4,66	62,95
P7	-	-	1,15	96,05	-	-	-	-	-	-	97,21
P8	0,20	0,75	15,82	43,19	1,97	1,51	0,69	0,73	-	4,19	69,12
P9	-	0,63	26,36	35,64	1,08	1,23	0,56	1,07	-	5,09	71,72
P10	0,22	1,06	21,03	37,63	2,70	1,71	0,80	0,58	-	5,39	71,26
P11	0,43	0,35	14,49	9,69	1,60	0,52	0,28	-	-	55,05	82,41
P12	-	0,66	24,51	33,20	1,40	1,31	0,81	0,82	-	5,81	68,60
P13	0,23	0,65	24,49	35,85	1,05	2,07	0,56	0,75	0,22	5,20	71,13
P14	-	0,56	23,79	38,31	1,08	1,54	0,66	3,44	-	5,06	74,54
P15	0,20	0,68	23,11	33,80	1,63	1,92	1,20	1,12	-	4,94	68,68

Embora o plasma do solo no sítio Aranaí tenha apresentado baixos teores de CaO, é possível observar a forma original de P depositada no solo, ainda preservada. A figura 82 mostra um fragmento de apatita biogênica que aparenta maior densidade, e que ainda se mantém bem preservada. Este fragmento não apresenta auréola de reação e pode-se observar a borda intacta do fragmento pelos mapas de Ca e P.

A figura 83 mostra o fragmento de cerâmica onde o cauxi foi utilizado como antiplástico. Na imagem é possível identificar abundante estrutura vítrea proveniente das espículas de esponjas misturadas na massa. Note-se o enriquecimento de P na cerâmica, mostrado no mapa microquímico de P, com micropontuações fosfáticas dispersas no plasma cerâmico.

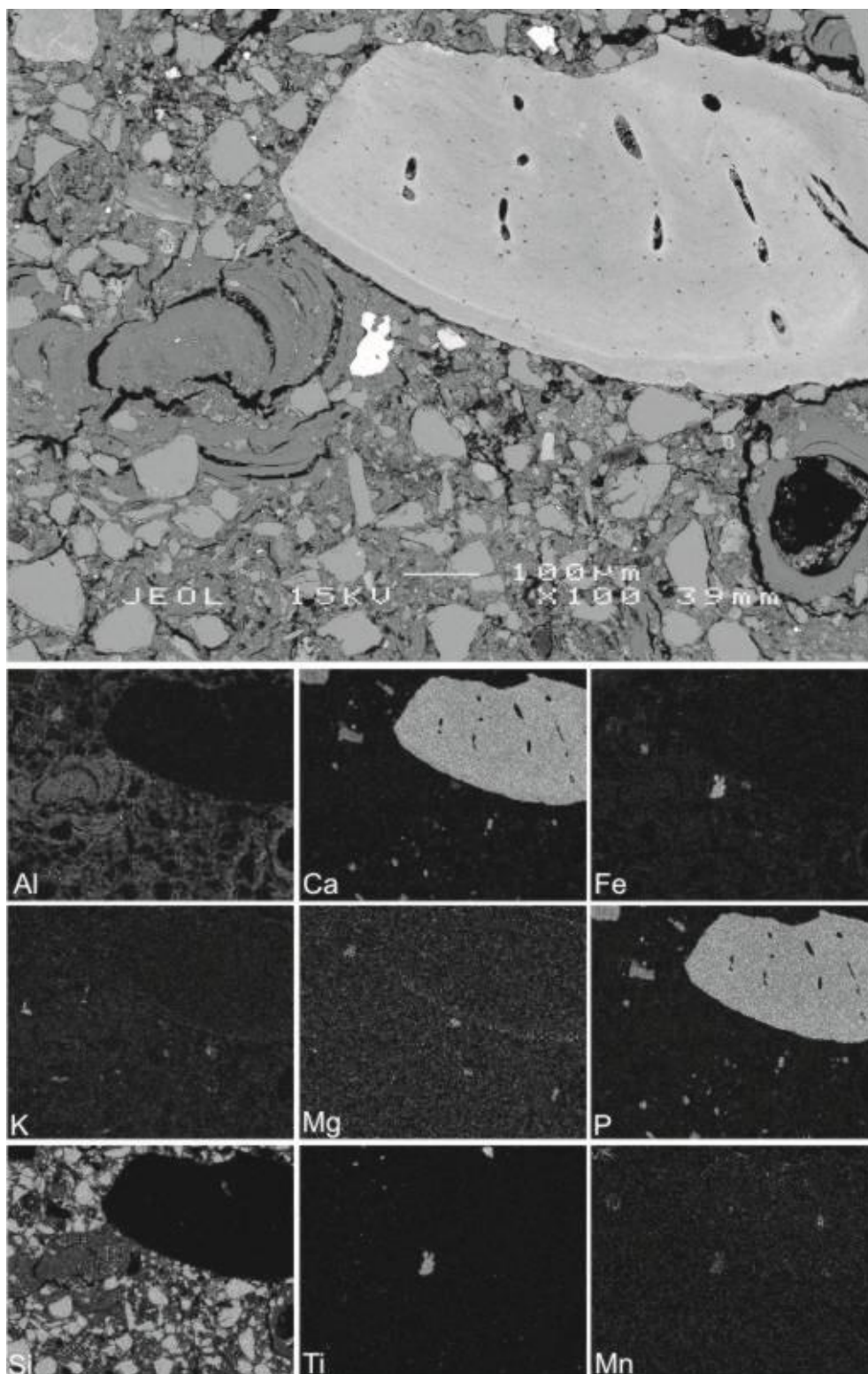


Figura 82. Mapa 1. Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS do horizonte A2u (30 – 70 cm) do perfil referente ao sítio Aranaí.

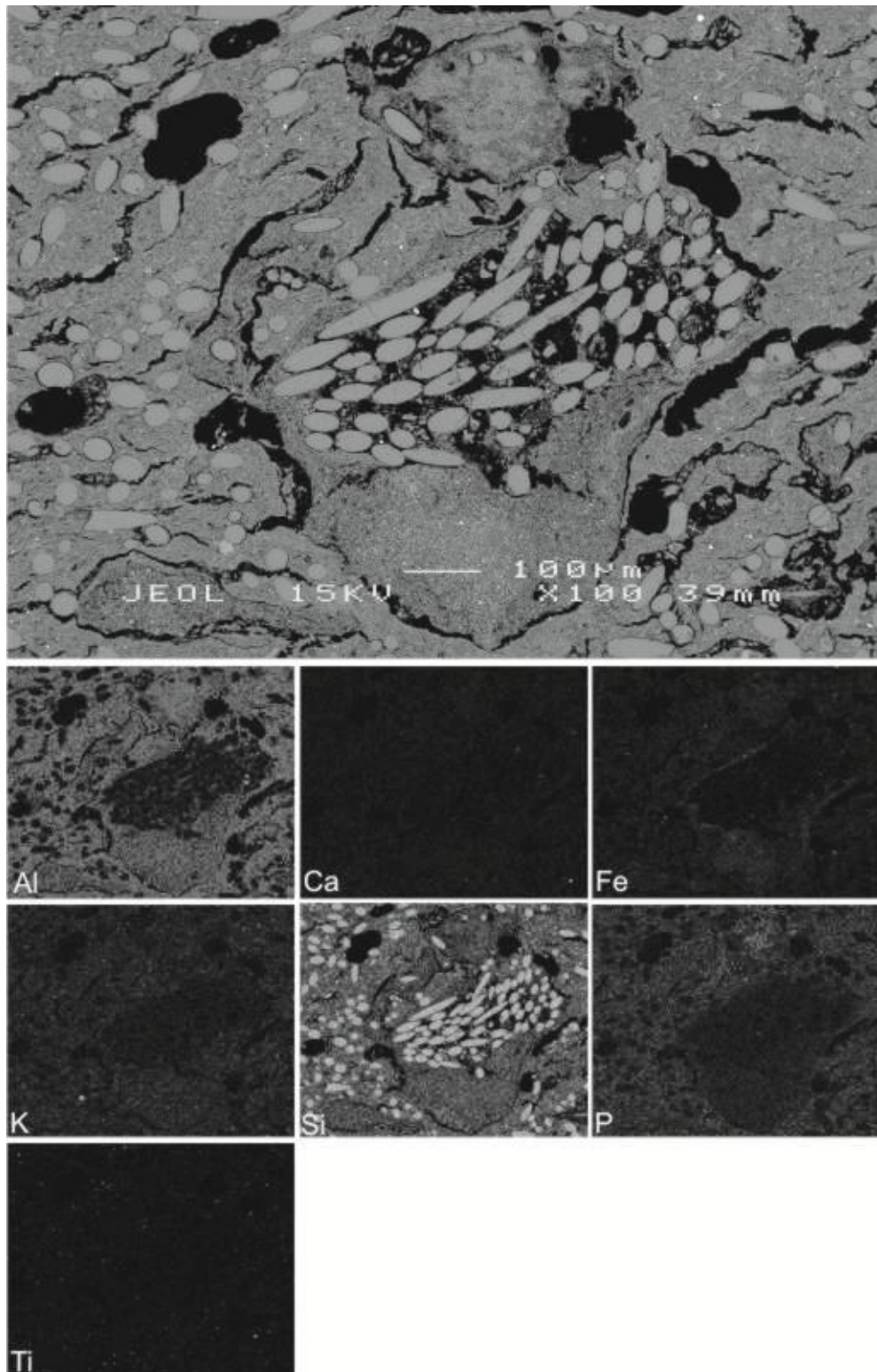


Figura 83. Mapa 2. Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos de EDS do horizonte A2u (30 – 70 cm) do perfil referente ao sítio Aranaí.

5. CONCLUSÕES

1. As TPI's da paisagem de várzea consistem em sítios cujas características antrópicas encontram-se, ainda, bem preservadas, devido à sedimentação. Os resultados da atividade antrópica das populações pré-colombianas foram fortemente evidenciados em atributos, físicos, químicos, mineralógicos e micromorfológicos nos horizontes antrópicos.

2. Os solos antrópicos do ambiente de várzea apresentam características complexas que denotam a natureza policíclica de deposição de material sobre os solos aluviais. São constituídos de mistura de sedimentos diferenciados, provenientes de fontes distintas, alóctones, e submetidos a períodos variados de ocupação antrópica pretérita, em muitos casos com reocupações, tornando-os singulares.

3. Os fragmentos ósseos caoticamente distribuídos nos solos de várzea enterrados se encontram muito pouco alterados em comparação com fragmentos de ossos observados em TPI na firme. Isso indica que a fraca seleção e o arranjo caótico de ossos, carvão, cerâmica e outros materiais arqueológicos é um atributo típico da formação do depósito, e nada tem a ver com cultivo ou pedoturbação posteriores.

4. Os elementos que melhor se associaram a atividade antrópica na várzea foram o P, Zn, Cu, Ba e Sr os quais revelam distribuição relativamente homogênea nos horizontes antrópicos.

5. A confirmação por difratometria de raio-X da existência de minerais magnéticos (magnetita e maghemita), em alguns horizontes antrópicos, indica a influência da atividade antrópica pré-histórica na pirogênese destes minerais, através do uso recorrente do fogo nos sítios. Dessa maneira, a

magnetização do solo pode prover uma ferramenta rápida e eficiente para identificar e caracterizar a forma e intensidade da ocupação antrópica pretérita em sítios de TPI de várzea.

6. O estudo da ocorrência e identificação de corpos silicosos, principalmente espículas de esponjas, apresenta-se como uma ferramenta para identificação de antigos terraços de várzea pleistocênica, que não são mais inundadas anualmente, mas que podem ser inundados nas grandes enchentes eventuais (aproximadamente a cada 50 anos) e que em muitos casos são considerados como áreas de terra firme pela população local.

6. REFERÊNCIAS

ALMEIDA, A.C.S. Espículas de esponjas continentais nos sedimentos cenozóicos do noroeste de Minas Gerais, como indicadores paleoambientais. *Rev. bras. paleontol.* 12(2):123-138, 2009.

ANDRADE, A. Investigación arqueológica de los Antrosoles de Araracuara. *Fundación de Investigaciones Arqueológicas Nacionales, Bogotá, Vol. 31, 1986.103p.*

ANJOS, L.H.C.; PEREIRA, M.G.; FONTANA, A. Matéria orgânica e pedogênese. In: SANTOS, G.A., ed. *Fundamentos da matéria orgânica do solo: Ecossistemas tropicais e subtropicais.* Porto Alegre, Metrópole, 2008. 636 p.

ARCURI, M. M. Tribos, Cacicados ou Estados? A dualidade e centralização da chefia na organização social da América pré-colombina. *Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia, São Paulo, 17: 305-320, 2007.*

ARROYO-KALIN, M. Steps Towards an Ecology of Landscape: The Pedo-Stratigraphy of Anthropogenic. In: *Amazonian Dark Earths: WIM SOMBROEK'S VISION; WOODS, W. I.; TEIXEIRA, W. G.; LEHMANN, J.; STEINER, C.; WINKLERPRINS, A.; REBELLATO, L., eds.; Springer Science: Heidelberg.33-83p, 2009.*

ARROYO-KALIN, M; NEVES, E.G.; & WOODS, W.I Anthropogenic Dark Earths of the Central Amazon Region: Remarks on Their Evolution and Polygenetic Composition. In: *Amazonian Dark Earths: WIM SOMBROEK'S VISION; WOODS, W. I.; TEIXEIRA, W. G.; LEHMANN, J.; STEINER, C.; WINKLERPRINS, A.; REBELLATO, L., eds.; Springer Science: Heidelberg.33-83 p. 2009.*

A.T.S.S.D.R. Agency for Toxic Substances and Disease Registry. Toxicological profile for strontium (no authors listed): U.S. Department of Health and Human Services/Public Health Service. A Draft for Public Comment. 2004.

AYRES, J.M. As matas de várzea do Mamirauá. Ed. MCT - CNPq. 1995. 123 p.

BALEÉ, W. Cultura na Vegetação da Amazônia Brasileira. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, Coleção Eduardo Galvão.* 1989. p. 95-109.

BENITES, V.M; MADARI, B.E.; MACHADO, P.L.O.A. Extração e Fracionamento Quantitativo de Substâncias Húmicas: um procedimento simplificado de baixo custo. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2003, p.7, Comunicado Técnico 16.

BENTLEY, R.A. Strontium isotopes from the earth to the archaeological skeleton: a review. *Archaeol Method Theory* 13:135–187. 2006.

BENTLEY, R.A.; WAHL J.; PRICE T.D.; ATKINSON, T.C. (2008) Isotopic signatures and hereditary traits: snapshot of a Neolithic community in Germany. *Antiquity* 82:290–304.

BERRY, L. G. (Ed). Joint Committee on Powder Diffraction Standards-JCPDS: selected powder diffraction data for minerals. Philadelphia, PA: [s.n], 1974. 833 p.

BILTZ, R. M. & PELLEGRINO, E. D. The chemical anatomy of bone. I. A comparative study of bone composition in sixteen vertebrates. *J. Bone Jt Surg [Am]* 51-A:456-466; 1969.

BLASIS, P. Da era das glaciações às origens da agricultura: uma das mais antigas culturas do território brasileiro. In: *Brasil 50 mil anos, uma viagem ao passado pré-colonial*. São Paulo: Edusp, 2001.

BLOEBAUM, R.D.; SKEDROS, J.G. VAJDA, E.G.; BACHUS, K.N. & CONSTANTZ, B.R. Determining Mineral Content Variations in Bone Using Backscattered Electron Imaging. *Bone*, (1997) v. 20-5, 485-490p.

BOHN, H.L. Redox potentials. *Soil Science*, v. 112, n^o.1: 39-45. 1970.

BORBA-ROSCHER, M.; ALEXANDRE, A.; VARAJÃO, A. F. D. C.; MEUNIER, J. D.; VARAJÃO, C. A. C.; COLIN, F. Phytoliths as indicators of pedogenesis and paleoenvironmental changes in the Brazilian Cerrado. *Journal of Geochemical Exploration* 88 (2006) p.172–176.

BORRERO, C.; PEFA, F. & TORRENT, J. Phosphate sorption by calcium carbonate in some soils of the Mediterranean part of Spain. *Geoderma*. 42: 261-269. 1988.

BRADY, N. C. *Natureza e Propriedades dos Solos*. Rio de Janeiro: Livraria Freitas Bastos, 1983.

BREWER, R. (1964) *Fabric and mineral analysis of soils*. Wiley and Sons, New York.

BRINDLEY, G.W. & BROWN G. *Crystal structures of clay minerals and their X - ray identification*. (2^a Ed.). London:Mineralogical Society, 1980. 495p.

BROCHADO, J. *The Social Ecology in Marajora Culture*. Dissertação de Mestrado, University of Illinois. 1980.

BROOKES, D.S., POWLSON, D.S.; JENKINSON, D.S. Measurement of microbial biomass in phosphorus in soil. *Soil Biology & Biochemistry*, v. 14, p.319-329, 1982.

BULLOCK, P. & THOMPSON, M.L. Micromorphology of alfisols. In: DOUGLAS, L.A. & THOMPSON, M.L., eds. *Soil micromorphology and soil classification*. Madison, Soil Science Society of America, 1985. p.17-47. (Special Publication, 15)

CAMARGO, O.A.; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A.; VALADARES, J.M.A.S. Métodos de Análise Química, Mineralógica e Física de Solos do Instituto Agrônomo de Campinas. Campinas, Instituto Agrônomo, 2009. 77 p. (Boletim técnico, 106, Edição revista e atualizada)

CANELLAS, L.P.; SANTOS, G.A. & AMARAL SOBRINHO, N.M.B. Reações da matéria orgânica. In: SANTOS, G.A., ed. Fundamentos da matéria orgânica do solo: Ecossistemas tropicais e subtropicais. Porto Alegre, Metrópole, 2008. 636 p.

CARNEIRO, R. L. 1995. The History of Ecological Interpretations of Amazonia: Does Roosevelt Have it Right? In: Sponsel, L. E. Indigenous People and the Future of Amazonia. An Ecological Anthropology of an Endangered World. Tucson: University of Arizona Press. 45-70.

CARNEIRO, R. L. 1970. A Theory of the Origin of the State. Science, 169: 733-738.

CARVAJAL, G. Descobrimientos do rio das Amazonas. São Paulo: Companhia Editora nacional, 1941. Tradução e notas por C. Melo-Leitão (Col. Brasiliana, vol.203). 1641.

CARVAJAL, G. Relação do novo descobrimento do famoso grande rio que descobriu por mui grande ventura o Capitão Francisco de Orellana. In: CARVAJAL, G; ROJAS, A; CASTRO, E.V. Comentário ao Artigo de Francisco Noelli. Revista de Antropologia, 39 (2): 51-60. 1996.

CARVAJAL, G.; ROJAS, A.; ACUÑA, C . Descobrimientos do rio das Amazonas. São Paulo: Companhia Editora nacional, 1941. Tradução e notas por C. Melo-Leitão (Col. Brasiliana, vol. 203) 249p.

CARVALHO, G. S. (1966) - Índices de forma dos grãos de areia e a morfoscopia das areias das praias do litoral de Angola, Garcia de Orta , Vol. 14, nº 2, Lisboa, p. 229-268.

CASTRO, B. AND TORRENT, J. Phosphate availability in calcareous Vertisols and Inceptisols in relation to fertilizer type and soil properties. Fertilizer Research 40: 109-119. 1995.

COMISSÃO DE FERTILIDADE DO SOLO NO ESTADO DE MINAS GERAIS-CFSEMG. Recomendações de adubação para uso de corretivos e fertilizantes em Minas Gerais. 5ª aproximação. RIBEIRO, A.C.; GUIMARÃES, P.T.G. & ALVAREZ V., V.H., eds. Viçosa, MG, 1999. 352p.

CHANG, S.C. & JACKSON, M.L. 1957. Fractionation of soil phosphorus. Soil Sci. 84: 133-144.

CHEN, P.Y. Table of key-lines in X-ray power diffraction patterns of minerals in clays and associated rocks. Bloomington, Department of Natural Resources, 1977. 67p (Geological survey occasional paper, 21)

COMAR, C.L.; WASSERMAN, R.H. Mineral Metab, vol. II. In: COMAR C.L.; BRONNER, F. Editors. Strontium. New York: Academic Press; 1964. 523–772p.

CORRÊA, G. R. Caracterização pedológica de arqueo-antropossolos no Brasil:sambaquis da Região dos Lagos (RJ) e terras pretas do índio na região do baixo rio Negro/Solimões. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa, 2007. 115p. (Dissertação de Mestrado).

COSTA, M. L.; BEHLING, H.; SUGUIO, K. ; KÄMPF, N.; KERN, D. C. PAISAGENS AMAZÔNICAS SOB A OCUPAÇÃO DO HOMEM PRÉ-HISTÓRICO: UMA VISÃO GEOLÓGICA. In Wenceslau Geraldes Teixeira, Dirse Clara Kern; Beáta Emöke Madari; Hedinaldo Narciso Lima; William Woods. As Terras Pretas de Índio da Amazônia: sua caracterização e uso deste conhecimento na criação de novas áreas. Manaus: Editora da Universidade Federal do Amazonas / Embrapa Amazônia Ocidental, 2010. 420 p.

COSTA, M. L.; KERN, D. C.; PINTO, A. E.; SOUZA, J.T. The ceramic artifacts in Archaeological black earth (Terra Preta) from Lower Amazon Region, Brazil: chemistry and geochemical evolution. *Acta Amazonica*, 34 (3): 375-386. 2004a.

COSTA, M. L.; KERN, D. C.; PINTO, A. E.; SOUZA, J.T. The ceramic artifacts in Archaeological black earth Exploration, 66(1/2), 369-385. 2004b.

CUNHA, T.J.F. Ácidos húmicos de solos escuros da Amazônia: Terra Preta de Índio. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2005. 140p. (Tese de Doutorado)

CUNHA, F.G.; MACHADO, G. J. Estudos de geoquímica ambiental e o impacto na saúde pública no município de São Gonçalo do Piauí, estado do Piauí. Programa Nacional de Pesquisa em Geoquímica Ambiental e Geologia Médica —BAGEM”. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2004, 37p.

CUNHA, T.J.F.; MADARI, B.E.; BENITES, V.M.; CANELLAS, L.P.; NOVOTNY, E.H.; MOUTTA, R.O.; TROMPOWSKY, P.M. & SANTOS, G.A. Fracionamento químico da matéria orgânica e características de ácidos húmicos de solos com horizonte A antrópico da Amazônia (Terra Preta). *Acta Amaz.*, 37:91-98, 2007.

CUNHA, T. J.F.; MARADI, B. E.; CANELLAS, L.P.; RIBEIRO, L.P.; BENITES, V. M.; SANTOS, G. A. Soil organic matter and fertility of anthropogenic dark earths (Terra Preta de Índio) in the Brazilian amazon basin. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. Viçosa, v. 33, p.85-93, 2009.

CUNHA, M.C. 1992 História do Índio no Brasil. São Paulo: Cia. das Letras.

CUNHA F.E. As "Terras Pretas" do Planalto de Santarém. *Revista da Sociedade dos Agrônomos e Veterinários do Pará*, Belém, (8):17-21. 1962.

CURCIO, G. R.; LIMA, V. C.; GIAROLA, N. F. B. Antropossolos: proposta de ordem. 1 aprox. Colombo: EMBRAPA Florestas, 2004. 49 p. (EMBRAPA CNPF. Documentos, 101). CD-Rom.

DALAL, R.C. Soil organic phosphorus. *Adv. Agron.*, 29:83-117, 1977.

DENEVAN, W. M. A Bluff Model of Riverine Settlement in Prehistoric Amazonia. *Annals of the Association of American Geographers*, 1996.86(4): 654 - 681.

MONZANI, D. Estudo experimental do processo de obtenção de zirconio metálico por magnesioterapia. Centro de Energia Nuclear na Agricultura – CENA – USP (Dissertação de Mestrado). 1989.

DYER, B. On the analytical determination of probable available mineral plant food in soils. *Trans. Chem. Soc.*, 65: 115-167, 1984.

EIDT, R.C. Detection and Examination of Anthrosols by Phosphate Analysis. v. 197. no. 4311, pp. 1327 – 1333. 1984.

EDEN, M.J., BRAY, W., HERRERA, L., McEWAN, C. Terra Preta“ soils and their archaeological context in the Caqueta Basin of southeast Colombia. *American Antiquity* 49, 125– 140, 1984.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 2^o. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA-CNPS, 2006. 306p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA — EMBRAPA. Manual de métodos de análises de solo. 2.ed. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura e do Abastecimento, 1997. 212p.

FABRIS, J.D.; VIANA, J.H.; SCHAEFER, C.E.G.R.; WYPYCH, F. & STUCKI. Métodos de análises em mineralogia do solo. In: MELO, V.F. & ALLEONI, L.R. Química e mineralogia do solo. Sociedade Brasileira de Ciência do solo. Voçoa, MG. 2009. 695 p.

FALESI, I.C. O estado atual dos conhecimentos sobre os solos da Amazônia Brasileira. In: Zoneamento Agrícola da Amazônia (1^a. aproximação). IPEAN, Belém. 1972. 153p. (Boletim Técnico, 54).

FALESI, I.C. Soils of the Brazilian Amazon. In C. Wagley editor, *Man in the Amazon*. Gainesville: University Presses of Florida. 1974. p. 201-229.

FAO-ISRIC-ISSS. World Reference Base for Soil Resources. World Soil Resources Reports 84. Rome, FAO - *Food and Agriculture Organization*, 1998.

FARIA, J.B. A Cerâmica da Tribo Uaboi dos rios Trombetas e Jamundá. Rio de Janeiro, Conselho Nacional de Proteção ao Índio p. 5-42. 1946.

- FISHER, R. & THOMAS, R.P. 1935. The determination of forms of inorganic phosphorus in soils. *J. Amer. Soc. Agron.* 27: 863-873.
- FITZPATRICK, E.A. *Soil microscopy and micromorphology*. New York, John Wiley & Sons, 1993. 304p.
- FLEISCHER, M. Recent estimates of the abundances of the elements in the earth's crust. *US Geol Surv Circ.* 1953; 285.
- FOSS, J.E. *Archaeology and Soil*. In: *Encyclopedia of Soil Science*. Cap. 28. p.127-130. 2006.
- FRAPS, G.S. 1906. Availability of phosphoric acid of the soil. *J. Amer. Soc. Agron.*28:823-834.
- FREESTONE, I.C.; MEEKS, N.D. & MIDDLETON, A.P. Retention of phosphate in buried ceramics: an electron microbeam approach. *Archaeometry* 27:161-177. 1985.
- FREESTONE, F. C.; MIDDLETON, A. P. Mineralogical applications of the analytical SEM in archaeology. *Mineralogical Magazine*, 51:21-31. 1987.
- FROST, T.M. PORIFERA. IN: J.H. THORP & A.P. COVICH (EDS.) *Ecology and classification of North American freshwater invertebrates*. Nova York, Academic Press, 1991.p. 95-124.
- GLASER, B.; GUGGENBERGER, G.; ZECH, W. Organic Chemistry studies on Amazonian dark earths. . In: LEHMANN, J.; KERN, D.; GLASER, B.; WOODS, W. *Amazonian Dark Earths. Origin, properties, management*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2003a. p. 227-241.
- GLASER, B; GUGGENBERGER, G.; ZECH, W; RUIVO, M. L.. Soil organic matter stability in Amazonian Dark Earths. In: LEHMANN, J. et al., (Eds.). *Amazonian dark earths: origin, properties, management*. Dordrecht : Kluwer Academic, 2003b. p. 141-158.
- GLASER, B. & WOODS, W.I., eds. *Amazonia Dark earths. Origin, properties and management*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 2003. p. 29-50.
- GOLDBERG, P. & MACPHAIL, R. 2006. *Practical and Theoretical Geoarcheology*. Black-well Publishing, Oxford. 455p.
- GOUROU, P., 1949. Observações geográficas na Amazônia. *Revista Brasileira de Geografia*, 11, 354– 408.
- GOEBEL, T., WATERS, M. R. & O'ROURKE, D. H. 2008 "The Late Pleistocene Dispersal of Modern Humans in the Americas", *Science*, 319, pp. 1.497-502.
- GOMES, Denise Maria Cavalcante. 2002. *Cerâmica arqueológica da Amazônia: vasilhas da Coleção Tapajônica MAE-USP*. São Paulo: FAPESP/EDUSP/ Imprensa Oficial de São Paulo. 355 pp.

GUYOT, J.L., JOUANNEAU, J.M., SOARES, L., BOAVENTURA, G.R. ; MAILLET, N.; LAGANE, C. 2007. Clay mineral composition of river sediments in the Amazon Basin. *Catena*, 71:340–356.

HANEKLAUS, S.H. & SCHNUG, E. Strontium. In: *Encyclopedia of Soil Science*. Publisher Taylor & Francis, London, UK. 1:1, 1-5. (2008).

HEDLEY, M. J. et al., Changes in inorganic and organic soil phosphorus fraction induced by cultivation practices and by laboratory incubations. *Soil Science Society of America Journal [S.I.]*, v. 46, p. 970-976, 1982.

HIRAOKA, M.; YAMAMOTO, S.; MATSUMOTO, E.; NAKAMURA, S.; FALES, I.C.; BAENA, A.R.C. 2003. Contemporary Use and Management of Amazonian Dark Earths. In: LEHMANN, J.; KERN, D.C.; GLASER, B.; WOODS, W.I. (Eds.). *Amazonian Dark Earths: Origin, Properties, Management*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers. pp. 387-406.

HOLFORD, I. C. R.; MATTINGLY, G. E. G. The high and low - energy phosphate absorbing surfaces in calcareous soils. *Journal of Soil Science, Madison*, v.26, p.407-417, 1975.

HOLLIDAY, V.T. & GARTNER, W.G. Methods of soil P analysis in archaeology. *Journal of Archaeological Science*, 34, 301-333. 2007.

HUE, N.V.; CRADDOCK, G.R. & ADAMS, F. Effects of organic acids on aluminum toxicity in subsoils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50:28-34, 1986.

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).

IYAMUREMYE, F.; DICK, R.P. Organic amendments and phosphorus sorption by soils. *Adv. Agron.*, v.56, p.139-185, 1996.

JOHANSSON, M.F. & MEADE R.H. (1990) Chemical weathering of fluvial sediments during alluvial storage: The Macupanin Island point bar, Solimões River, Brazil. *J. Sediment. Petrol.* 60, 827-842.

JUNK, W.J. 1984. Ecology, fisheries and fish culture in Amazonia. In: Sioli, H. (ed.). *The Amazon, Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. Dr. W. Junk, Dordrecht: 443-476.

JUNK, W.J. Flood tolerance and tree distribution in central Amazonian floodplains. In: L.B NIELSEN; I.C. NIELSEN; H. BASLEV (Ed.). *Tropical forests: Botanical dynamics, speciation and diversity*. London: Academic Press. p. 47-64, 1989.

KABATA-PENDIAS, A. AND H. PENDIAS. *Trace Elements in Soils and Plants*, 2nd ed. CRC Press, Boca Raton. 1992.365 p.

KÄMPF, N.; WOODS, W.I.; SOMBROEK, W.; KERN, D. C. & CUNHA, T.J.F. Classification of Amazonian Dark Earths and other ancient antropic soils. In: LEHMANN, J.; KERN, D.C.; GLASER, B. & WOODS, W.I., eds. Amazonia Dark earths. Origin, properties and management. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 2003. p. 77-102.

KÄMPF, N. & KERN, D. C. O Solo como Registro da Ocupação Humana Pré-Histórica na Amazônia. In: VIDAL-TORRADO, P.; ALLEONI, L. R. F.; COOPER, M.; SILVA, A. P.; CARDOSO, E. J. Tópicos em Ciência do Solo. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v. 4. 2005. p.277-320.

KÄMPF, N.; SCHWERTMANN, U. Goethite and hematite in a climosequência in Southern Brazil and their application in classification of kaolinitic Soils. *Geoderma*, v. 29, p.27-39, 1982.

KATZER, F. Geologia do Estado do Pará. Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi de Historia Natural e Etnografia. Oficinas Gráficas do Instituto D. Macedo Costa, Belém. 1933.

KELLY, J. LAMBERT, M.J. & TURNER, J. 1983 Available phosphorus forms in forest soils and their possible ecological significance. *Commun Soil. Sci. Plant. Anal* 14(12):1217-1234.

KERN, D. C.; D'AQUINO, G.; RODRIGUES, T.E.; FRAZÃO, F.J.L.; SOMBROEK, W.; MYERS, T.P.; NEVES, E.G. Distribution of Amazonian Dark Earths in the Brazilian Amazon. In: LEHMANN, J. et al., Dark earths: origin, properties, management. Amsterdam: Kluwer Academic, 2003.

KER, L. C. Mineralogia, sorção e dessorção de fosfato, magnetização e elementos traços de Latossolos do Brasil. 1995. 181 p. Tese (Doutorado em Geologia)-Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 1995.

KERN, D.C. & KÄMPF, N. O efeito de antigos assentamentos indígenas na formação de solos com Terra Preta Arqueológica na região de Oriximiná-PA. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 13, p. 219-225, 1989.

KETTERINGS, Q.M.; BIGHAM, J.M. & LAPERCHE, V. Changes in soil mineralogy and texture caused by slash-and-burn fires in Sumatra, Indonesia. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64:1108-1117, 2000.

KHALID, R.A.; PATRICK Jr., W.H. & DE LAUNE, R.D. Phosphorus sorption characteristics of flooded soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41:305-310, 1977.

KUBIENA, W.L. 1938. *Micropedology*. Ames, IA: Collegiate Press, 242 p.

KUBIENA, W.L. 1970. *Micromorphological features of soil geography*. Rutgers University Press. New Brunswick, NJ.

KUO, S. & LOTSE, E.G. Kinetics of phosphate adsorption and desorption by lake sediments. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 38:50-54, 1974.

KUO, S. & MIKKELSEN, D.S. Distribution of iron and phosphorus in flooded and unflooded soil profiles and their relation to phosphorus adsorption. *Soil Sci.*, 127:18-25, 1979.

KUO, S. Phosphorus. In: SPARKS, D.L.; PAGE, A.L.; HELMKE, P.A.; LOEPPERT, R.H.; SOLTANPOUR, P.N.; TABATABAI, M. A.; JOHNSTON, C.T.; SUMNER, M.E. (eds) *Methods of Soil Analysis: Chemical Methods*. SSSA, Madison, p. 869-920, 1996.

LANI, J.L.; SCHWANDES, L.; REZENDE, S.B.; LANI, J.A.; AMARAL, E.F.; CUNHA, A.M. & COSTA, L.M. Uso de opalas biogênicas na identificação de sedimentos lacustres e marinhos. *R. Bras. Ci. Solo*, 31:827-832, 2007

LATHRAP, D. W., The "Hunting" Economies of the Tropical Forest Zone of South America: an attempt at an historical perspective. In: LEE, R.B. & DEVORE, J. *Man, the Hunter*,. Chicago, Aldine, 1968. pp. 23 - 29

LATHRAP, D. *The Upper Amazon*. London: Thames & Hudson. 1970.

LATHRAP, D. The tropical lowlands of South America. In: *Actas y memórias, XXXIX CONGRESSO INTERNACIONAL AMERICANISTAS*. Lima, v. 4, p. 13-23, 1972.

LEHMANN, J.; KERN, D.C.; GERMAN, L.; McCANN, J.; MARTINS, G.C.; MOREIRA, A. Soil fertility and production potential. In: LEHMANN, J.; KERN, D.C.; GLASER, B.; WODDS, W.I. (Eds.) *Amazonian Dark Earths: origin, properties, management*. The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 2003a. p. 105-124.

LEHMANN, J.; KERN, D.; GLASER, B.; WOODS, W. *Amazonian Dark Earths. Origin, properties, management*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2003. p. 387-406.

LEHMANN, J.; LIANG, B.; SOLOMON, D.; KINYANGI, J.; GROSSMAN, J.; O'NEILL, B.; SKJEMSTAD, J. O.; THIES, J.; LUIZAˆO, F. J.; PETERSEN, J. & NEVES, E. G. Black Carbon Increases Cation Exchange Capacity in Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 70, september–October. Published online August 22, 2006.

LEHMANN, J.; CAMPOS, C.V.; MACEDO, J.L.V. and GERMAN, L. Sequential fractionation and sources of P in Amazonian Dark Earths. In: Glaser, B. and Woods, W.I. (eds.) *Amazonian Dark Earths: Explorations in Time and Space*, Springer, Berlin, Germany. (2004) p.113-123.

LEHMANN, J.; CRAVO, M.S.; MACEDO, J.L.V.; MOREIRA, A.; SCHROTH, G. Phosphorus management for perennial crops in central Amazonian upland soils. *Plant Soil*, 237:309–319p. 2001.

LESPCH, I. F.; ANDRADE PAULA, L. M. Fitólitos em solos sob cerradões do triângulo mineiro: relações com atributos e silício absorvido. *Caminhos de Geografia, Uberlândia*, v.6, n. 19, 2006.

LIESACK, W.; SCHNELL, S.; REVSBECH, N.P. Microbiology of flooded rice paddies. *FEMS Microbiology Reviews*, 2000.24:625-645.

LILLIOS KT Phosphate fractionation of soils at Agroal, Portugal. *Am Antiq* 57:495–506. 1992.

LIMA, H.N. Gênese, química, mineralogia e micromorfologia de solos da Amazônia Ocidental. 2001. 176p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 2001. p. 176.

LIMA, H.N.; SCHAEFER, C.E.R.; MELLO, J.W.V.; GILKES, R.J.; KER, J.C. Pedogenesis and pre-Colombian land use of “Terra Preta Anthrosols” (“Indian black earth”) of Western Amazonia. *Geoderma*, v. 110, p. 1-17, 2002.

LIMA, H.N.; MELLO, J.W.V.; SCHAEFER, C.E.G.R.; KER, J.C.; Dinâmica da mobilização de elementos em solos da Amazônia submetidos à inundação. *Acta Amazônica*. Vol. 35 n^o. 3 Manaus, 2005.

LIMA, H. N.; MELLO, J.W.V.; SCHAEFER, C.E.G.R.; KER, J.C.; LIMA, A.M.N.L. Mineralogia e química de três solos de uma topossequência da bacia sedimentar do Alto Solimões, Amazônia ocidental. *Rev. Bras. Ciênc. Solo*, v.30, n.1, pp. 59-68, 2006.

LIMA, H.N.; TEIXEIRA, W.G.; SOUZA, K.W. O solo da paisagem da várzea com ênfase no trecho Coari - Manaus. In: FRAXE, T.J.P.; PEREIRA, H.S.; WITKOSKI, A.C. (Eds.). *Comunidades ribeirinhas amazônicas: modos de vida e uso dos recursos naturais*. Manaus: Editora da Universidade Federal do Amazonas, 2007. p. 35-52.

LINDSAY, W. L. *Chemical equilibria in soils*. New Jersey: Blackburn, 2001. 449p.

MACEDO, R.S. Atributos físicos, químicos e mineralógicos de solos com horizonte antrópico (Terra Preta de Índio) em área de várzea do rio Solimões, AM. 2009. 74p. Dissertação (Mestrado em Agronomia Tropical) - Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2009.

MADARI, B.E; CUNHA, T.J.F; NOVOTNY, E.H; MILORI, D.M.B.P; MARTIN NETO, L.; BENITES, V.M.; COELHO, M.R.; SANTOS, G.A. Matéria Orgânica dos Solos Antrópicos da Amazônia (Terra Preta de Índio): Suas Características e Papel na Sustentabilidade da Fertilidade do Solo. In Wenceslau Geraldes Teixeira, Dirse Clara Kern; Beáta Emöke Madari; Hedinaldo Narciso Lima; William Woods. *As Terras Pretas de Índio da Amazônia: sua caracterização e uso deste conhecimento na criação de novas áreas*. Manaus: Editora da Universidade Federal do Amazonas / Embrapa Amazônia Ocidental, 2010. 420 p.

MADARI, B., BENITES, V.M., CUNHA, T.J.F. The effect of management on the fertility of Amazonian dark earths. In Lehmann, J., Kern, D.C., Glaser, B., Woods, W.I. (eds) *Amazonian dark earths. Origin, properties, management*. Kluwer:Dordrecht. 2003. pp. 407-432.

MAFRA, A.L.; SENESI, N.; BRUNETTI, G.; MIKLÓS, A.A.W.; MELFI, A.J. Humic acids from hydromorphic soils of the upper Negro river basin, Amazonas: Chemical and spectroscopic characterization. *Geoderma*, 138: 170–176, 2007.

MARCOY, P. Viagem pelo rio Amazon as - Brasil, Amazonas, 2006 – Ed. Universidade Federal do Amazonas.

MATTOS, A. O homem das cavernas de Minas Gerais. Belo Horizonte, Itatiaia, 1961. 263p.

MARQUES, J.J.G.S.M.; TEIXEIRA, W.G.; SCHULZE, D.G. & CURI, N. Mineralogy of soils with unusually high exchangeable Al from the western Amazon Region. *Clay Miner.*, 37:651-661, 2002.

McCANN, J.M.; WOODS, W.I.; MEYER, D.W. (2001) Organic matter and Anthrosols in Amazonia: interpreting the Amerindian legacy. In: Rees RM, Ball BC, Campbell CD, Watson CA (eds) Sustainable management of soil organic matter. CAB International, Wallingford, 180–189 p.

MCLATCHEY, G.P.; REDDY, K.R. 1998. Regulation of matter decomposition and nutrient release in a wetland soil. *J. Environ. Qual.*, 27:1268-1274.

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

MEGGERS, B. J., The Indigenous Peoples of Amazonia, their Cultures, Land Use Patterns and Effects on the Landscape and Biota. In: SIOLI, H. The Amazon. Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin, Dordrecht, Dr. W. Junk Publishers, 1984. pp. 627-648.

MEGGERS, B.J. *Amazônia, a Ilusão de um Paraíso Perdido*. Belo Horizonte, Itatiaia/EDUSP, 1987.

MEGGERS, B.J. *Amazonian: Man and Culture in a Counterfeit Paradise*. Chicago: Aldine Atherton Inc. 1971.

MEGGERS, B. & EVANS, C. *Archaeological Investigations at the Mouth of the Amazon*. Washington, Smithsonian Institution, Bureau of American Ethnology, Bulletin 167. 1957.

MEGGERS, B., Environmental limitations on the development of culture. *American Anthropologist*, 56: 801-824. 1954.

MEHLICH, A. Determination of P, Ca, Mg, K, Na and NH₄ by North Carolina Soil Testing Laboratoris. Raleigh: University of North Carolina, 1953.

MEHRA, O.P. & JACKSON, M.C. Iron oxide removal from soil and clay by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. In: NATIONAL CONFERENCE ON CLAY MINERALS, 7, Anais. New York, 1960.

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.

MELLO, J. W. V.; RIBEIRO, A. C.; NOVAIS, R. F.; VENEGAS, V. H. A. Calagem e adubação fosfatada para o arroz em solos inundados: I. Teores de ferro e fósforo nos solos. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, v.23, n. 4, p.847-854, 1999.

MIRANDA, E.E. Quando o Amazonas corria para o Pacífico: Uma história desconhecida da Amazônia. Rio de Janeiro: Vozes, 2007. 256 p.

MURPHY, J. & RILEY. J.P. A modified single solution method for the determination of phosphate in natural waters. Anal. Chim. Acta. 27: 31-36. 1962.

NEVES, E.G., PETERSON, J.B., BARTONE, R.N., & DA SILVA, C.A. Historical and socio-cultural origins of Amazonian Dark Earths. In J. Lehmann, D.C. Kern, B. Glaser, & W.I. Woods (Eds.), Amazonian Dark Earths: Origin, Properties, Management. The Netherlands: Kluwer Academic Publishers. (2003). (pp. 29-49).

NEVES, W.A. Um novo modelo para explicar a origem do homem no continente americano. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi. Coordenação de Pesquisa e Pós-Graduação (Idéias e debates 1), 2002. 37p.

NEVES, W.A.; BERNARDO, DANILO, V. & OKUMURA, MARIA MERCEDES M. A origem do homem americano vista a partir da América do Sul: uma ou duas migrações?. Rev. Antropol. [online]. 2007, vol.50, n.1

NEVES, W. A. & PUCCIARELLI, H. M. 1991 "Morphological Affinities of the First Americans: an Exploratory Analysis Based on early South American Human Remains", Journal of Human Evolution, 21, pp. 261-73.

NEVES, W. A., Teorias de Determinismo Ecológico na Amazônia: um caso de marginalidade da comunidade científica nacional. In:NEVES, W.A. Biologia e Ecologia Humana na Amazônia:Avaliação e Perspectiva,. Belém, SCT/PR CNPq, Museu Paraense Emílio Goeldi, 1989. p.59 - 76.

NEVES, W. A. & PUCCIARELLI, H. M. —~~Exa~~Continental Biological Relationships of Early South American Human Remains: a Multivariate Analysis", Ciência e Cultura, 41, pp. 566-75. 1989.

NEVES, W. A. & HUBBE, M. 2005 —~~Canial~~Canial Morphology of Early Americans from Lagoa Santa, Brazil: Implications for the Settlement of the New World", Proceedings of the National Academy of Science, 102, pp. 18.309-14.

NIKIFOROFF, C.C. Introduction to paleopedology. American Journal Science. 41, 194–200, 1943.

NIELSEN, S.P. The biological role of strontium. Bone, 35: 583– 588. (2004)

NOVAIS, R. F. & SMYTH, T. J. Fósforo em solo e planta em condições tropicais. Viçosa – MG. Universidade Federal de Viçosa. DPS, 1999. p. 399.

NOELLI, F.S. As Hipóteses sobre o centro de Origem e rotas de Expansão dos Tupi. *Revista de Antropologia*, 39 (2): 7-53, 1996.

OLSEN, S.R.; COLE, C.V.; WATANABE, F.S.; DEAN, L.A. Estimation of available phosphorus in soils by extraction with sodium bicarbonate. Washington: USDA, 1954. (USDA Circ., 939).

OLIVER, J.R. El Centro Ceremonial de Caguana, Puerto Rico. Oxford: Hadrian Books. 1998.

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.* 35(4): 943-952, 2001.

OLSEN, S.R. & SOMMERS, L.E. Phosphorus. In: PAGE, A.L.; MILLER, R.H. & KEENEY, D.R., eds. *Methods of soil analysis. Part 2.* 2.ed. Madison, American Society of Agronomy, 1982. p.403-430.

PANSU, M. & GAUTHEYROU, J. Phosphorus In: *Handbook of Soil Analysis Mineralogical, Organic and Inorganic Methods.* Berlin, Heidelberg, New York: Springer (2006), 993 pp.

PIERZYNSKI, G. M.; SIMS, J. T.; VANCE, G. F. Soil phosphorus and environmental quality. In: PIERZYNSKI, G. M.; SIMS, J. T.; VANCE, G. F. *Soil and Environmental Quality.* 2ª edição. 2000. 459p.

OTTAWAY, J.H. Persistence of organic phosphates in buried soils. In: *Nature*, 307: 257–259, 1984.

PARFITT, R.L. Anion adsorption by soils and soil materials. *Adv. Agron.*, 30:1-50. 1978.

PARFITT, R.L.; ATKINSON, R.J.; SMART, R.S.T.C. The mechanism of phosphate fixation by iron oxides. *Soil Science Society of America Proceedings*, 39: 837-841, 1975.

PETERSEN, J.B.; NEVES, E.G.; HECKENBERGER, M.J. (2001) Gift from the past: terra preta and prehistoric Amerindian occupation in Amazonia. In: McEwan C, Barreto C, Neves E.G. (eds) *Unknown Amazonia: culture in nature in ancient Brazil.* British Museum, London, p. 86–105

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.

PORRO, A. O povo das águas: ensaios de etno-história amazônica. RJ-Petrópolis: Ed. Vozes, 1995.

- PRANCE, G.T. A terminologia dos tipos de florestas amazônicas sujeitas à inundação. *Acta Amazônica*, v. 10, n. 3, p. 495-504, 1980.
- PRICE, T.D.; WAHL J.; BENTLEY R.A. Isotopic evidence for mobility and group organization among Neolithic farmers at Talheim, Germany, 5000BC. *European Journal of Archaeology* 9:259–284, 2006.
- PROUS, A. & FOGAÇA, E. Archaeology of the Pleistocene-Holocene boundary in Brazil. *Quaternary International* 53/54: 21-41, 1999.
- PROUS, A. *Arqueologia Brasileira*. Brasília: Editora da UnB, 1992.
- RANZANI, G.; KINJO, T.; FREIRE, O. Ocorrência de "Plaggen Epipedon" no Brasil. *Bol. Te. Cient. Esc. Sup. Agric. "Luiz de Queiroz"*, 5:1-11. 1962.
- REBELLATO, L.; WOODS, W.I.; & NEVES, E.G. Pre-Columbian Settlement Dynamics in the Central Amazon. In: *Amazonian Dark Earths: Wim Sombroek's Vision*; Woods, W. I.; Teixeira, W. G.; Lehmann, J.; Steiner, C.; WinklerPrins, A.; Rebellato, L., eds.; Springer Science: Heidelberg. 15-31p. 2009.
- 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.
- REDDY, K. R.; WETZEL, R. G.; KADLEC, R. H. Biogeochemistry of Phosphorus in Wetlands. In: Sims, J.T.; Sharpley, A.N.; Pierzynski, G.M.; Westermann, D.T.; Cabrera, M.L.; Powell, J.M.; Daniel, T.C. *Phosphorus: Agriculture and the Environment*. American Society of Agronomy. p. 263-316. 2005.
- RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S.B. DE; CORRÊA, G.F. *Pedologia: base para distinção de ambientes*. 4ª ed. Viçosa: NEPTU, 2002. 332 p.
- RHEINHEIMER, D.; CASSOL, P.C.; KAMINSKI.; ANGHINONI, I. Fósforo orgânico do solo. In: SANTOS, G.A.; CAMARGO, F.A.O. (ed.). *Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais*. Porto Alegre: Gênese, 1999. p.69- 89.
- RODEN, E.E. & EDMONDS J.W. 1997. Phosphate mobilization in iron-rich anaerobic sediments: microbial Fe(III) oxide reduction versus iron-sulfide formation. *Archiv für Hydrobiologie* 139: 347–378.
- ROOSEVELT, A.C., DA COSTA, M.L., LOPES MACHADO, C., MICHAEL, M., MERCIER, N., VALLADAS, H., FEATHERS, J., BARNETT, W., DA SILVEIRA, M.I., HENDERSON, A., SLIVA, J., CHERNOFF, B., REESE, D.S., HOLMAN, J.A., TOTH, N., & SCHICK, K. (1996). Paleoindian cave dwellers in the Amazon: the peopling of the Americas. *Science*, 272, 373-384.
- ROOSEVELT, A. C. *Moundbuilders of the Amazon: Geophysical archaeology on Marajo Island, Brazil*. San Diego, Academic Press, 1991.

RUIZ, H.A. Dispersão física do solo para análise granulométrica por agitação lenta. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 30., 2005, Recife - PE. CD-ROM. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005a.

RUIZ, H. Incremento da exatidão da análise granulométrica do solo por meio da coleta da suspensão (silte + argila). R. Bras. Ci. Solo, 29:297-300, 2005b.

RUNGE, F. The opal phytolith inventory of soils in Central Africa – Quantities, shapes, classification, and spectra. Rev. Paleobot. Palynol 107:23-53, 1999.

RYAN, J., H.M. HASSAN, M. BAASIRI AND H.S. TABBARA. Availability and transformation of applied phosphorus in in calcareous Lebanese soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 49: 1215-1220. 1985.

SAH, R.N.; MIKKELSEN, D.S. Transformations of inorganic phosphorus during the flooding and draining cycles of soil. Soil Science Society of America Journal, Madison, v.50, p. 62-67, 1986a.

SAH, R.N. & MIKKELSEN, D.S. Effects of anaerobic decomposition of organic matter on sorption and transformations of phosphate in drained soils: 2. Effects on amorphous iron content and phosphate transformation. Soil Sci., 142:346-351, 1986b.

SAMADI, A. & GILKES, R.J. Phosphorus transformations and their relationships with calcareous soil properties of south western Australia. Soil Sci. Soc. Am. J. 63:809-815. 1999.

SANTOS, G.A. 1976. Influência do tratamento térmico sobre o alumínio livre do solo. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. (Dissertação de Mestrado).

SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C. & ANJOS, L.H.C. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 5.ed. Viçosa, MG, SBCS/EMBRAPA/CNPS, 2005.100p.

SATO, S.; NEVES, E.; SOLOMON, D.; LIANG, B.; LEHMANN, J.; Biogenic calcium phosphate transformation in soils over millennial time scales. Journal of Soils and Sediments. Springer Berlin / Heidelberg. p.194-205.

SCHAEFER, C.E.G.R.; LIMA, H.N.; GILKES, R.J.; MELLO, J.W.V. Micromorfology and electron microprobe analysis of phosphorus and potassium forms of an Indian Black Earth (IBE) Anthrosol of Western Amazonia. Australian Journal of Soil Research, v. 42, p. 401-409, 2004.

SCHAEFER, C.E.G.R.; LIMA, H.N.; VALE JÚNIOR, J.F.; MELLO, J.W.V. Uso dos solos e alterações da paisagem da Amazônia: cenários e reflexões. Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, v. 12, p. 63-104, 2000.

SCHAAN, D.P. & SILVA, W.F.V. O povo das águas e sua expansão territorial: uma abordagem regional de sociedades pré-coloniais na ilha de Marajó. Revista de Arqueologia, 17: 13-32, 2004.

SCHAAN, D.P.; KERN, D.C.; & FRAZÃO, F.J.L. An Assessment of the Cultural Practices Behind the Formation (or Not) of Amazonian Dark Earths in Marajó Island Archaeological Sites. In: Amazonian Dark Earths: Wim Sombroek's Vision; Woods, W. I.; TEIXEIRA, W. G.; LEHMANN, J.; STEINER, C.; WINKLERPRINS, A.; REBELLATO, L., (eds). Springer Science: Heidelberg. 2009.127-141p..

SCHWERTMANN, U. The effect of environments on iron oxide minerals. *Adv. Soil Sci.*, 1:172-200, 1985.

SCHWERTMANN, U. Some properties of soil and synthetic iron oxides. In: STUCKI, J.W.; GOODMAN, B.A. & SCHWERTMANN, U., eds. *Iron in soils and clay minerals*. Dordrecht, D. Reidel, 1988. p.203-250.

SCHWERTMANN, U. & TAYLOR, R.M. Iron oxides. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B., eds. *Minerals in soil environments*. 2^a. ed. Madison, Soil Science Society of America, 1989. p.145-180.

SCHWERIN, K.H. Arawak, Carib. Ge, Tupi: Cultural adaption and culture history in the tropical forest, South American. In: *Actas y memórias, XXXIX CONGRESSO INTERNACIONAL AMERICANISTAS*, Lima, v. 4, p. 39-57, 1972.

SÉRGIO, C.S.; SANTANA, G.P.; COSTA. & HORBE, A.M.C. Identification and characterization of maghemite in ceramic artifacts and archaeological black earth of amazon region. *Soil Science*, Vol. 171, no.1, 59-64. Jan 2006.

SERTZU, M. & SANCHEZ, P.A. Effects of heating on some changes in soil properties in relation to Ethiopian land management practices. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 42:940-944, 1978.

SHIBU, M.E.; LEFFELAAR, P.A.; VAN KEULEN, H.; AGGARWAL, P.K. Quantitative description of soil organic matter dynamics—A review of approaches with reference to rice-based cropping systems. *Geoderma*, 137: 1–18, 2006.

SHUKLA, S.S.; SYERS, J.K.; WILLIAMS, J.D.H.; ARMSTRONG, D.E. & HARRIS, R.E. Sorption of inorganic phosphate by lake sediments. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35:244-249, 1971.

SHARPLEY, A. N. Soil phosphorus dynamics: agronomic and environmental impacts. *Ecological Engineering*. v. 5. p. 261-279. 1995.

SIEGEL, P. 1991 —*Political Evolution in the Caribbean.*” Proceedings of the thirteenth International Congress for Caribbean Archaeology. Willemstad, Curaçao: AINA-IACA: 232-250.

SILLEN, A. (1986) Biogenic and diagenetic Sr/Ca in Plio-Pleistocene fossils of the Omo Shungura Formation. *Paleobiol.* 12:311-323.

- SILLEN A, LEGEROS, R. (1991) Solubility profiles of synthetic apatites and of modern and fossil bones. *J. Archaeol. Sci.* 18:385-397.
- SILVA, F. C.; RAIJ, B. V. Disponibilidade de fósforo em solos avaliada por diferentes extratores. *Pesq. Agropec. Bras.*, Brasília. v 34, p.267-288, 1999.
- SILVA, L.S.; SOUSA, R.O.; POCOJESKI, E. Dinâmica da matéria orgânica em ambientes alagados. In: SANTOS, G.A., ed. *Fundamentos da matéria orgânica do solo: Ecossistemas tropicais e subtropicais*. Porto Alegre, Metrópole, 2008. 636 p.
- SIOLI, H. 1951. Alguns resultados e problemas da limnologia amazônica: I.A.N. *Boletim Técnico Técnico*, n. 24.
- SIOLI, H. *Studies in Amazonian Water*. Atlas do Simpósio sobre a Biota Amazônica, 1967, 3:9-50.
- SIOLI, H. *Amazon Tributaries and Drainage Basins*. In: Hasler, A.D. (ed), *Coupling of Land and Water System*. Springer-Verlag, Berlin, 1975. 199-213 p.
- SMITH, H. H. *Brazil: The Amazons and the Coast*. New York: Charles Scribner's Sons. 1879.
- SMITH, N.J.H. *Anthrosols and human carrying capacity in Amazonia*. *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, 70:553-566, 1980.
- SOARES, R.V. *Incendios florestais - controle e uso do fogo*. Curitiba, Fundação de Pesquisas Florestais do Paraná. 1985. 213 p.
- SOLIS, P. AND J. TORRENT, 1989. Phosphate fractions in calcareous Vertisols and Inceptisols of Spain. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53: 462-466.
- SOMBROEK, W.G. RUIVO, M.L.; FEANRSIDE, P.M.; GLASER, B.; LEHMANN, J. 2003. —*Amazonian Dark Earths as Carbon Stores and Sinks*." In: In: LEHMANN, J.; KERN, D.C.; GLASER, B.; WOODS, W.I. (Eds.). *Amazonian Dark Earths: origin, properties and management*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2003. p. 125-139.
- SOMBROEK, W.G., 1966. *Amazon Soils: A Reconnaissance of the Soils of the Brazilian Amazon Region*. Centre for Agricultural Publications and Documentation, Wageningen.
- SOMBROEK, W. G. ; KERN, D. ; RODRIGUES, T. E. ; CRAVO, M. S. ; CUNHA, T. J. ; WOODS, W. ; GLASER, B. . *Terra Preta and Terra Mulata: Pre-Columbian Amazon kitchen middens and agricultural fields, their sustainability and their replication*. *Soil Science Society of America Journal*, 2002.
- SOUZA, K.W. LIMA, H.N. SCHAEFER, C.E.G.R.; TEIXEIRA, W.G., PULROLNIK, K.; CORRÊA, G. Phosphorous forms in cultivated indian black

earth (anthrosols) of varying texture in the Brazilian Amazon. *Rev. Bras. Ciênc. Solo.*, v.33,n.5, 2009.

SOUZA, K.W. Uso do solo em comunidades de várzea do rio Solimões do trecho Coari – Manaus. 2007. 95p. (Dissertação de Mestrado em Agricultura e Sustentabilidade na Amazônia) - Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2007.

STENBERG, H.R. A água e o homem na várzea do Careiro. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2nd ed., 1998. 98p.

STEVENSON, F.J. Humus chemistry: genesis, composition, reactions. New York, John Wiley & Sons, 1994. 486p.

STOOPS, G. MARCELINO, V. & MEES, F. (2010) Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier 1^a Ed. 752 p.

SYERS, J.K., SMILLIE, G.W. and WILLIAMS, J.D.H. (1972) Calcium fluoride formation during extraction of calcareous soils with fluoride. I – Implications to inorganic P fractionation schemes. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 36, 20–25

TATE, K. The biological transformation of P in soil. *Plant and Soil*, v.76, n.1/3, 245-256. 1984.

TEIXEIRA, W.G.; MARTINS, G.C.; LIMA, H.N. An Amazonian Dark Earth profile description from a site located in the floodplain (várzea) in the Brazilian Amazon. In: RIOS, G.M.; CAMARGO, S.M.; CALVO, C.F. (Eds.). *Pueblos y paisajes antiguos de la selva Amazónica*. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia/Taracaxum, 2006. p. 293-300.

TEIXEIRA, W.G. & MARTINS, G.C. Soil physical characterization. In: LEHMANN, J.; KERN, D.C.; GLASER, B.; WOODS, W.I. (Ed.). *Amazonian dark earths; origin, properties and management*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2003. p.271-286.

TEIXEIRA, W.G.; PINTO, W.H.; LIMA, H.N.; MACEDO, R.S.; MARTINS, G.C.; ARRUDA, W.C. Os solos das várzeas próximas a calha do Rio Solimões – Amazonas no Estado do Amazonas. In: IBAMA (Ed.). *Workshop Geotecnologias Aplicadas às Áreas de Várzea da Amazônia*. Manaus: IBAMA, 2007a. p. 29-36.

TEIXEIRA, W.G.; CRUZ, M.E.G.; LIMA, H.N.; CORREIA, M.R.D.; SOARES, C.B. Mapas pedológicos de municípios do Médio Solimões: área de estudo do Piatam. Manaus: EDUA, 2007b.

TORRENT, J.; SCHWERTMANN, U. & BARRÓN, V. Phosphate sorption by natural hematites. *Europ. J. Soil Sci.*, 45:45-51, 1994.

TURNER, R.C. & RICE, H.M. 1954. Role of fluoride ion in release of phosphate adsorbed by Al and Fe hydroxides. *Soil Sci.* 40: 233-242.

USDA, 1996. Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations Report No. 42, Version 3.0. Washington, USDA Office of Communications.

USDA. Soil Survey Staff, Soil Taxonomy, 2nd ed. United States Department of Agriculture-Natural Resource Conservation Service, Washington, DC. 1999.

USEPA - UNITED STATES ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY. Ecological soil screening levels for barium. Washington: EPA, 2005. 80p. Disponível em: <http://rais.ornl.gov/homepage/eco-ssl_barium.pdf>. Acesso em 23/09/2009.

VASCONCELOS, B. N. F. Pedogênese de arqueo-antropossolos em áreas calcáreas do norte de Minas Gerais. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa, 2010. 132p. (Dissertação de Mestrado).

VIVEIROS DE CASTRO, E. Comentário ao Artigo de Francisco Noelli. Revista de Antropologia, 39 (2): 51-60. 1996.

YEOMANS, J.C. & BREMNER, J.M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. Comm. Soil Sci. Plant Anal., 19:1467-1476, 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.

WALKER, J.B. Inorganic micronutrient requirements of Chlorella: I. Requirements for calcium (or strontium), copper, and molybdenum. Arch Biochem Biophys 46:1-11. 1953.

WALTER, H.V. Arqueologia da região de Lagoa Santa (Minas Gerais). Rio de Janeiro: Sedegra, 1958.

WHO - WORLD HEALTH ORGANIZATION. Environmental health criteria 107:barium. Sponsored by United Nations Environment Programme, International Labour Organization, and World Health Organization. Geneva, Switzerland. 2001.

WIKLANDER, L. Uptake, adsorption and leaching of radio strontium in a lysimeter Experiment. Soil Sci. 1964, 97, 168-172.

WILLIAMS, J.D.H.; SYERS, J.K.; WALKER, T.W. Fractionation of soil inorganic phosphate by a modified Chang & Jackson's procedure. Soil Science Society of America Proceedings, Madison, v.31, p.736-739, 1967.

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., Ponnampereuma, F.N. (eds.). Institute of Fundamental Studies, Kandy, Sri Lanka. 1991. p.43-49.

WITTHIG, 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.

WOODS, W. I. The quantitative analysis of soil phosphate. American Antiquity [S.I.], v. 42, p. 248- 252, 1977.

WOODS, W.; MCCANN, J.M.; MEYER, D.W. (2000) Amazonian dark earth analysis: state of knowledge and directions for future research. In: Schoolmaster FA, Clark J (eds) Papers and Proc Geography Conf, Vol. 23, Tampa, Florida, p.114–121.

WOODS, W.; MCCANN, J.M.; MEYER, D.W. Amazonian dark earth analysis: state of knowledge and directions for future research. In: Schoolmaster FA, Clark J (eds) Papers and Proc. Geography Conf., vol. 23, Tampa, Florida, pp 114–12. 2000.

WOODS, W. I. Development of anthrosol research. In: LEHMANN, J.; KERN, D.C.; GLASER, B. & WOODS, W.I., eds. Amazonia Dark earths. Origin, properties and management. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 2003.

ZHOU, X.; RHUE, R.D.; HARRIS, W.G. Phosphorus sorption characteristics of Bh and Bt horizons from sandy coastal palin soils. Soil Science Society of America Journal, Madison, v.61, n.5, p.1364-1369, 1997.

APÊNDICE

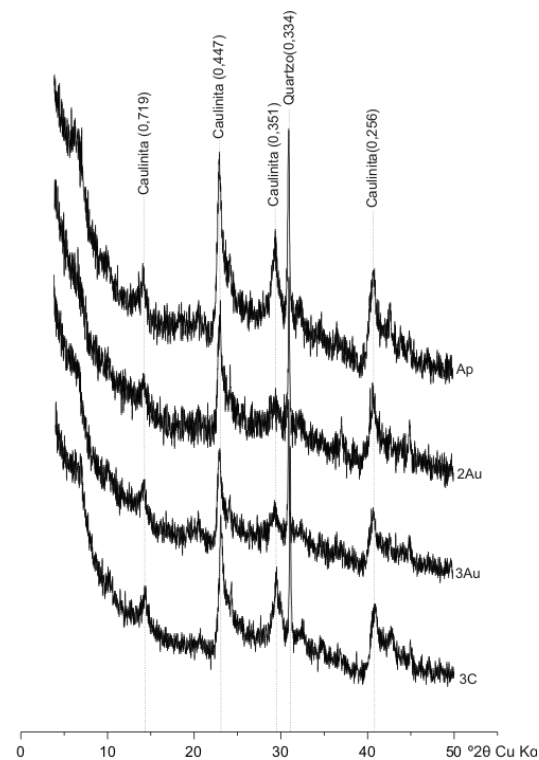


Figura A18- Difratoograma de raio-X da fração argila natural referente ao perfil do Sítio São Sebastião Careiro II (Valor d em nm).

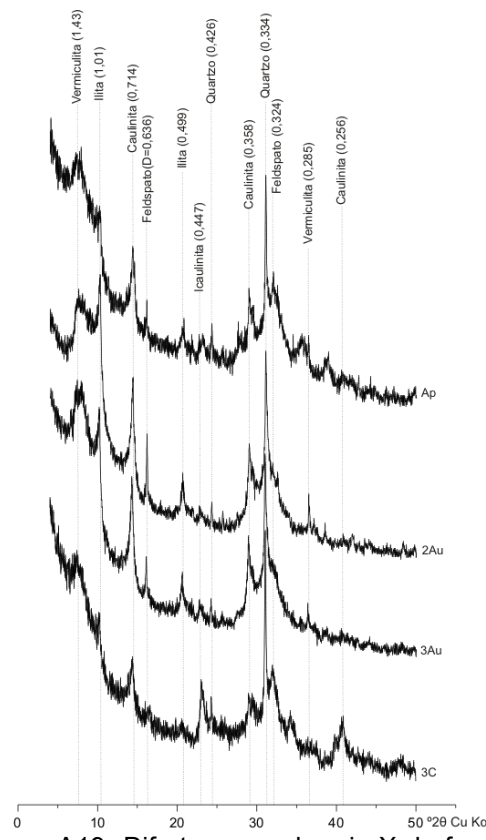


Figura A19- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 25°C referente ao perfil do Sítio São Sebastião Careiro II (Valor d em nm).

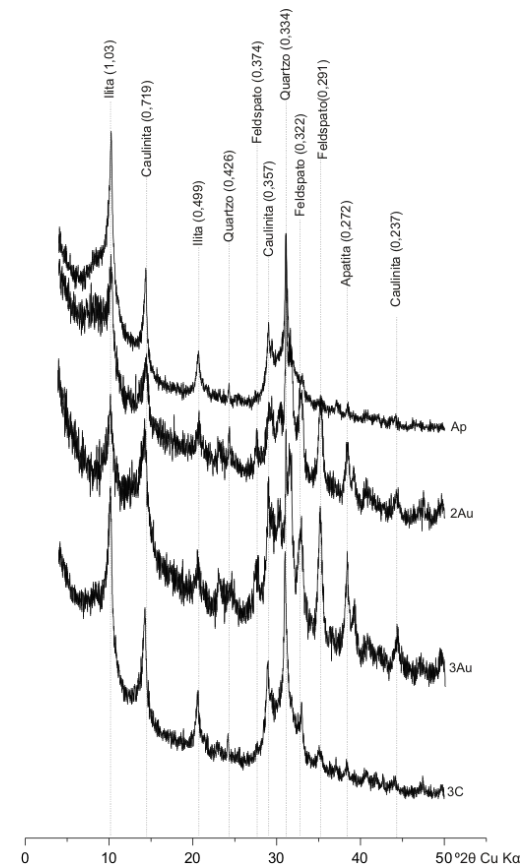


Figura A20- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 350°C referente ao perfil do Sítio São Sebastião Careiro II (Valor d em nm).

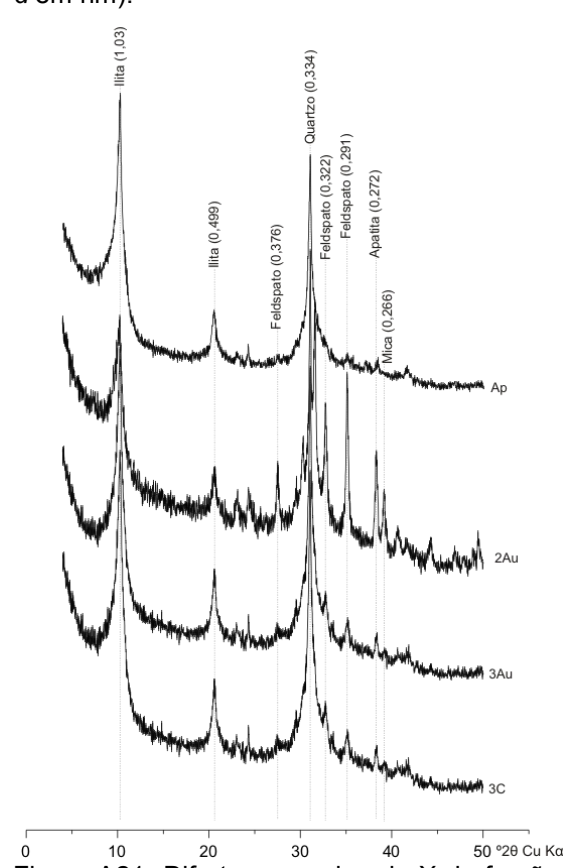


Figura A21- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 550°C referente ao perfil do Sítio São Sebastião Careiro II (Valor d em nm).

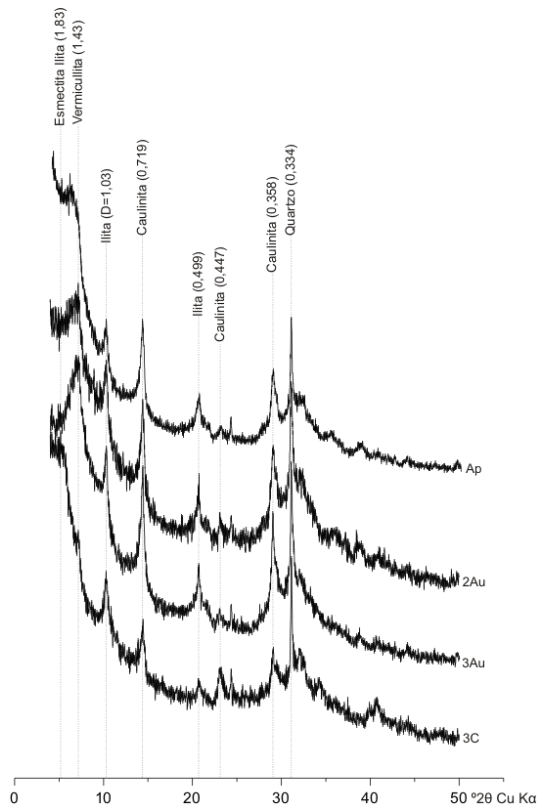


Figura A22- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com Mg referente ao perfil do Sítio São Sebastião Careiro II (Valor d em nm).

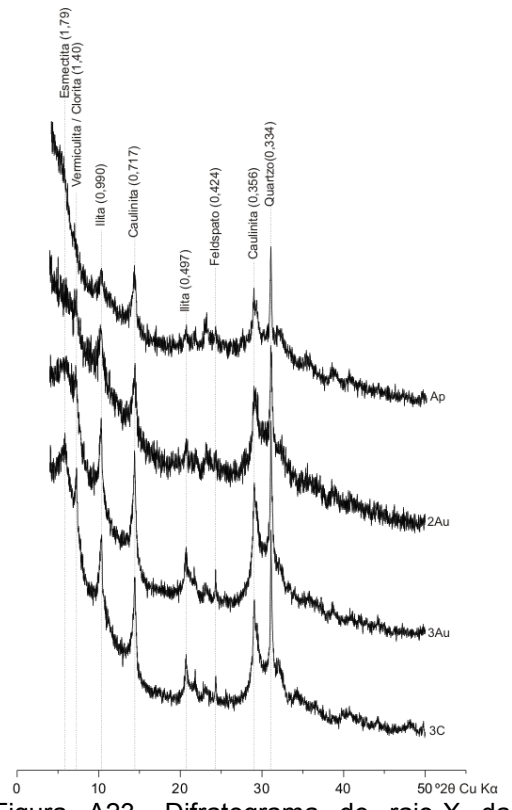


Figura A23- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com Mg e glicerol referente ao perfil do Sítio São Sebastião Careiro II (Valor d em nm).

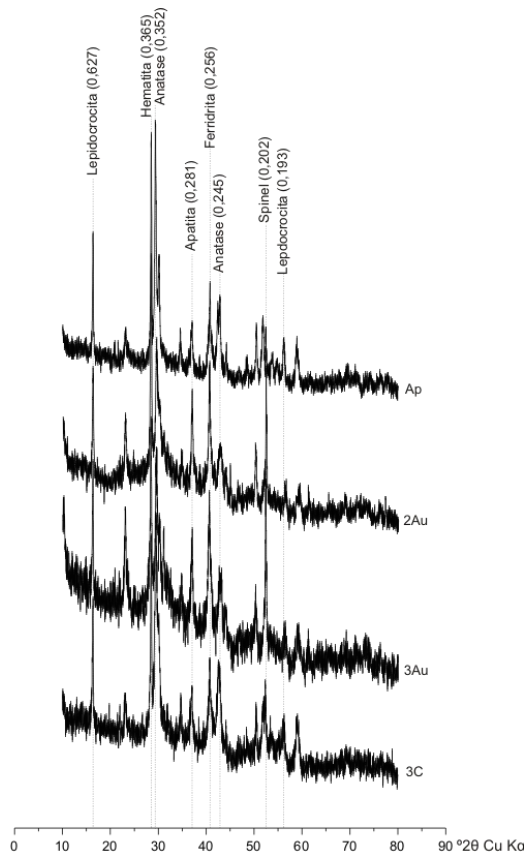


Figura A24- Difratoograma de raio-X da fração argila com concentração de óxidos: tratamento com $\text{NaOH } 5 \text{ mol}^{-1}$ referente ao perfil do Sítio São Sebastião Careiro II (Valor d em nm).

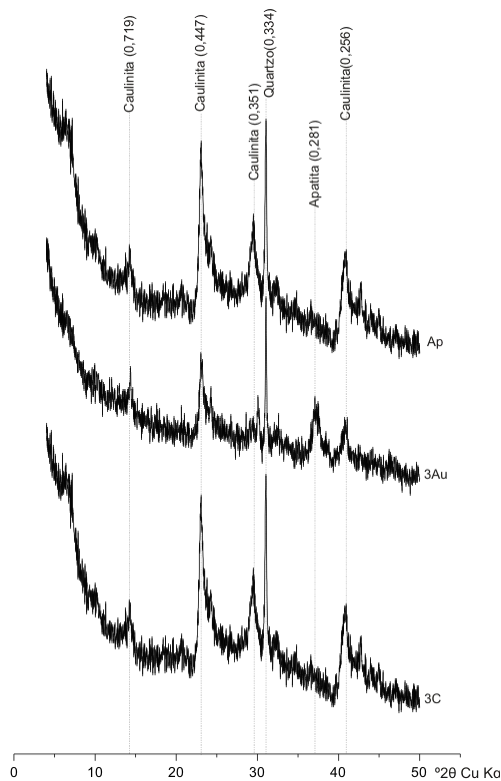


Figura A25- Difratoograma de raio-X da fração argila natural referente ao perfil do Sítio São Francisco (Valor *d* em nm).

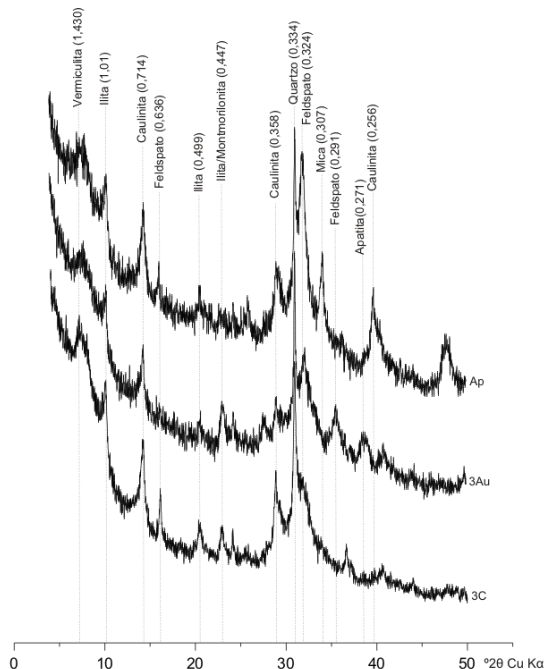


Figura A26- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 25°C referente ao perfil do Sítio São Francisco (Valor *d* em nm).

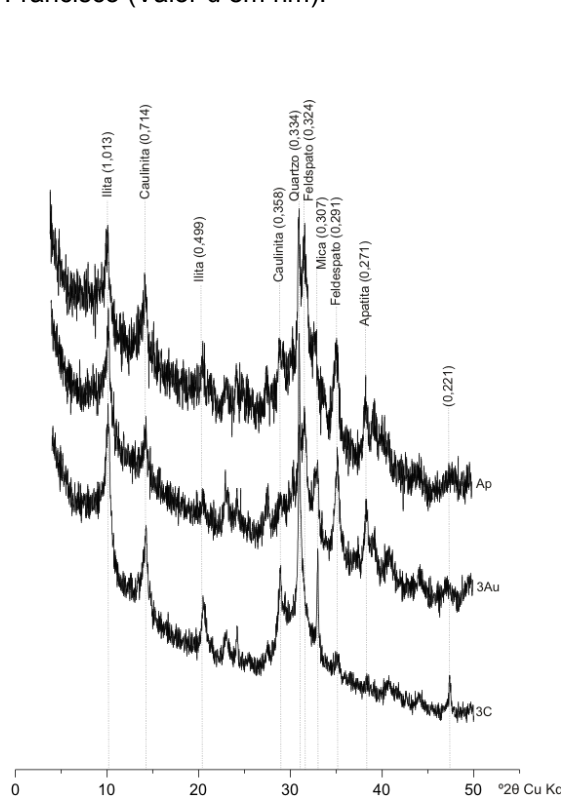


Figura A27 - Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 350°C referente ao perfil do Sítio São Francisco (Valor *d* em nm).

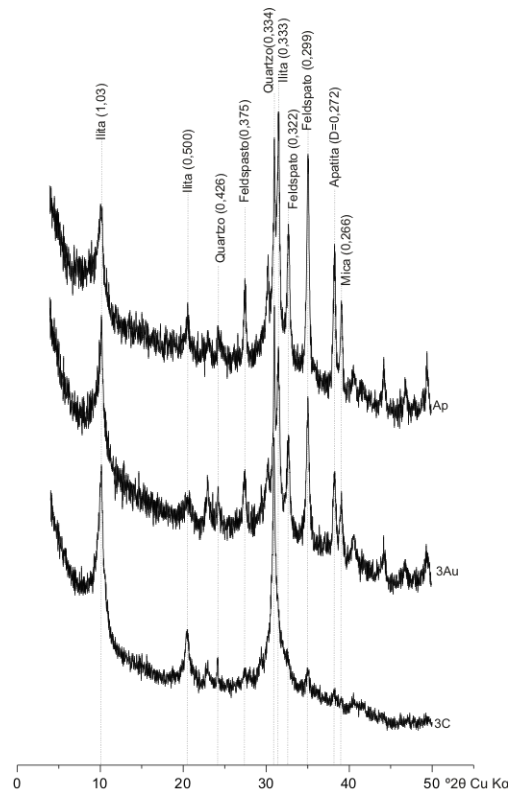


Figura A28 - Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 550°C referente ao perfil do Sítio São Francisco (Valor *d* em nm).

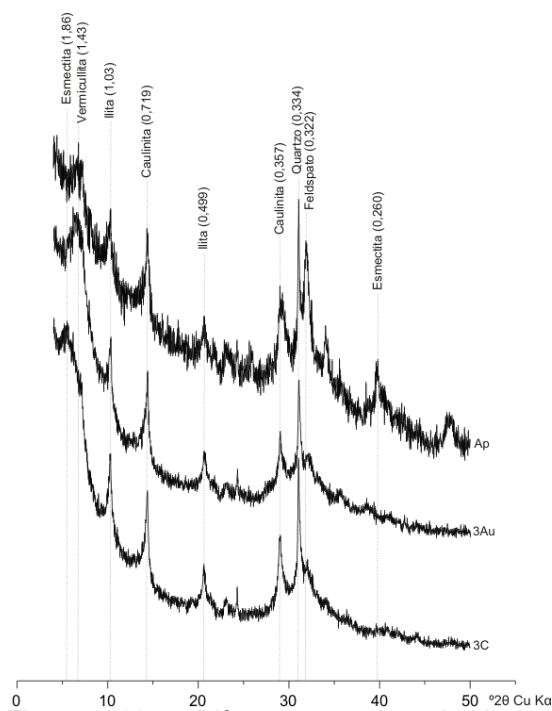


Figura A29 - Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com Mg referente ao perfil do Sítio São Francisco (Valor d em nm).

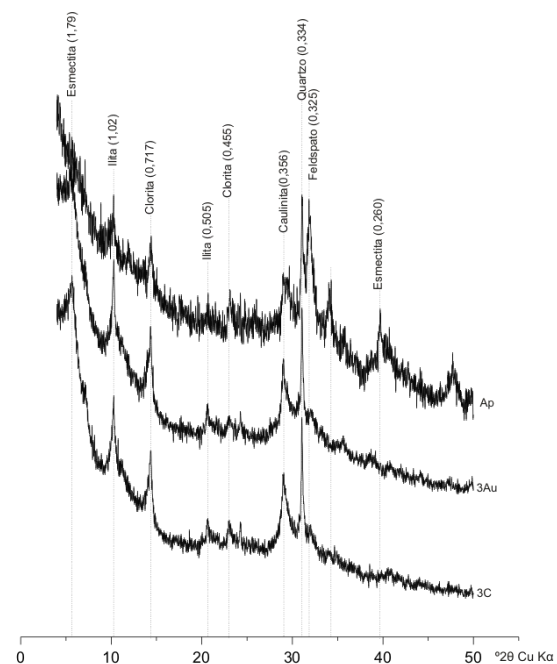


Figura A30 - Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com Mg e glicerol referente ao perfil do Sítio São Francisco (Valor d em nm).

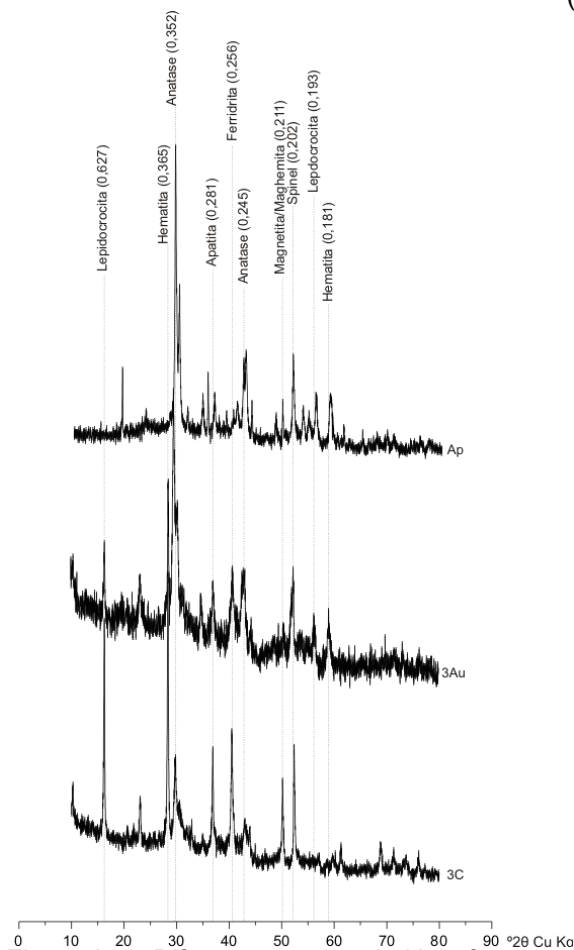


Figura A31- Difratoograma de raio-X da fração argila com concentração de óxidos: tratamento com $\text{NaOH } 5 \text{ mol}^{-1}$ referente ao perfil do Sítio São Francisco (Valor d em nm).

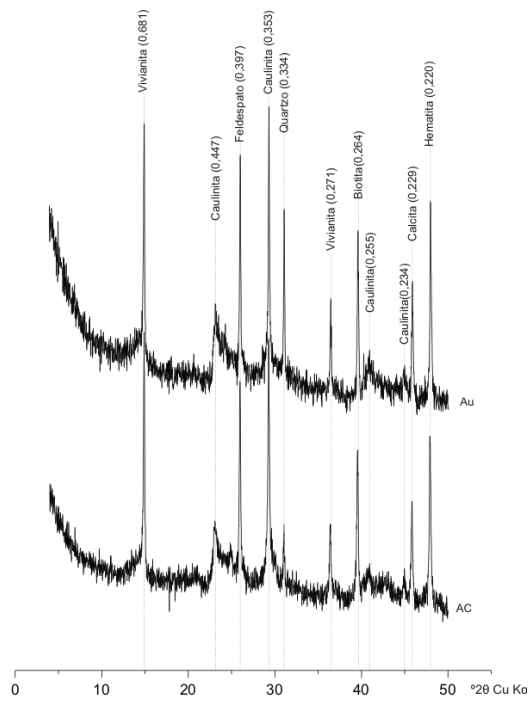


Figura A32- Difratoograma de raio-X da fração argila natural referente ao perfil do Sítio Mangueira (Valor d em nm).

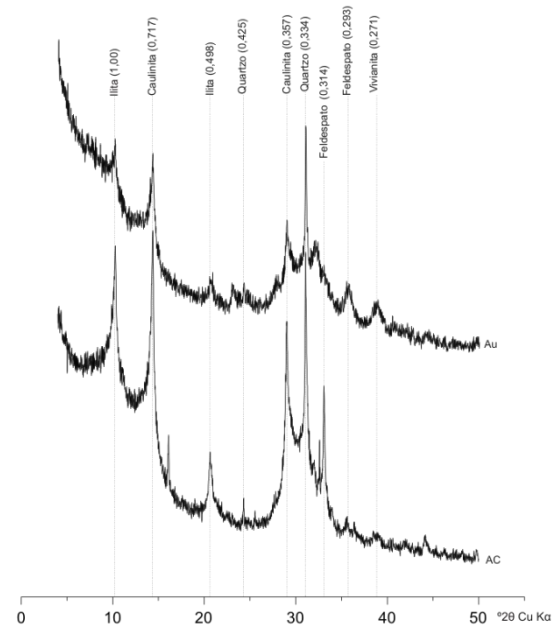


Figura A33- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 25°C referente ao perfil do Sítio Mangueira (Valor d em nm).

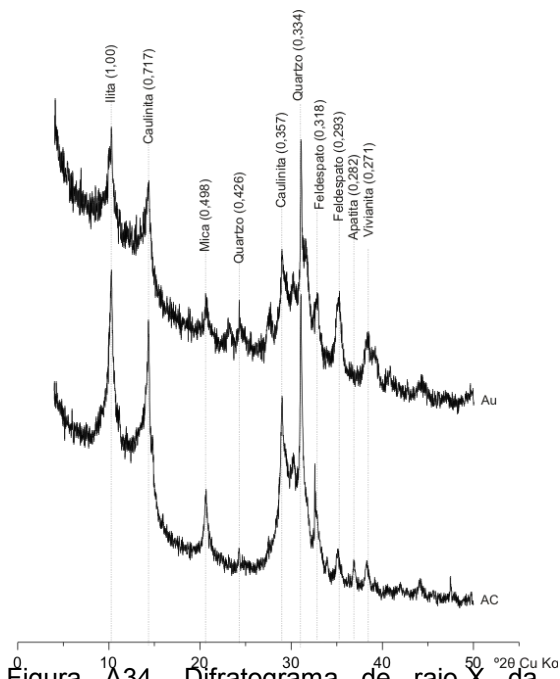


Figura A34- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 350°C referente ao perfil do Sítio Mangueira (Valor d em nm).

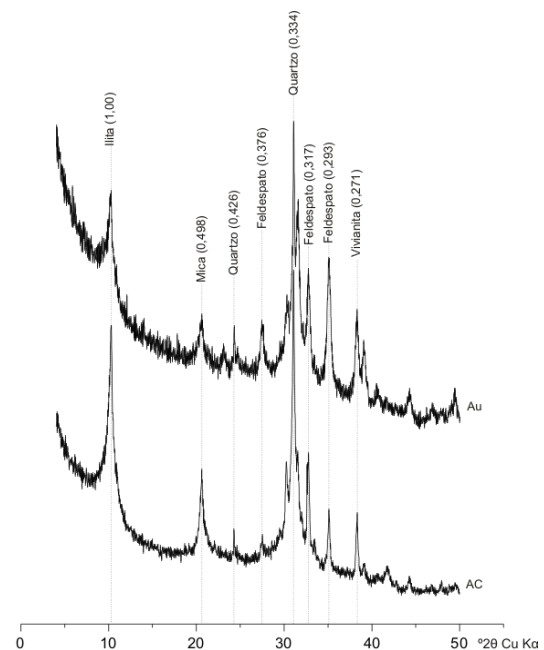


Figura A35- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 550°C referente ao perfil do Sítio Mangueira (Valor d em nm).

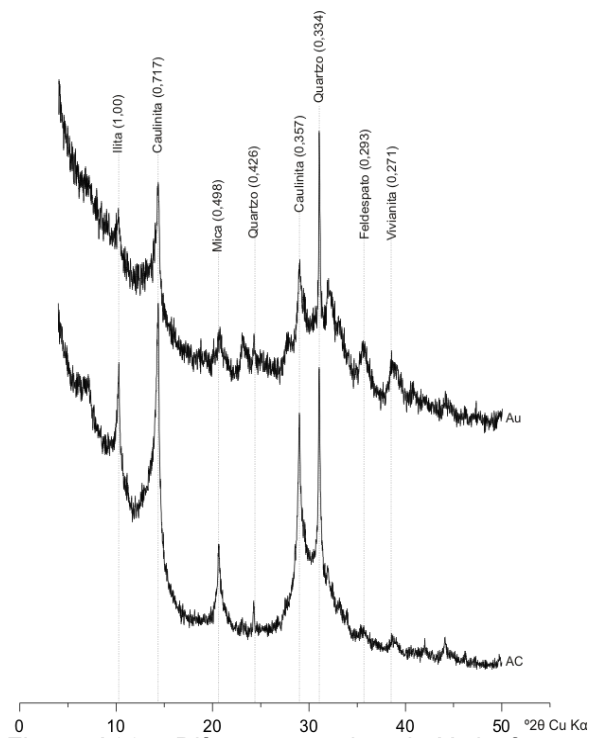


Figura A36 - Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com Mg referente ao perfil do Sítio Mangueira (Valor d em nm).

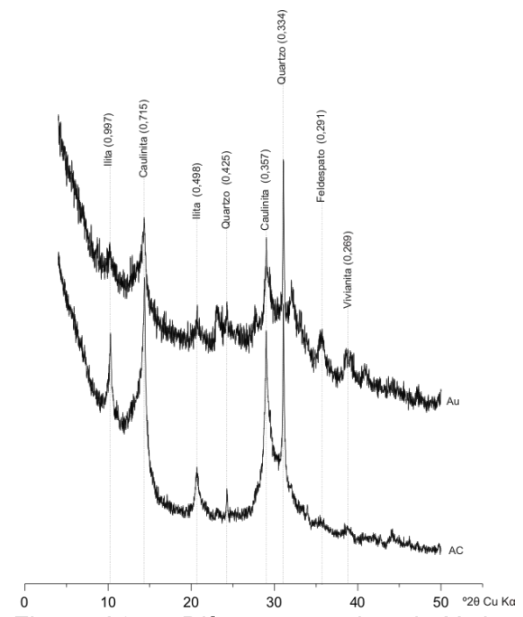


Figura A37 - Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com Mg e glicerol referente ao perfil do Sítio Mangueira (Valor d em nm).

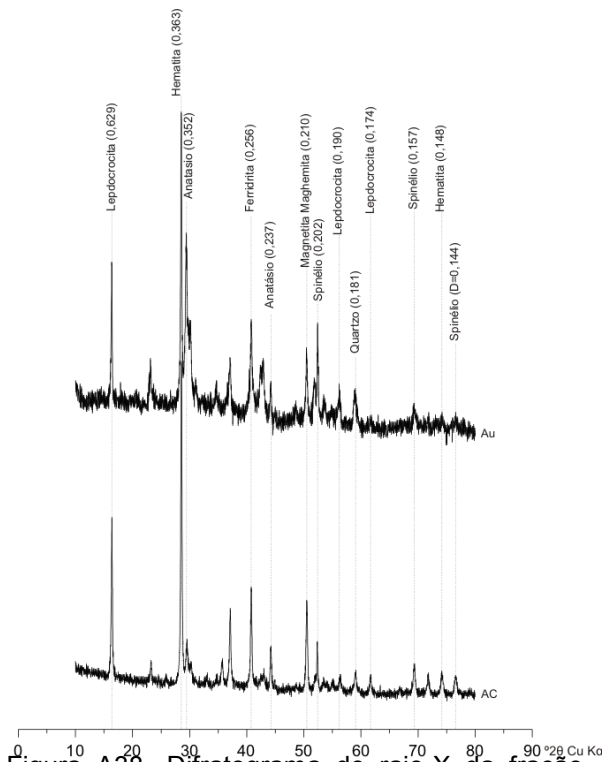


Figura A38- Difratoograma de raio-X da fração argila com concentração de óxidos: tratamento com $\text{NaOH } 5 \text{ mol}^{-1}$ referente ao perfil do Sítio São Francisco (Valor d em nm).

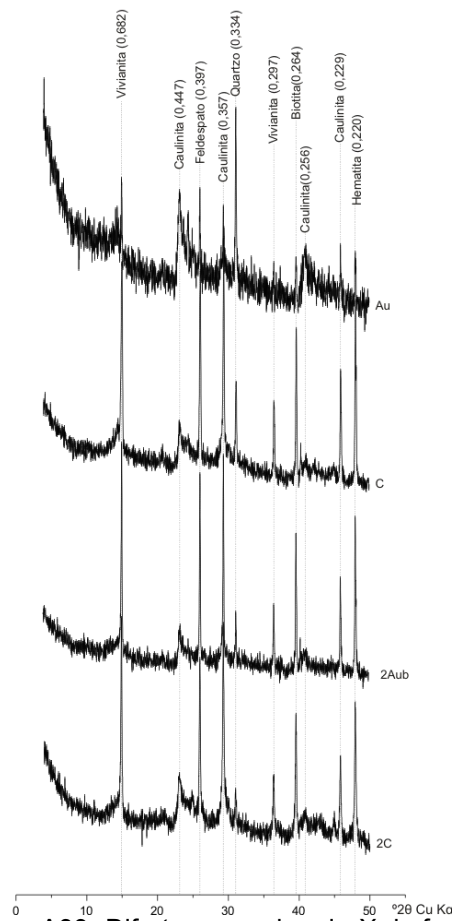


Figura A39- Difratoograma de raio-X da fração argila natural referente ao perfil do Sítio Sumaúma (Valor *d* em nm).

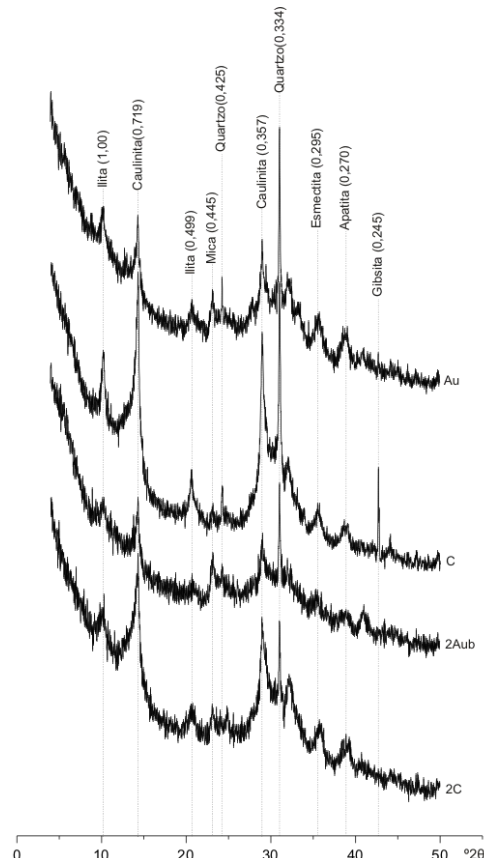


Figura A40- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 25°C referente ao perfil do Sítio Sumaúma (Valor *d* em nm).

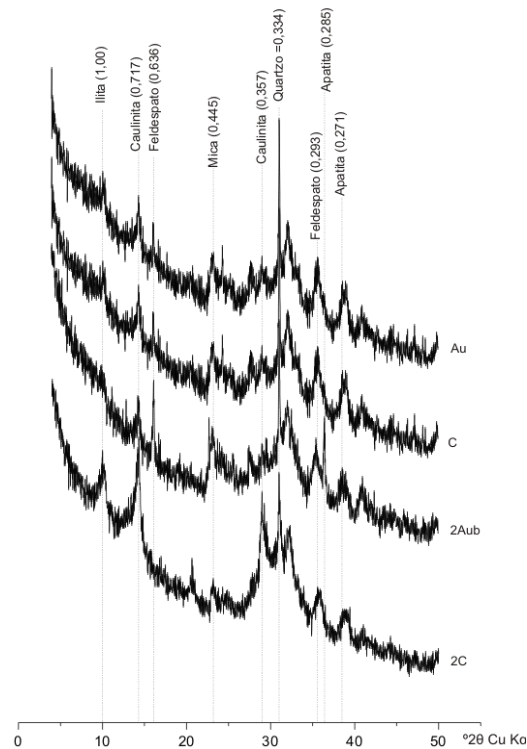


Figura A41- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 350°C referente ao perfil do Sítio Sumaúma (Valor *d* em nm).

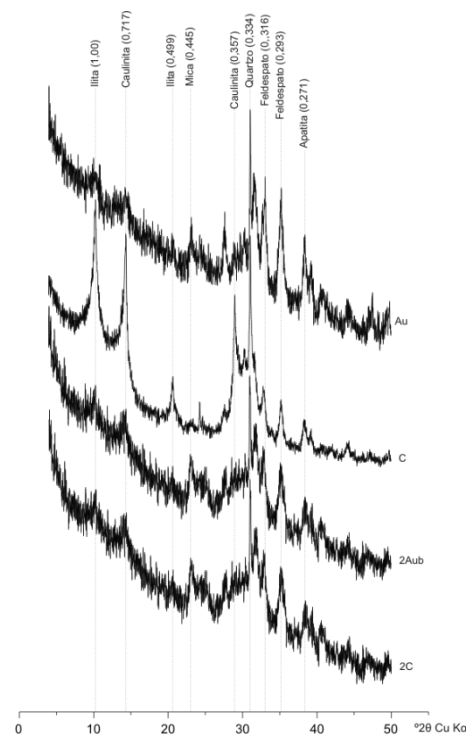


Figura A42- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 550°C referente ao perfil do Sítio Sumaúma (Valor *d* em nm).

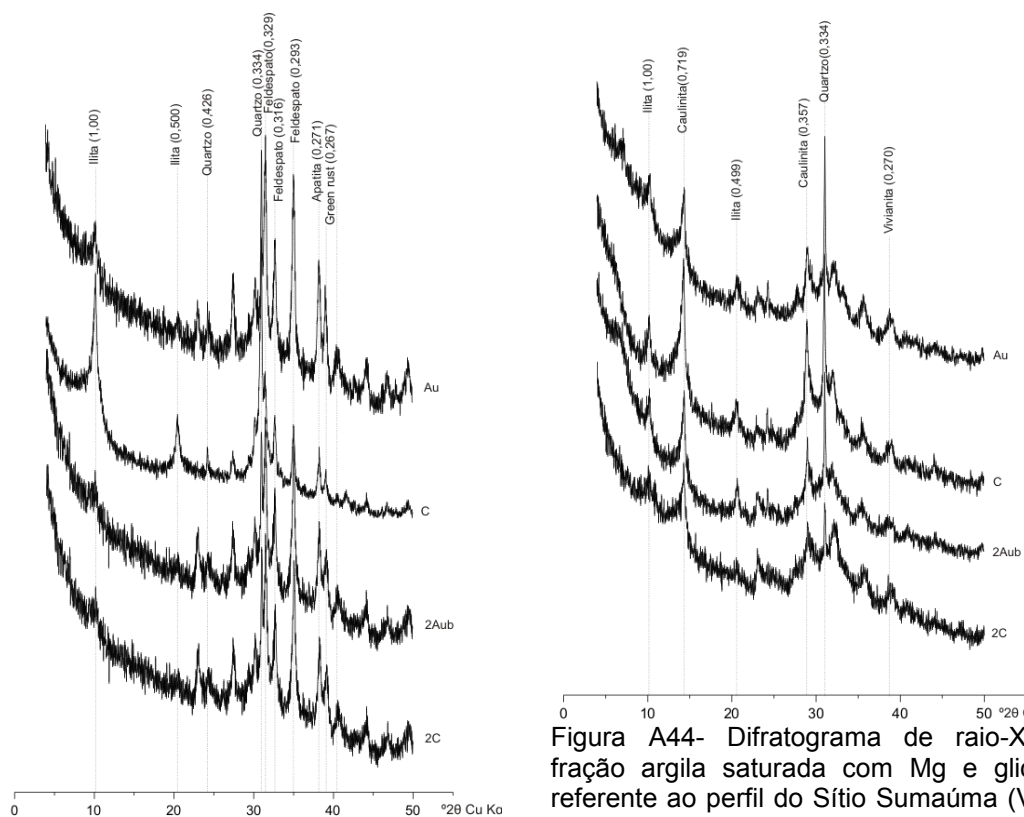


Figura A43- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com Mg referente ao perfil do Sítio Sumaúma (Valor *d* em nm).

Figura A44- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com Mg e glicerol referente ao perfil do Sítio Sumaúma (Valor *d* em nm).

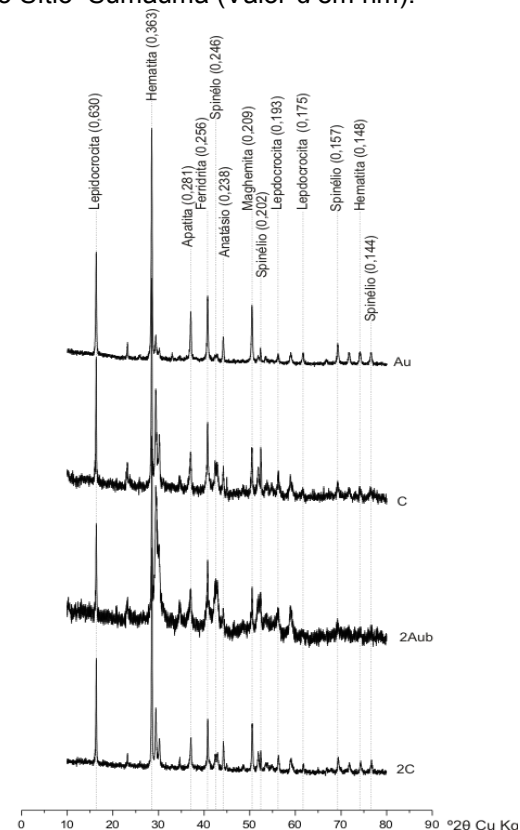


Figura A45 - Difratoograma de raio-X da fração argila com concentração de óxidos: tratamento com NaOH 5 mol⁻¹ referente ao perfil do Sítio Sumaúma (Valor *d* em nm).

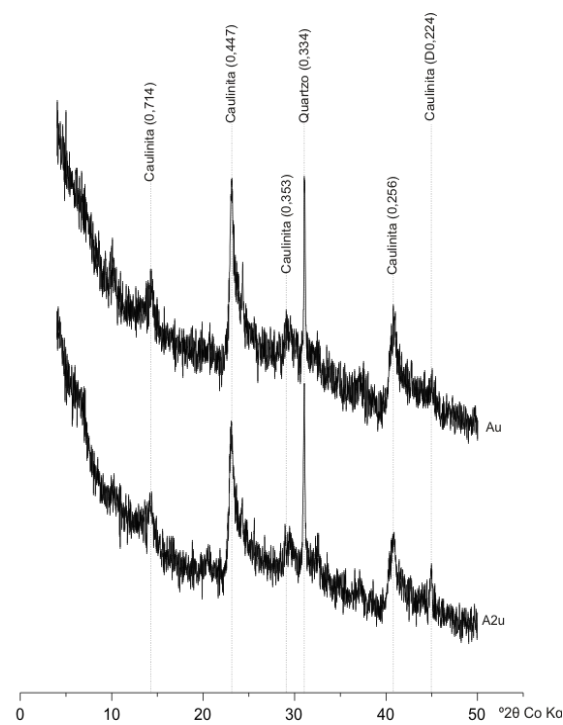


Figura A46- Difratoograma de raio-X da fração argila natural referente ao perfil do Sítio São Lázaro (Valor d em nm).

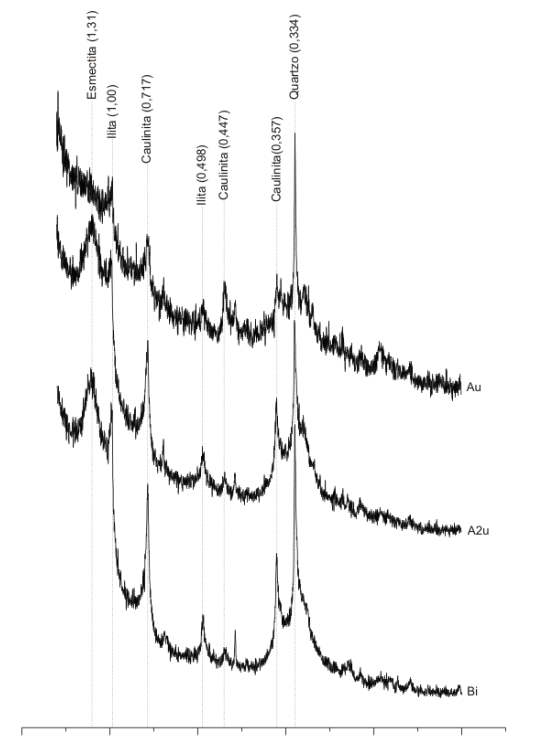


Figura A47- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 25°C referente ao perfil São Lázaro (Valor d em nm).

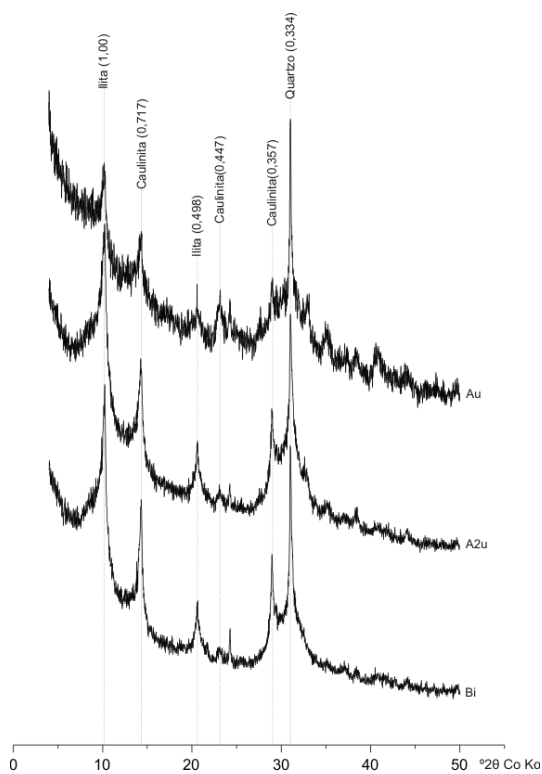


Figura A48- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 350°C referente ao perfil do Sítio São Lázaro (Valor d em nm).

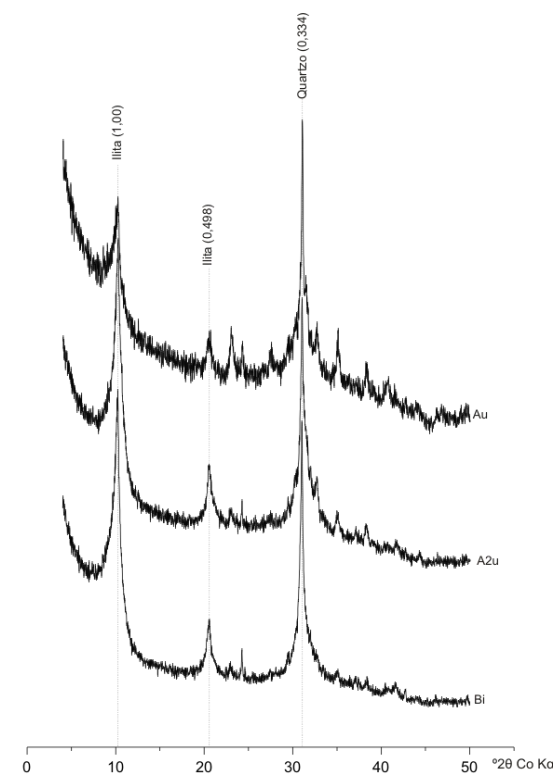


Figura A49- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 550°C referente ao perfil do Sítio São Lázaro (Valor d em nm).

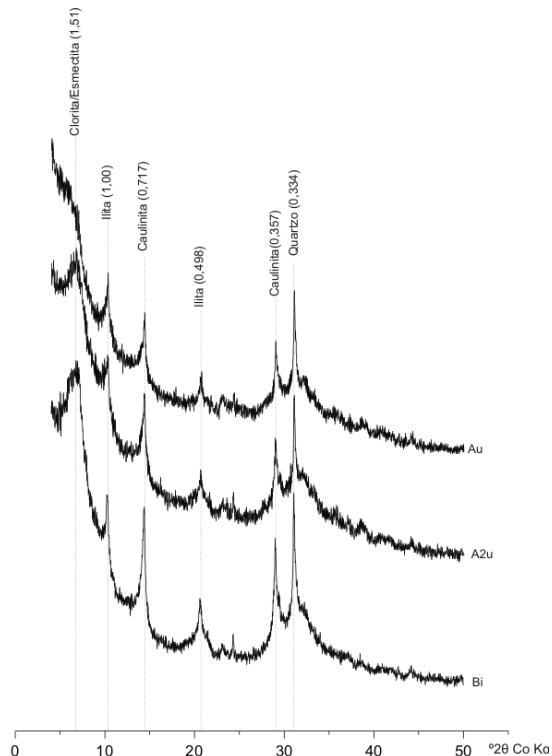


Figura A50- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com Mg referente ao perfil do Sítio São Lázaro (Valor *d* em nm).

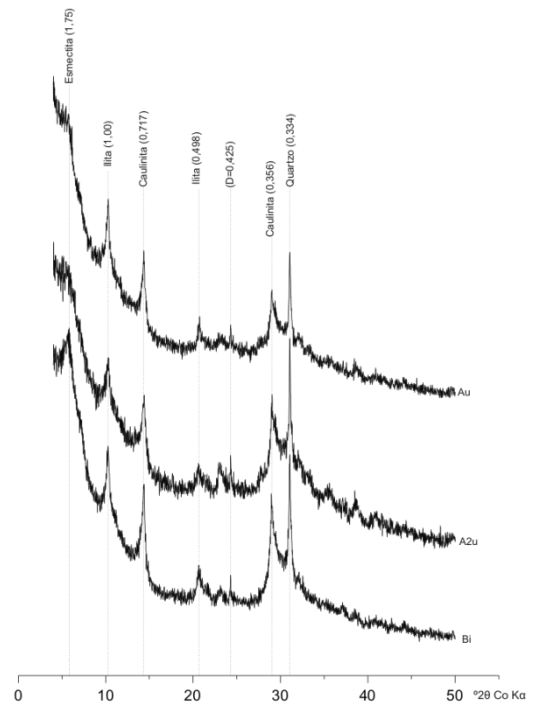


Figura A51- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com Mg via glicerol referente ao perfil do São Lázaro (Valor *d* em nm).

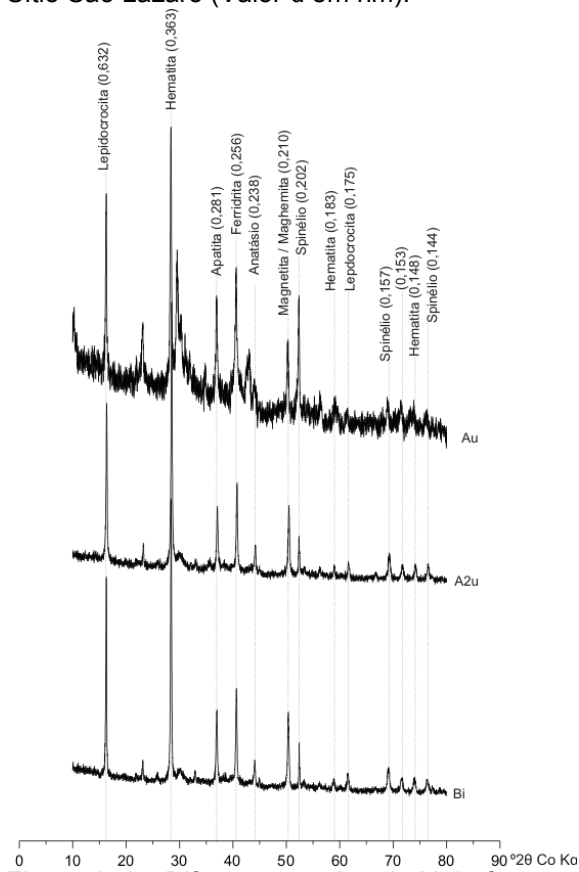


Figura A52 - Difratoograma de raio-X da fração argila com concentração de óxidos: tratamento com NaOH 5 mol⁻¹ referente ao perfil do Sítio São Lázaro (Valor *d* em nm).

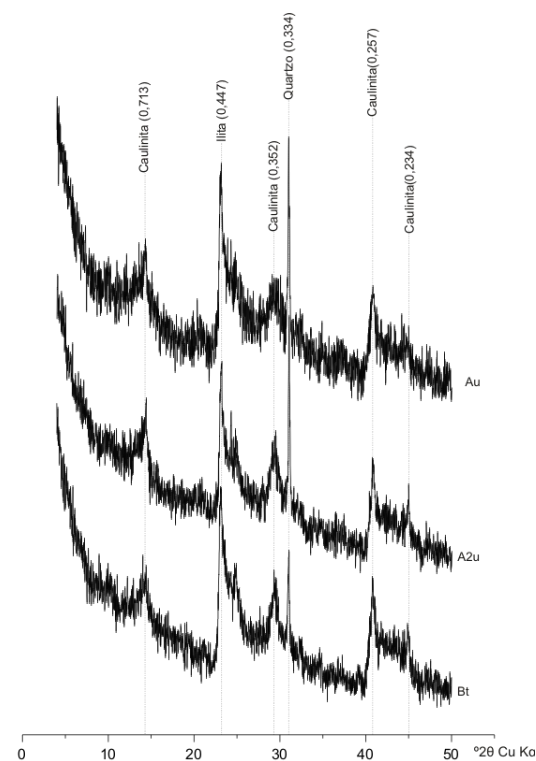


Figura A53- Difratoograma de raio-X da fração argila natural referente ao perfil de Ena (Valor *d* em nm).

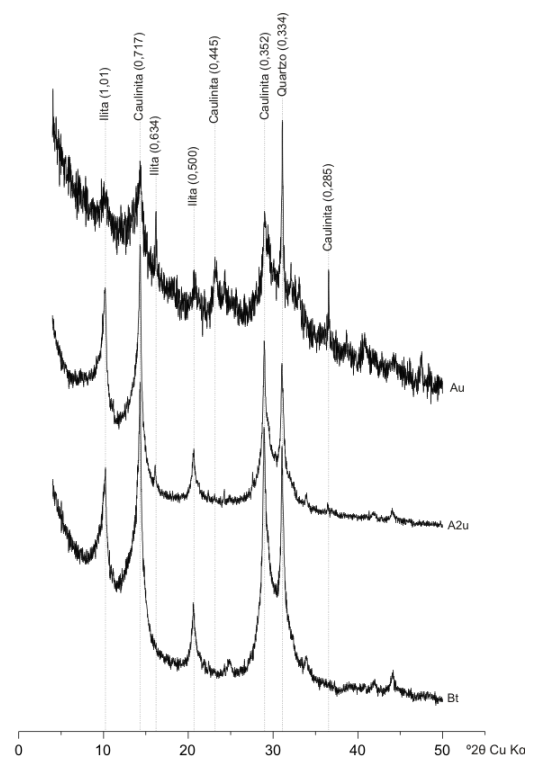


Figura A54- Difratoograma de raio-X da fração argila com saturação com K a 25°C referente ao perfil de Ena (Valor *d* em nm).

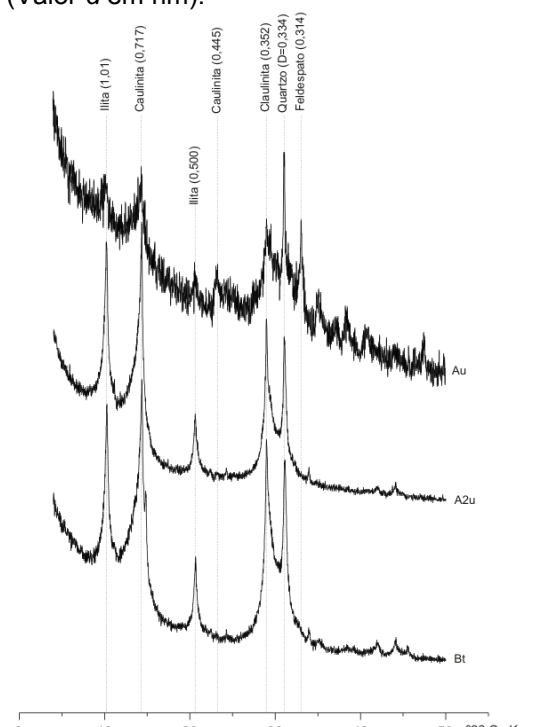


Figura A55- Difratoograma de raio-X da fração argila com saturação com K a 350°C referente ao perfil de Ena (Valor *d* em nm).

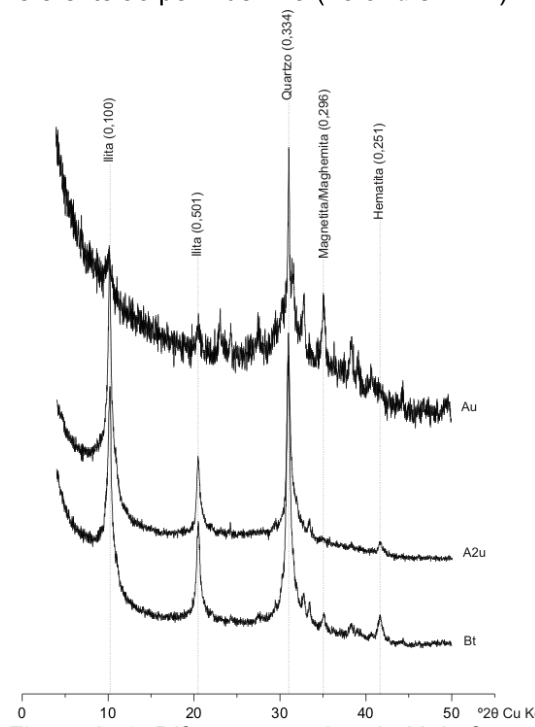


Figura A56- Difratoograma de raio-X da fração argila com saturação de K a 550°C referente ao perfil do Sítio Ena (Valor *d* em nm).

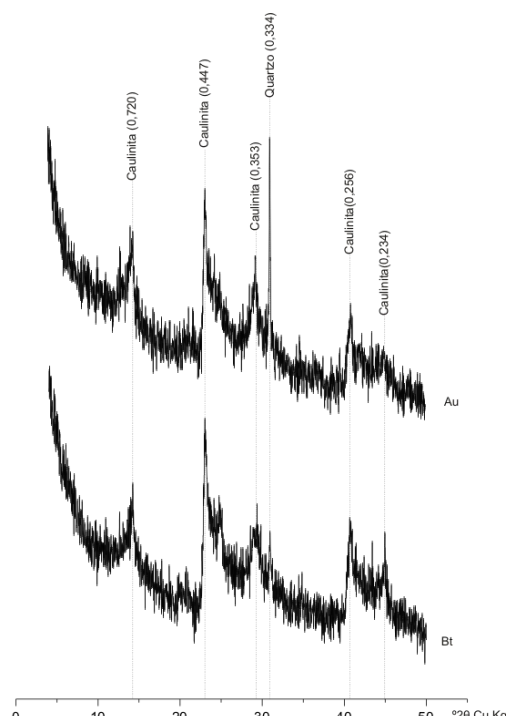


Figura A60- Difratoograma de raio-X da fração argila natural referente ao perfil do Sítio Taracuí (Valor *d* em nm).

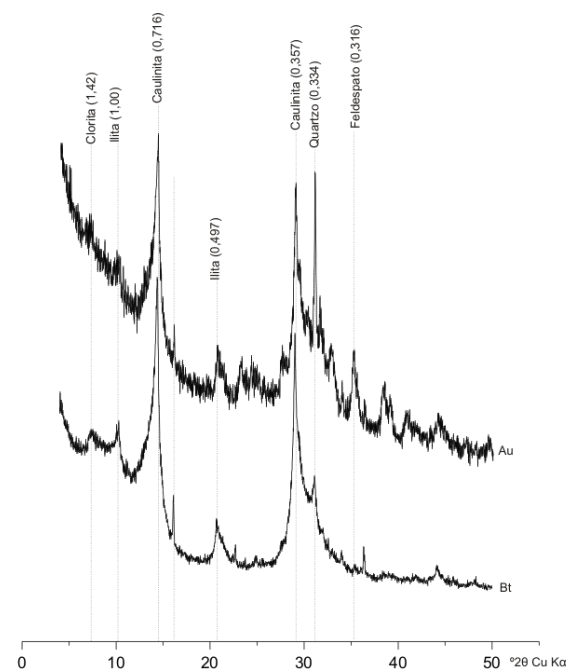


Figura A61- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 25°C referente ao perfil do Sítio Taracuí (Valor *d* em nm).

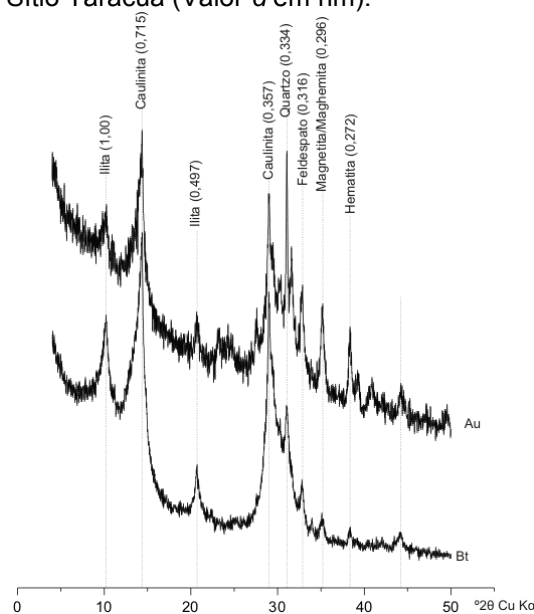


Figura A62- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 350°C referente ao perfil do Sítio Taracuí (Valor *d* em nm).

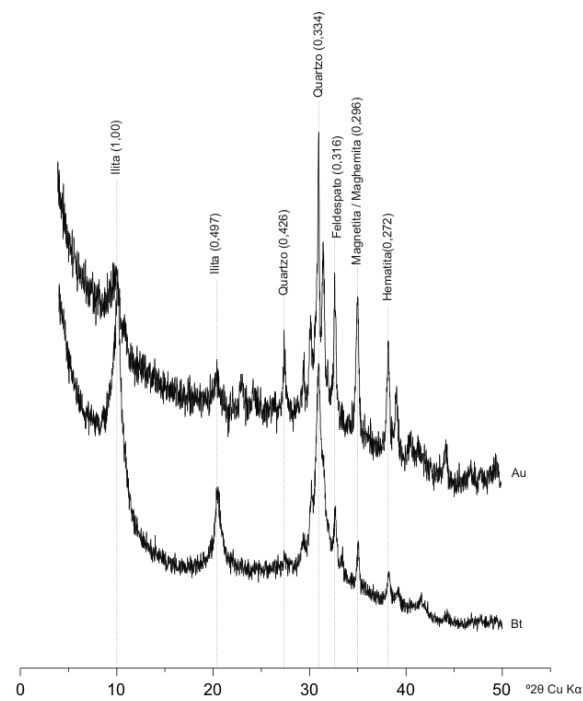


Figura A63- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 550°C referente ao perfil do Sítio Taracuí (Valor *d* em nm).

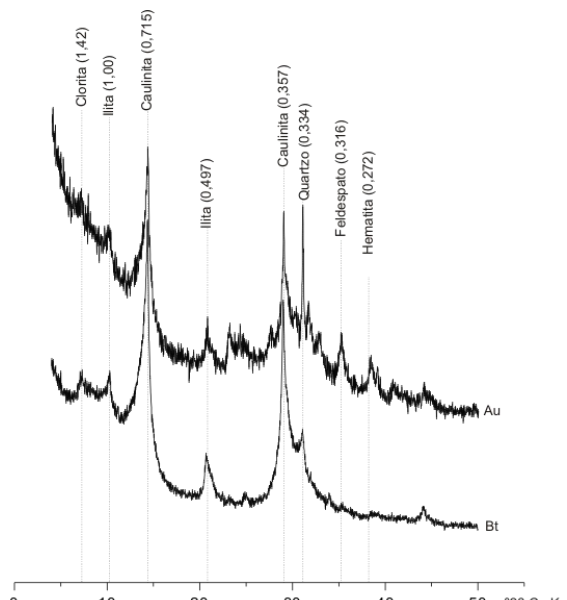


Figura A64- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com Mg referente ao perfil do Sítio Taracúá (Valor *d* em nm).

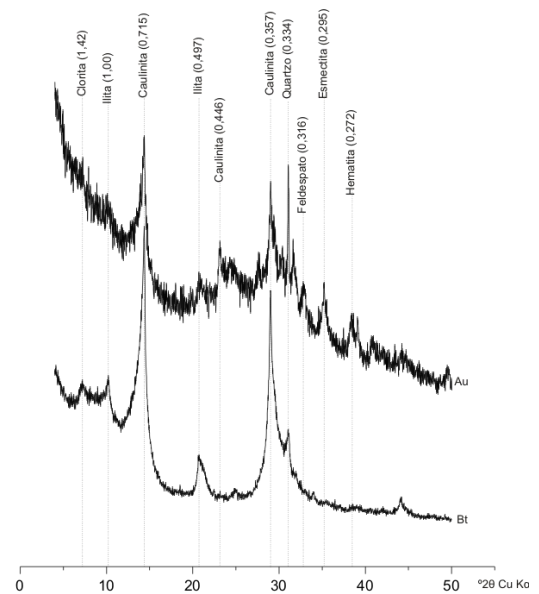


Figura A65- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com Mg e glicerol referente ao perfil do Sítio Taracúá (Valor *d* em nm).

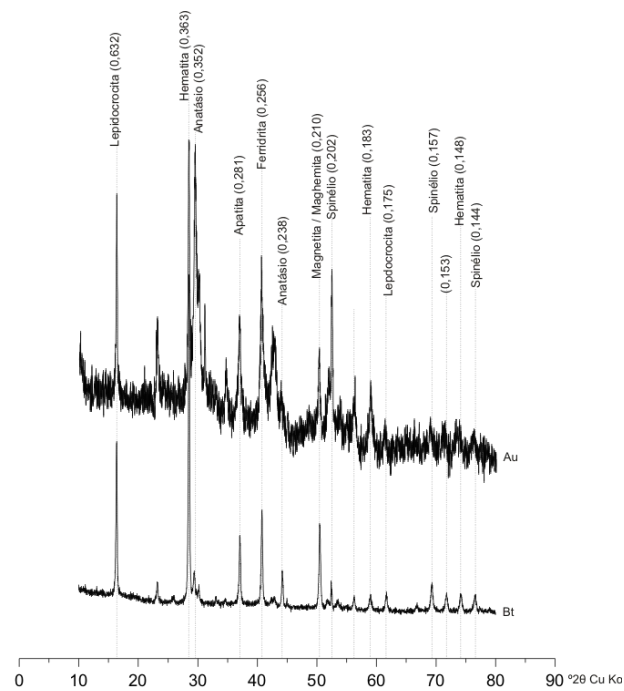


Figura A66- Difratoograma de raio-X da fração argila com concentração de óxidos: tratamento com NaOH 5 mol⁻¹ referente ao perfil do Sítio Taracúá (Valor *d* em nm).

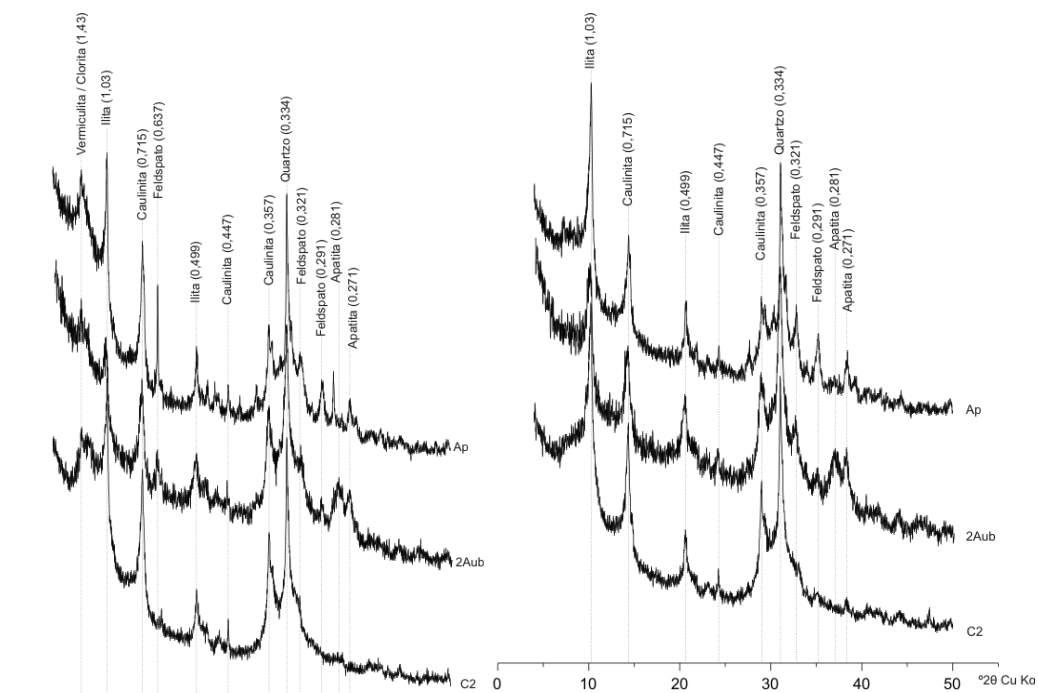


Figura A67- Difratoograma de raio-X da fração argila natural referente ao perfil do Sítio de Lauro Sodré II (Valor d em nm).
 Figura A68- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 25°C referente ao perfil do Sítio do Lauro Sodré II (Valor d em nm).

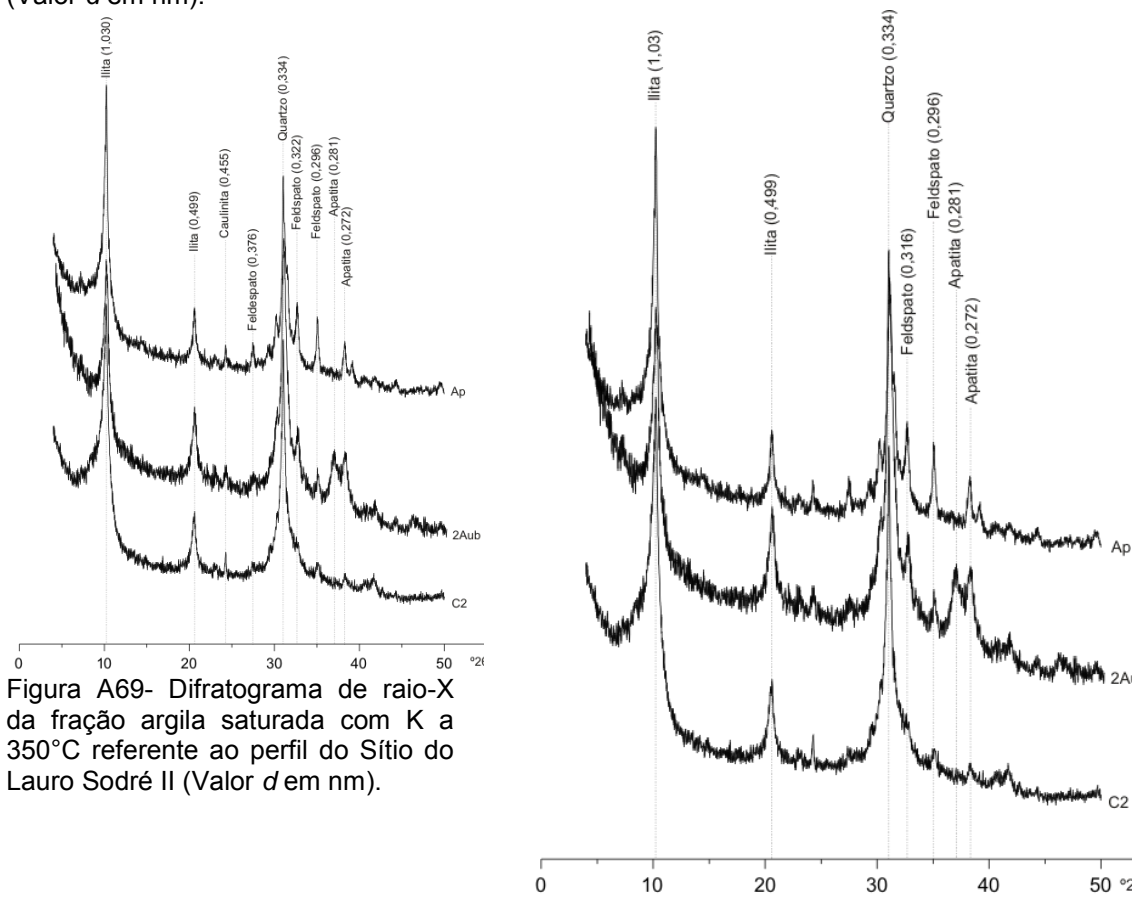


Figura A69- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 350°C referente ao perfil do Sítio do Lauro Sodré II (Valor d em nm).

Figura A70- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com K a 550°C referente ao perfil do Sítio do Lauro Sodré II (Valor d em nm).

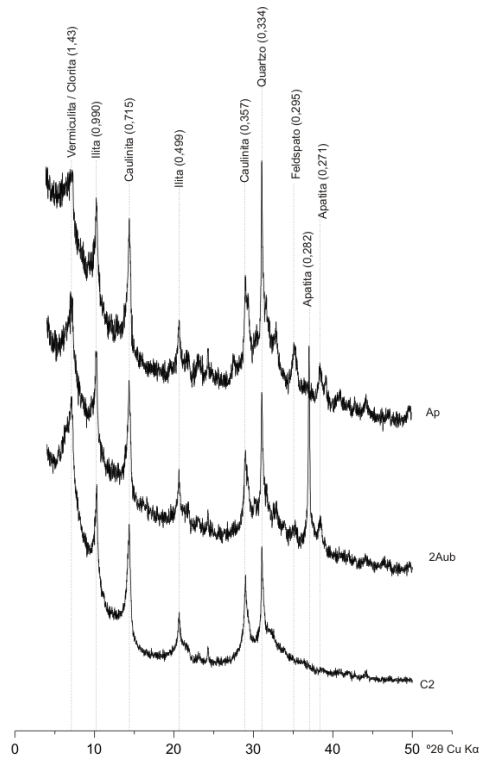


Figura A71- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com Mg referente ao perfil do Sítio do Lauro Sodrê II (Valor *d* em nm).

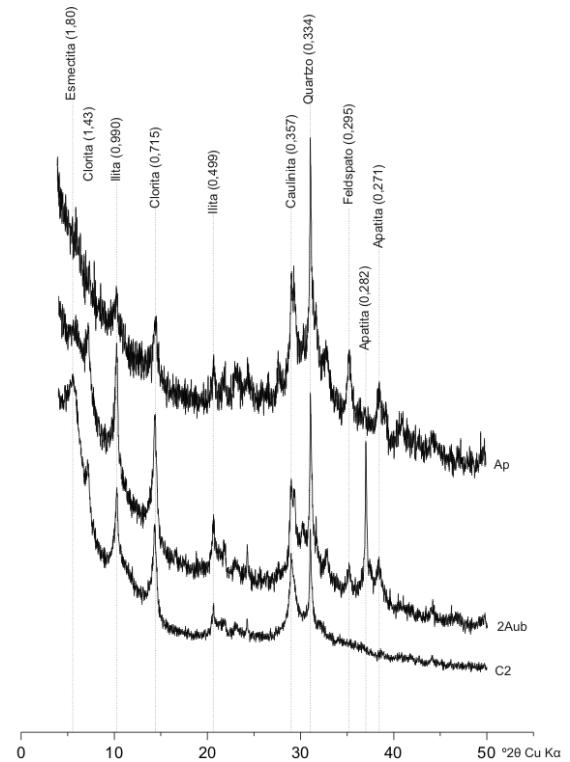


Figura A72- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com Mg e glicerol referente ao perfil do Sítio do Lauro Sodrê II (Valor *d* em nm).

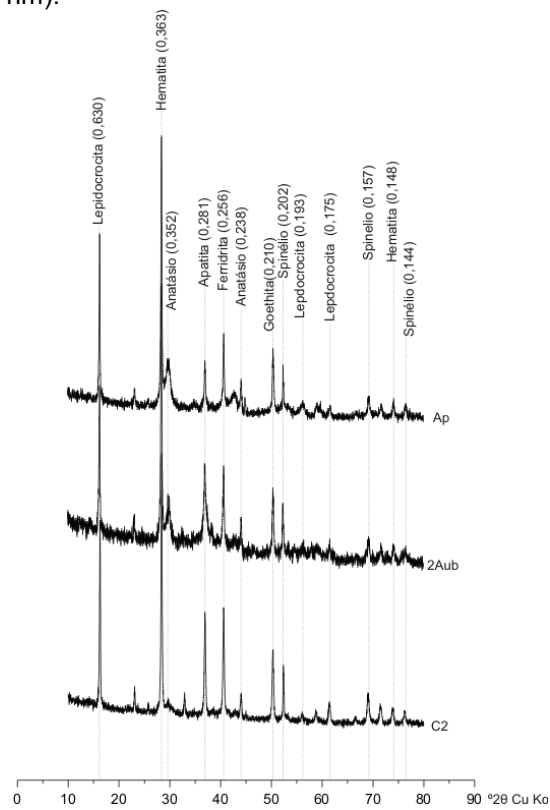
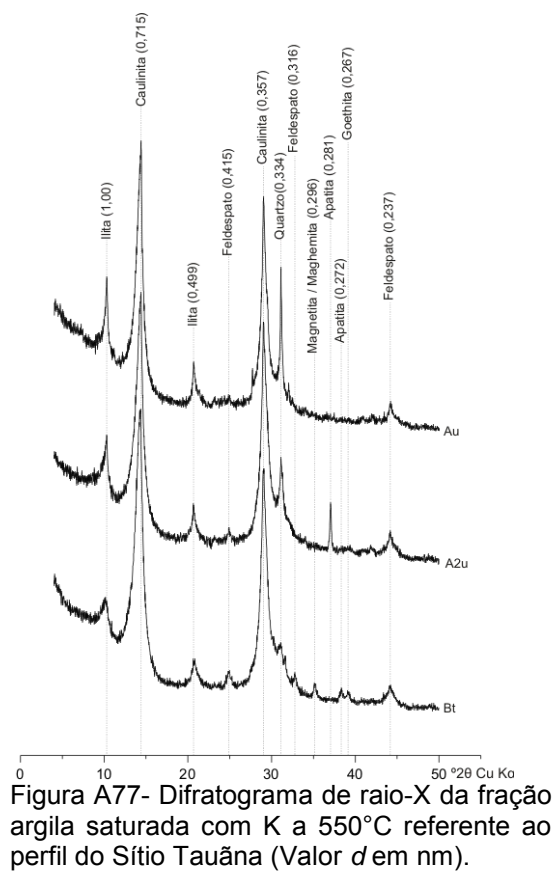
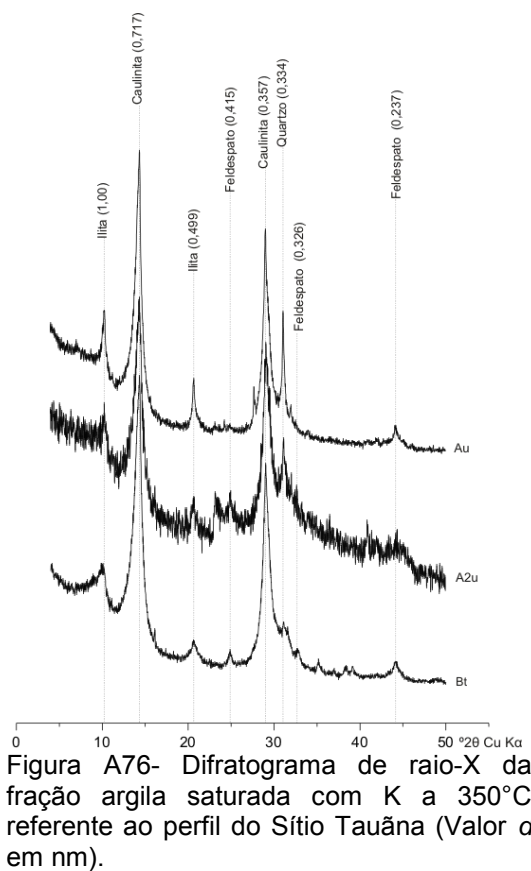
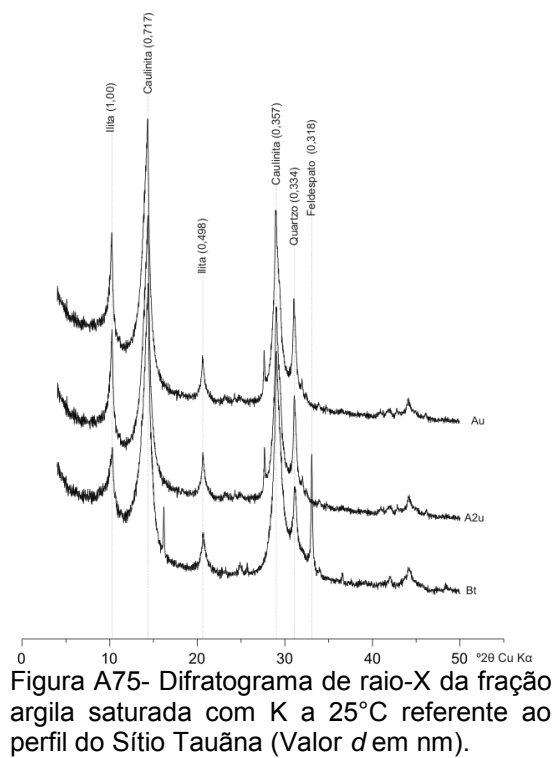
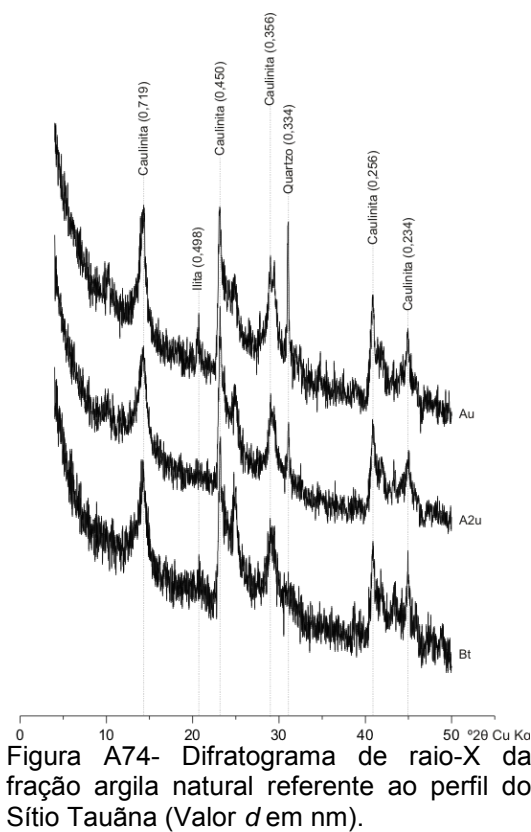


Figura A73 - Difratoograma de raio-X da fração argila com concentração de óxidos: tratamento com NaOH 5 mol⁻¹ referente ao perfil do Sítio do Lauro Sodrê II (Valor *d* em nm).



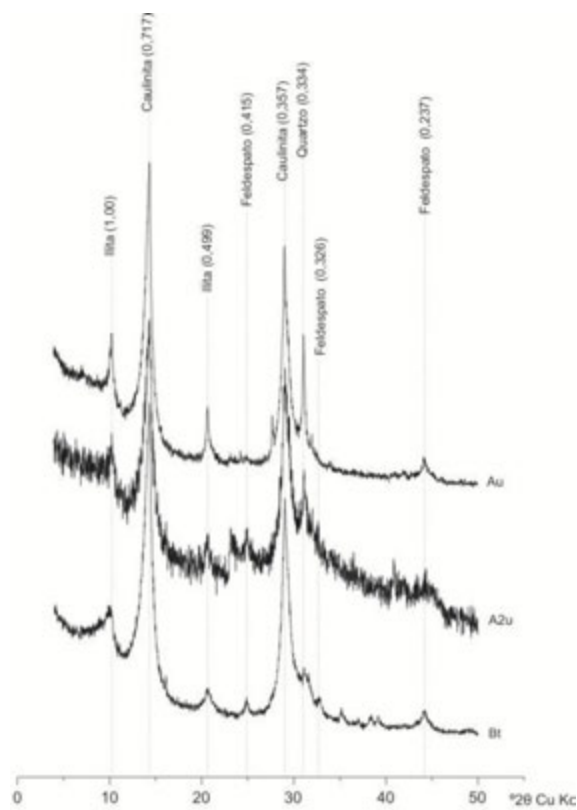


Figura A78- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com Mg referente ao perfil do Sítio Tauãna (Valor *d* em nm).

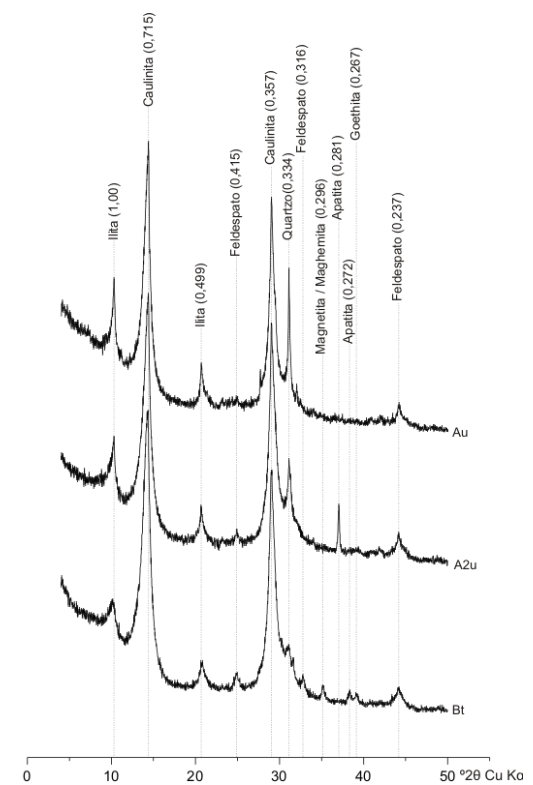


Figura A79- Difratoograma de raio-X da fração argila saturada com Mg e glicerol referente ao perfil do Sítio Tauãna (Valor *d* em nm).

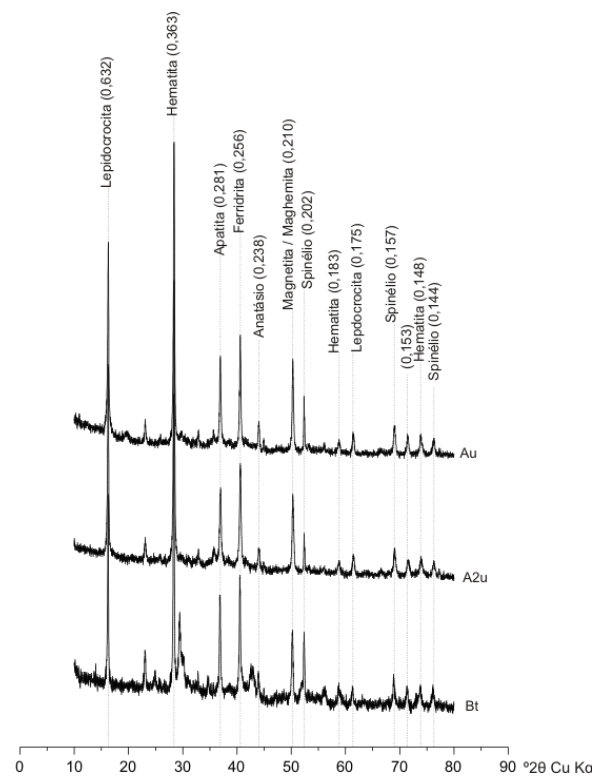


Figura A80- Difratoograma de raio-X da fração argila com concentração de óxidos: tratamento com NaOH 5 mol⁻¹ referente ao perfil do Sítio Tauãna (Valor *d* em nm).

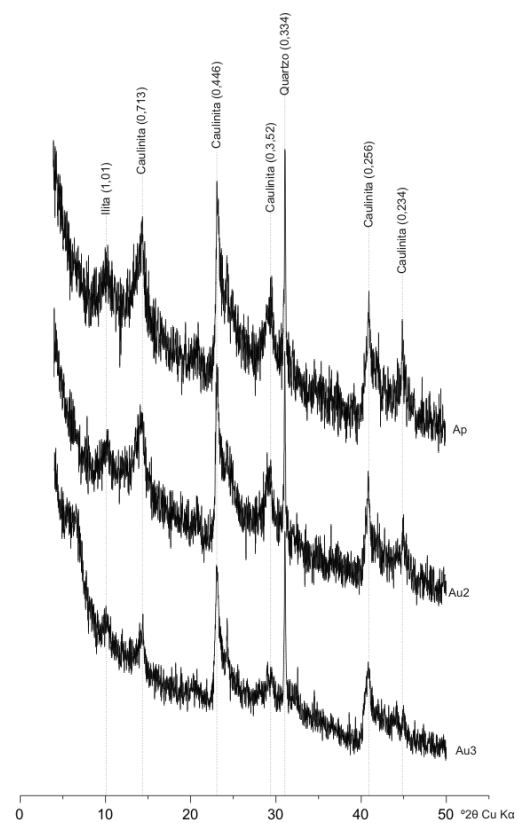


Figura A81- Difratoograma de raio-X da fração argila natural referente ao perfil de Aranaí (Valor *d* em nm).

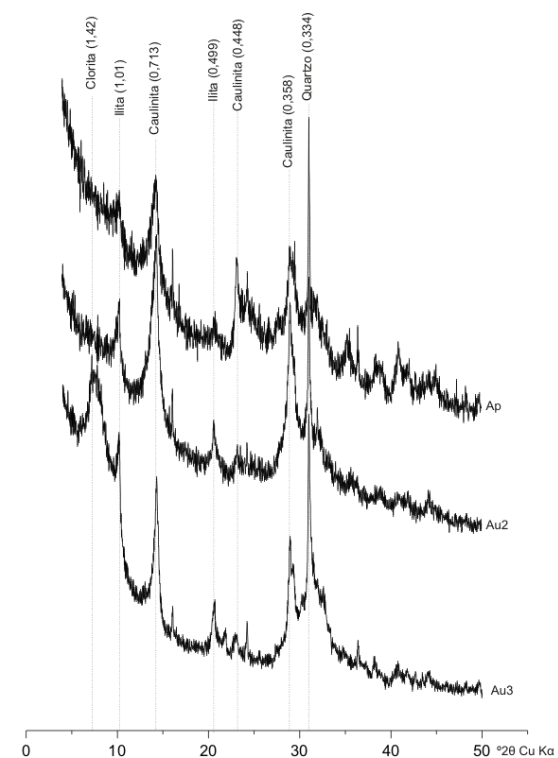


Figura A82- Difratoograma de raio-X da fração argila com saturação de K a 25°C referente ao perfil do Sítio Aranaí (Valor *d* em nm).

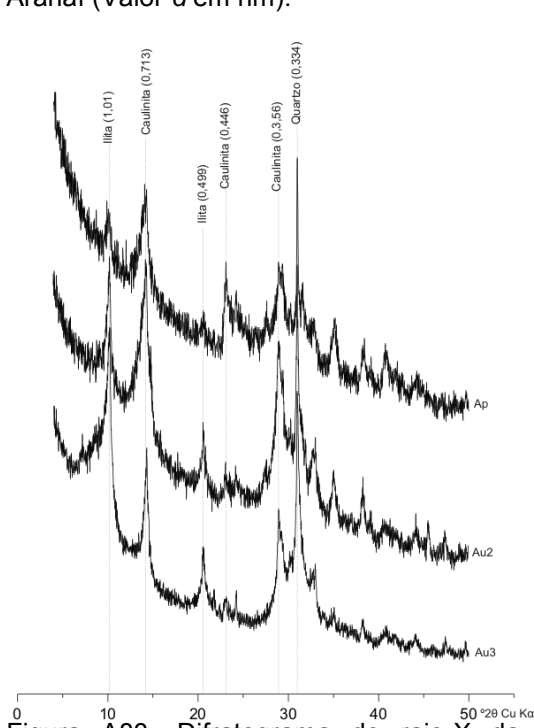


Figura A83- Difratoograma de raio-X da fração argila com saturação de K a 350°C referente ao perfil do Sítio Aranaí (Valor *d* em nm).

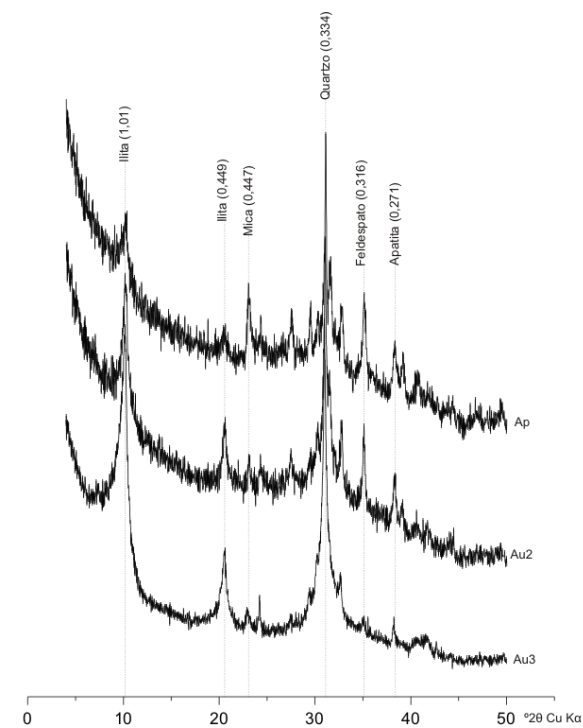


Figura A84- Difratoograma de raio-X da fração argila com saturação de K a 550°C referente ao perfil do Sítio Aranaí (Valor *d* em nm).

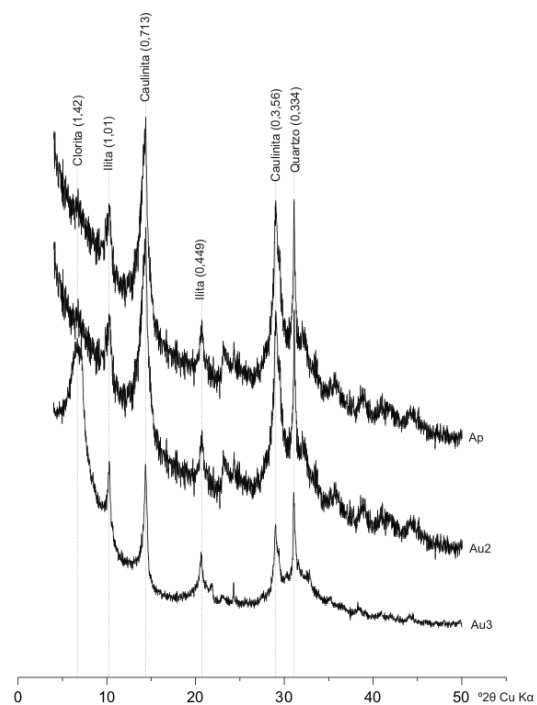


Figura A85- Difratoograma de raio-X da fração argila com saturação com Mg referente ao perfil do Sítio Aranaí (Valor *d* em nm).

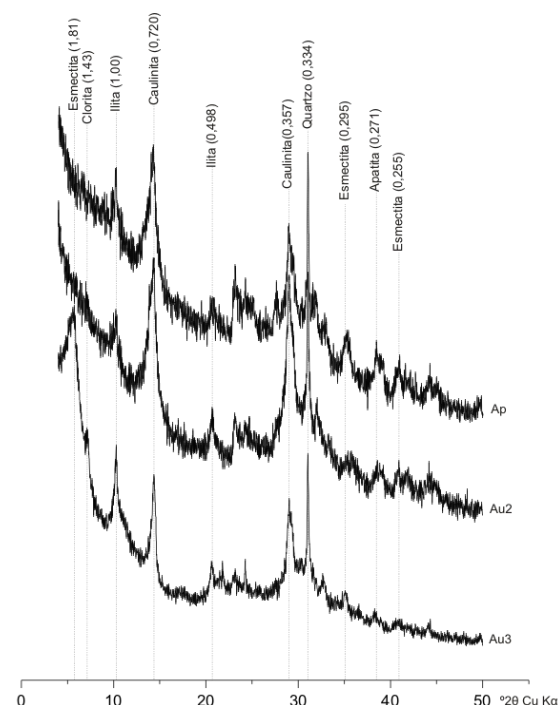


Figura 86 - Difratoograma de raio-X da fração argila com saturação com Mg e glicerol referente ao perfil do Sítio Aranaí (Valor *d* em nm).

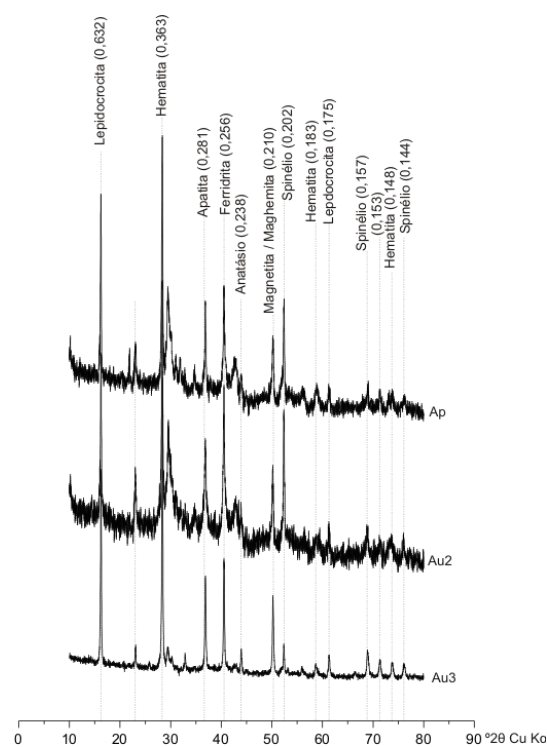


Figura A87- Difratoograma de raio-X da fração argila com concentração de óxidos: tratamento com NaOH 5 mol⁻¹ referente ao perfil do Sítio Aranaí (Valor *d* em nm).