

PONTIFÍCIA UNIVERSIDADE CATÓLICA DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

TRATAMENTO DA INFORMAÇÃO ESPACIAL

**Caracterização e Reconstituição Paleoambiental da
Formação Içá na Bacia do Rio Negro - AM.**

Luciana Felício Pereira

Belo Horizonte - MG

2016

PONTIFÍCIA UNIVERSIDADE CATÓLICA DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

TRATAMENTO DA INFORMAÇÃO ESPACIAL

**Caracterização e Reconstituição Paleoambiental da
Formação Içá na Bacia do Rio Negro - AM.**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia – Tratamento da Informação Espacial da Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Luciana Felício Pereira
Orientador: Dr. Guilherme Taitson Bueno

Belo Horizonte - MG

2016

FICHA CATALOGRÁFICA

Elaborada pela Biblioteca da Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais

P436e Pereira, Luciana Felício
Expansão dos condomínios fechados em Montes Claros - MG - as “ilhas de sossego” e os reflexos na configuração da cidade – uma análise espacial / Luciana Felício Pereira. Belo Horizonte, 2016.
155 f. : il.

Orientador: Guilherme Taitson Bueno
Tese (Doutorado) – Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais.
Programa de Pós-Graduação em Geografia - Tratamento da Informação Espacial.

1. Içá (AM). 2. Geomorfologia. 3. Solos - Composição. 4. Ressonância paramagnética eletrônica. 5. Análise espacial (Estatística). 6. Sedimentologia. I. Bueno, Guilherme Taitson. II. Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais. Programa de Pós-Graduação em Geografia - Tratamento da Informação Espacial. III. Título.

SIB PUC MINAS

CDU: 91:330.15

Luciana Felício Pereira

Caracterização e Reconstituição Paleoambiental da Formação Içá na Bacia do Rio Negro - AM.

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia – Tratamento da Informação Espacial da Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Guilherme Taitson Bueno (Orientador)

Prof. Dr. Wolney Lobato (PUC Minas)

Prof. Dr. João Henrique Rettore Totaro (PUC Minas)

Profa. Dra. Nádia Regina do Nascimento (UNESP Rio Claro)

Dr. Alisson Duarte Diniz (UFBA)

Belo Horizonte, 28 de outubro de 2016

À vida!

Ao Bueno, à Joana e à Andrea.

Aos amigos e mestres
Marcel Auguste Dardenne e
Carlos Maurício Noce
que partiram antes de mim.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao colega e amigo Dr. Guilherme Taitson Bueno que me aceitou como sua orientanda.

À Dra. Nádia Nascimento, que me incluiu em sua equipe de pesquisas científicas e se tornou amiga.

Ao geólogo Dr. Thierry Allard por seu apoio no IMPMC, sua orientação e paciência para entender meu francês.

Ao geólogo Dr. José Candido Stevaux pela sua valorosa contribuição durante etapa de campo.

À minha mãe Vera, eterna incentivadora. E ao meu pai Horácio (in memoriam), que em nenhum momento deixou de me apoiar e proteger.

Aos meus irmãos e irmã, minhas cunhadas e meu cunhado, sobrinhos e sobrinhas, que me permitem sentir o calor dessa grande família.

Ao meu marido Bueno, pelo seu amor, companheirismo e paciência. Obrigada.

Aos meus tesouros Joana e Andrea, ao Guilherme, meu genro predileto, por me darem tanta alegria e certeza de que preciso seguir em frente.

Aos meus novos colegas de trabalho da CPRM, pela amizade, alegria, apoio e contribuição.

Aos meus ex-colegas de trabalho e ex-alunos da PUC MINAS, pelos bons anos juntos.

À CAPES, COFECUB, FAPESP e PUC MINAS pelo financiamento de todo esse trabalho.

RESUMO

A Formação Içá é uma extensa unidade geológica de idade Cenozóica ainda pouco conhecida e compreendida no cenário da evolução da Bacia Sedimentar Amazônica. O objetivo desse trabalho consiste em caracterizar a Formação Içá e contribuir com processo de evolução ambiental do Cenozoico nessa região da Amazônia. Vários perfis foram estudados ao longo dos rios Demini e Aracá, na Bacia do Rio Negro, norte do Estado do Amazonas, onde as terras altas (áreas não inundáveis) indicam exposições da Formação Içá, segundo o mapa geológico do Amazonas. Foram descritos em detalhe e amostrados cinco perfis, visando estudos sedimentológicos, petrográficos, mineralógicos, geoquímicos e geocronológicos. A idade absoluta dessa unidade foi obtida por meio da técnica de determinação da intensidade de defeitos induzidos pela radiação natural na rede cristalográfica das caulinitas, utilizando a Ressonância Paramagnética Eletrônica. A Formação Içá caracteriza-se por uma sucessão de estratos arenosos intercalados com estratos silto-argilosos em clara gradação granulométrica de norte para sul, indicando afastamento da área fonte e a passagem gradual de ambiente fluvial de média a alta energia em um provável sistema entrelaçado, para um ambiente fluvial com carga sedimentar mista e predomínio dos termos lamosos indicando amplas planícies inundadas entrecortadas por canais de baixa energia. Os dados obtidos a partir dos estratos cruzados mostram um transporte de norte para sul e a análise dos elementos terras raras mostram anomalia negativa de Eu/Eu^* , concentrações maiores de terras raras leves (ETRL) do que de terras raras pesados (ETRP), valores de Ce/Ce^* maiores que 1 e razões elevadas de Th/Co , Th/Sc e Th/Cr , indicando uma fonte continental próxima para os sedimentos. Diagramas discriminantes de área fonte construídos com elementos maiores e elementos traços sugerem sedimentos originados de margem continental passiva passando à ativa. As idades obtidas indicam que deposição da Formação Içá acontece pelo menos desde o Mioceno médio, estendendo-se até o final do Plioceno.

Palavras-Chave: Formação Içá; sedimentologia; caulinita; datação absoluta; ressonância paramagnética eletrônica.

ABSTRACT

The Içá Formation is an extensive geologic unit of Cenozoic age still little known and understood in the scenario of the evolution of the Amazon Sedimentary Basin. The aim of this study is to contribute to the knowledge about the Içá Formation and construction of environmental evolution of the Cenozoic in this Amazon region. Several profiles was analysed over the Demini and Aracá rivers, in the Rio Negro Basin, north of the Amazon, where dryland (non-flooded areas) indicates the Içá Formation outcrops, according to the geological map of the Amazon. Five profiles were described in detail and sampled in order to study sedimentological, petrographic, mineralogical, geochemical and geochronological parameters. The absolute age of this unit was obtained through the procedure for determining the intensity of defects induced by natural crystallographic radiation in of kaolinite network using the Electron Paramagnetic Resonance. The Içá Formation is characterized by a succession of sandy layers interspersed with silty-clay strata in a clear granulometric gradation from north to south, indicating deviation from the source area and gradual transition from river environment of mean to high energy in a probable interlace system, to a fluvial environment with mixed sediment load and predominance of muddy terms indicating broad flooded plains interspersed with low-energy channels. The data obtained from cross-strata show a north to south transport while analysis of rare earth elements show Eu/Eu^* anomaly, higher concentrations of light rare earth elements (LREE) in relation to heavy rare earths (HREE), Ce/Ce^* values greater than 1 and high Th/Co , Th/Sc and Th/Cr ratios, indicating a near continental source for the sediments. Major and trace elements discriminant diagrams of the source area suggest sediment originated from passive to active continental margin. The ages obtained indicate that the Içá Formation deposition takes place at least since the middle Miocene, extending to the end of the Pliocene.

Keywords: Içá Formation; sedimentology; kaolinite; absolute dating; electron paramagnetic resonance

Lista de Figuras

FIGURA 1.1- Área de ocorrência da Formação Içá no Estado do Amazonas.....	16
FIGURA 2.1 Localização da área de estudo na Bacia do Rio Negro.	23
FIGURA 3.1 - Bacia sedimentar do Solimões na Amazônia brasileira.	26
FIGURA 3.2 - Domínios geomorfológicos do estado do Amazonas.	28
FIGURA 4.1- Localização dos perfis selecionados para detalhamento.....	35
FIGURA 4.2 – Granulômetro a Laser Malvern Mastersizer 2000.....	38
FIGURA 4.3– Resultado da análise granulométrica da amostra P1-350	39
FIGURA 4.4 – Protocolo de extração do Ferro pelo método CBD (IMPMC / UPMC).	43
FIGURA 4.5- Equipamentos: balança de precisão, banho-maria p/ oxirredução do Fe.....	44
FIGURA 4.6- Centrífuga utilizada na separação das frações argilosas e frascos de amostras	47
FIGURA 4.7- Difratorômetro de RX, porta-amostras e pastilhas de silício.....	49
FIGURA 4.8- Difratoogramas de Raio X das amostras do Perfil 1.....	50
FIGURA 4.9- espectrômetro Nicolet Magna 67000 FT-IR.....	51
FIGURA 4.10– Espectograma de Infravermelho do Perfil 1	52
FIGURA 4.11- Preenchimento de tubos com amostras, pesagem e medição.	54
FIGURA 4.12- RPE e WIN –EPR Acquisition Software.....	55
FIGURA 4.13- Espectograma de RPE do Perfil 1, detalhe da zona de manifestação dos RIDs.....	56
FIGURA 4.14- Cálculo do Índice de cristalinidade das caolinitas E	57
FIGURA 4.15- Característica dos defeitos na caulinita (CALAS et al., 2004).	58
FIGURA 5.1- Área de pesquisa na Bacia do Rio Negro.	69
FIGURA 5.2- Mapa geológico da área de estudo (compilado de REIS et al., 2006).71	
FIGURA 5.3- Localização dos perfis selecionados para detalhamento.....	72
FIGURA 5.4- Afloramento de arcóseo lítico da Formação Içá – Perfil Cuieiras.	75
FIGURA 5.5- Afloramento da Formação Içá no Perfil P3	79
FIGURA 5.6 - Formação Içá no Perfil 2.....	83
FIGURA 5.7 - Formação Içá no Perfil 1.....	87
FIGURA 5.8 - Formação Içá no Perfil 4.....	91
FIGURA 5.9 - Classificação de rochas sedimentares terrígenas	94
FIGURA 5.10 – Difratoograma de Raio X das amostras do Perfil 1	97

FIGURA 5.11- Difratoograma de Raio X das amostras do Perfil 2.....	98
FIGURA 5.12- Difratoograma de Raio X das amostras do Perfil 3.....	99
FIGURA 5.13 - Difratoograma de Raio X das amostras do Perfil 4.....	100
FIGURA 5.14 – Espectrograma de IR do perfil P1 e P2.....	103
FIGURA 5.15 - Espectrograma de IR do perfil P3 e P4	104
FIGURA 5.16 - Fluxograma dos principais processos que controlam a composição química das rochas sedimentares.....	105
FIGURA 5.17- Diagrama discriminante de ambiente tectônico.	107
FIGURA 5.18- Diagrama discriminante da assinatura química da fonte	107
FIGURA 5.19- Diagrama de classificação de rochas terrígenas.	108
FIGURA 5.20 - Diagrama de classificação de arenitos e argilitos	108
FIGURA 5.21 - Diagrama discriminante de ambiente tectônico.	113
FIGURA 5.22- Diagrama de ETR normalizado para NASC.	116
FIGURA 5.23 – Diagrama ternário de granulometria	118
FIGURA 5.24 - Seção esquemática ao longo do Rio Demini com indicação do sentido do transporte de sedimentos.	119
FIGURA 6.1- (A) Comparação dos defeitos induzidos pela substituição do ferro e pela radiação em caulinitas naturais e sintéticas (ANGEL et al., 1974). (B) Exemplos de espectros de RPE em amostras naturais, com indicação das zonas do Ferro estrutural e da zona dos defeitos de irradiação (XAVIER, 2014).	129
FIGURA 6.2- Curvas de Dosimetria para a caulinita em amostras de diferentes graus de ordem cristalina.	133
FIGURA 6.3 - Acelerador ARAMIS que simula ação de raios ionizantes (Orsay, França).	134
FIGURA 6.4- Cálculo do Índice de Cristalinidade das caulinitas (ALLARD, 1994).	135
FIGURA 6.5 - Perfis detalhados e amostrados na Formação Içá.....	137
FIGURA 6.6 – Espectrogramas de RPE de amostras de caulinita de origem diversa	140
FIGURA 6.7- Difratoogramas de RX para as amostras dos perfis P1, P4.	141
FIGURA 6.8- Difratoogramas de RX para as amostras dos perfis P3, P4.	141
FIGURA 6.9- espectrograma de IR das amostras dos perfis P1, P2.....	142
FIGURA 6.10- espectrograma de IR das amostras dos perfis P3 e P4.....	142
FIGURA 6.11- Espectrogramas normalizados para o Perfil 1, com detalhe da zona de defeito.	143

FIGURA 6.12 - Espectogramas normalizados para o Perfil 2, com detalhe da zona de defeito.....	143
FIGURA 6.13 - Espectogramas normalizados para o Perfil 3, com detalhe da zona de defeito.....	144
FIGURA 6.14 - Espectogramas normalizados para o Perfil 4, com detalhe da zona de defeito.....	144
FIGURA 6.15 - Índice de defeitos para as amostras dos perfis P1, P2 e P3.	145
FIGURA 6.16 - Quantidade de U e Th (ppm) presentes nas amostras irradiadas.	145
FIGURA 6.17 - Curva de Dosimetria das amostras P1 350 e P1 620.....	147
FIGURA 6.18 - Curva de Dosimetria das amostras P1 760 e P2 530.....	148

Lista de Tabelas

TABELA 4.1- Amostras coletadas nos perfis.....	36
TABELA 4.2- Amostras submetidas à retirada de matéria orgânica.	41
TABELA 4.3- Resultado da retirada do Fe.	45
TABELA 4.4 - Tabela para cálculo do tempo de queda para separação de partículas inferiores à 5 µm.....	46
TABELA 4.5 - Dados para normalização dos espectrogramas.	54
TABELA 4.6- Amostras selecionadas para irradiação e datação.	59
TABELA 5.1- Resultado da análise granulométrica por fração.	93
TABELA 5.2 - Distâncias interplanares características (ALBERS et al., 2001).	96
TABELA 5.3- Índice químico de alteração – IQA.....	110
TABELA 5.4- Índice de Maturidade Textural – IMAT e classificação correspondente.	110
TABELA 5.5- Razões elementares indicativos de assinatura de rocha fonte.....	112
TABELA 5.6- Valores de Padrão para normalização de ETR em rochas sedimentares por diversos autores.	114
TABELA 5.7- Concentração de ETR nas amostras da Formação Içá e valores normalizados para NASC.....	115
TABELA 6.1- Dados das taxas unitárias de radiação para U, Th e K (AITKEN, 1985).	132
TABELA 6.2- Dados químicos de elementos maiores e radioelemento.	145
TABELA 6.3- Cálculo do débito de dose em sistema fechado.	146
TABELA 6.4- Cálculo da idade das amostras.	149

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	13
2 ÁREA DE ESTUDOS	21
3. CARACTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA	25
3.1 <i>Clima</i>	25
3.2 <i>Geologia Regional</i>	25
3.3 <i>Geomorfologia</i>	27
3.4 <i>Solos e Cobertura Vegetal</i>	29
4 MATERIAIS E MÉTODOS	31
4.1 Definição da área e revisão de acervo bibliográfico e cartográfico	31
4.1.1 <i>Definição da área de trabalho</i>	31
4.1.2 <i>Revisão do acervo bibliográfico e cartográfico</i>	32
4.2 Levantamentos em campo	32
4.3 Técnicas Analíticas	36
4.3.1 <i>Caracterização Da Formação Içá</i>	37
4.3.1.1 <i>Microscopia Ótica</i>	37
4.3.1.2 <i>Análise Química de Rocha Total</i>	37
4.3.1.3 <i>Análise Granulométrica</i>	37
4.3.2. <i>Caracterização Das Caulinitas para datação absoluta</i>	39
4.3.2.1 <i>Preparação das amostras</i>	41
4.3.2.2 <i>Difração de Raio X</i>	48
4.3.2.3 <i>Espectroscopia de Infravermelho</i>	50
4.3.2.4 <i>Espectroscopia de Ressonância Paramagnética Eletrônica – RPE</i>	52
4.3.2.5 <i>Datação das argilas</i>	57
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	60
5. CARACTERIZAÇÃO da Formação Içá na Bacia do Médio Rio Negro, AM	67
5.1 Caracterização Petrográfica E Granulométrica da Formação Içá	71

5.1.1 Perfil Cuieiras	73
5.1.2 Perfil 3 – Acampamento	77
5.1.3. Perfil 2 - Tabocal	81
5.1.4 Perfil 1 – Sumaúma	85
5.1.5 Perfil 4 – Tucandeira	89
5.1.6 Discussão.....	94
5.2 Caracterização Mineralógica	96
5.2.1 Difração de Raio X	96
5.2.2 Espectroscopia de Infravermelho.....	101
5.3 Caracterização Geoquímica da Formação Içá	105
5.3.1 Elementos Maiores.....	106
5.3.2 Elementos Traços	111
5.4 Considerações sobre área fonte e ambiente deposicional	117
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	121

6 DATAÇÃO DOS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO IÇÁ NA BACIA DO RIO

NEGRO-AM	125
6.1 Materiais e Métodos	126
6.2 Caracterização Sedimentológica da Formação Içá na Bacia do Rio Negro.....	135
6.3 Caracterização das Caulinitas.....	139
6.4 Dosimetria.....	145
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	151

CONSIDERAÇÕES FINAIS	154
-----------------------------------	------------

1 INTRODUÇÃO

A Formação Içá é uma unidade geológica de idade Cenozóica ainda pouco conhecida e compreendida no cenário da evolução da Bacia Sedimentar Amazônica. A ideia central desse trabalho é desvendar um pouco mais essa unidade e tentar inseri-la no contexto da evolução geológica e paleoambiental da região amazônica.

A escolha da Bacia do Rio Negro como área de estudo da Formação Içá se justifica pela existência de extensas áreas de terras altas (não inundáveis) identificadas em mapas geológicos como afloramentos dessa unidade e que apresentam uma heterogeneidade de ambientes naturais (solo e vegetação). Uma das hipóteses que suportam essa pesquisa é a ideia de que essa heterogeneidade de ambientes naturais, pelo menos em parte, é reflexo da variação nas características dos sedimentos da Formação Içá, observadas ao longo de um gradiente NS.

Mais especificamente, trabalhou-se ao longo dos rios Aracá e Demini, situados no extremo norte da área de ocorrência da Formação Içá na Amazônia, onde seus afloramentos podem ser observados nos pontos em que o canal fluvial promove a erosão dos relevos de baixos platôs. Ao longo desses rios são observadas significativas áreas cobertas por vegetação do tipo campina/campinarama, em forte contraste com a vegetação de floresta densa. Essa heterogeneidade de solos e vegetação e a presença de um ecossistema pouco conhecido e explorado pelo homem têm favorecido o aparecimento de inúmeras teorias sobre a evolução ambiental da região.

Formações superficiais (sedimentos, saprolito, solo) são cronologicamente posicionadas a partir de dados indiretos, uma vez que poucos métodos geocronológicos abrangem períodos recentes do tempo geológico. Uma nova metodologia de obtenção de idades absolutas para formações cenozóicas foi desenvolvida e utilizada pela primeira vez por BALAN et al. (2005), a partir da intensidades de defeitos induzidos por radiação na rede cristalina de caulinitas. Esse método é aqui utilizado para datação da Formação Içá.

A confirmação da existência da Formação Içá na região do Rio Negro, sua descrição em termos sedimentológicos, mineralógicos e geoquímicos, o entendimento de sua origem e a sua datação absoluta podem contribuir para compreensão da história recente da Bacia Amazônica.

A Formação Içá e o Neógeno na Amazônia

A Formação Içá foi definida por Maia et al. (1977) em furo de sondagem cuja seção de referência está representada por uma sucessão sedimentar com até 79 metros de profundidade, obtida no poço 1AS-41-AM, na localidade de São Joaquim, margem esquerda do Rio Solimões, Estado do Amazonas (REIS et al., 2006).

Maia et al. (1977) descrevem a Formação Içá como uma unidade que, em superfície, se estende do Rio Içá, desde a localidade de Boa União, até a sua foz junto ao Rio Solimões. Reúne arenitos amarelo-avermelhados, finos a conglomeráticos, friáveis, com siltitos subordinados e argilitos de características eminentemente continentais e depositados sob condições fluviais de elevada energia e clima árido. A seção inferior da formação é constituída por siltitos e/ou argilitos maciços a finamente laminados, lenticulares, intercalados com arenitos estratificados. A seção superior está representada por arenitos conglomeráticos, sendo comuns estratos cruzados acanalados de porte variado. Uma rica fauna e flora pleistocênica encontra registro na formação que, por sua vez, está em discordância erosiva sobre a Formação Solimões, do Mioceno.

Afloramentos desta unidade ocorrem nas margens dos rios e alcançam até 25 m de espessura, mas a espessura total pode alcançar 80 m (MAIA et al., 1977). No mapa geológico do Estado do Amazonas (Figura 1.1), a Formação Içá ocupa uma extensa área envolvendo parte das bacias dos rios Amazonas e Negro. Entretanto, Rossetti (2005) argumenta que os depósitos pós-Mioceno, representados pela Formação Içá, são muito mais restritos, com uma exposição de somente 300.000 km².

Para Rossetti (2005) a Formação Içá é caracterizada por arenitos feldspáticos e subarcóseos, de coloração branco a vermelho claro, com gradação granulométrica ascendente e com poucos estratos cruzados, e secundariamente por argilitos. Os depósitos são dispostos em sucessões grânulo-crescentes com superfícies erosivas planas recobertas por conglomerados intraformacionais. A ausência de fósseis na unidade dificulta a sua datação, mas sua posição, sobreposta a uma inconformidade do Mioceno Superior e sotoposta a depósitos datados do Plesitoceno Inferior, indica uma idade estimada do Plio-Pleistoceno. Para a autora, a Formação Içá não é tão extensa como indicada nos mapas geológicos e, estes simplificam a história do pós-Mioceno, incluindo muitas unidades sedimentares e algumas áreas de terraços fluviais holocênicos nesta Formação.

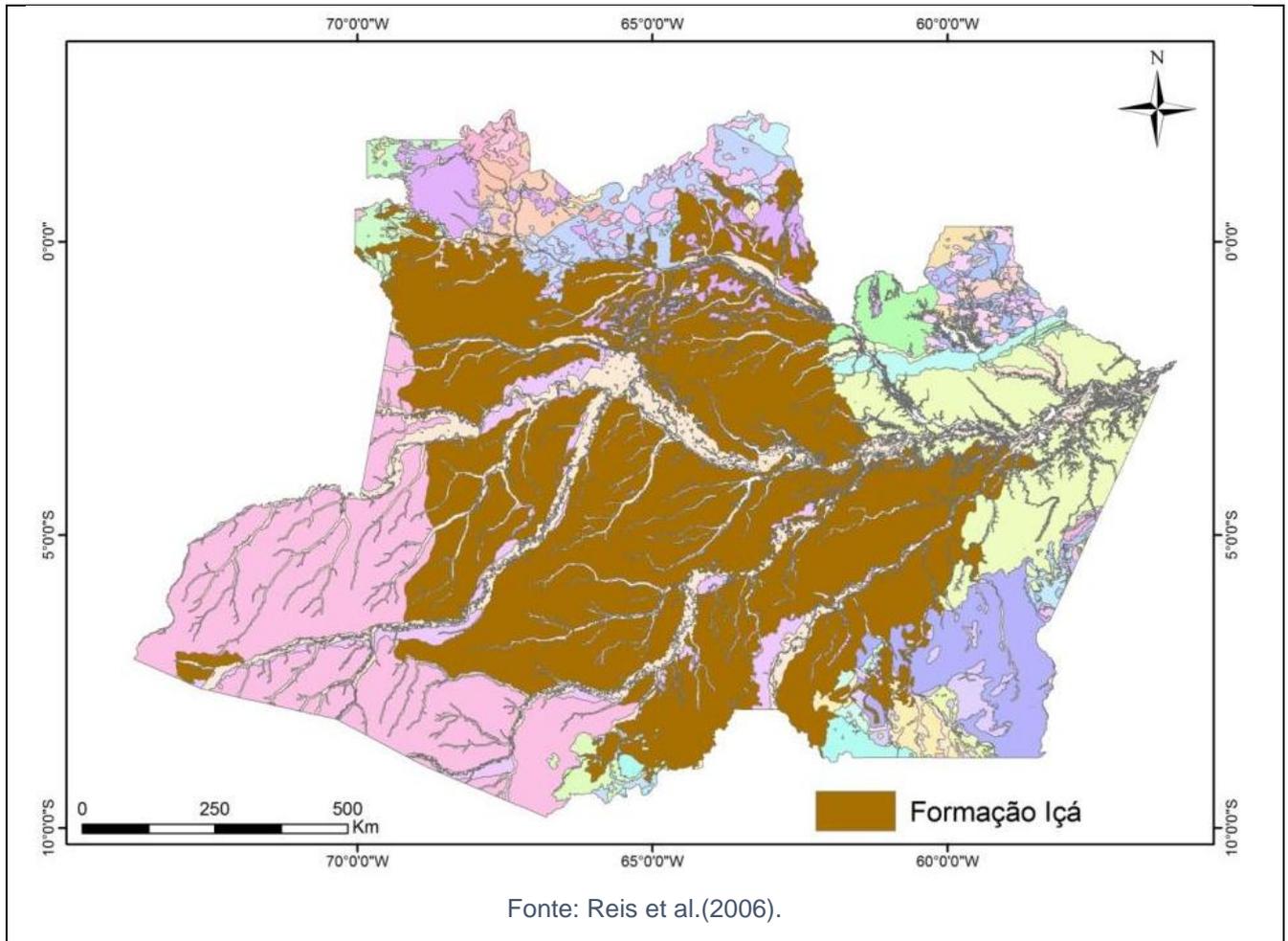
Campbell, Frailey e Romero-Pittman (2006) correlacionam a Formação Içá do Baixo Amazonas com as Formações Madre de Dios e Ucayali da região do Alto Amazonas, argumentando que em suas sessões-tipo apresentam muitas correlações apesar da espessura variável. A base dessas formações recobre a superfície erosiva denominada de Peneplano Ucayali e o topo configura o Planalto Amazônico ou Terra Firme. Campbell, Frailey e Romero-Pittman (2006) descrevem três diferentes membros dentro da Formação Içá/Madre de Dios, da base para o topo membros A, B e C. O membro A representa a porção mais bem consolidada de toda a formação e se caracteriza como uma unidade com base conglomerática depositada diretamente sobre a superfície irregular do Peneplano Ucayali, gradando lateralmente e em direção ao topo para arenitos grosseiros com níveis hematíticos e níveis ou lentes de argilito e siltito. O membro B inicia com um pacote maciço de argilito finamente laminado ou não laminado, em direção ao topo ocorrem horizontes de siltito-argiloso e de arenito-siltoso. O membro C é bastante semelhante ao membro B, mas com maior conteúdo em silte e um horizonte característico de hematita concrecionária mais próximo ao topo da sequência.

Um dado $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em cinzas vulcânicas presentes na base da Formação Madre de Dios permitiu Campbell, Frailey e Romero-Pittman (2006) sugerirem uma idade aproximada de 9,5 a 9,0 Ma (Mioceno Tardio) para o início da deposição dos conglomerados basais e outro dado, também em cinzas vulcânicas do membro C, indica o fim da deposição há aproximadamente 2,5 Ma, no Plioceno Médio.

Motta (2008) destaca, em sua revisão sobre a Formação Içá, que até a década de 70 admitia-se correlação do topo do pacote cenozoico da genérica bacia do Amazonas com a “Série Barreiras” de Albuquerque (1922) apud BEZERRA (2003). Após Maia et al. (1977) descreverem os arenitos da Formação Içá, diversos autores (SCHOBENHAUS et al., 1981; SANTOS, 1984; BEZERRA et al., 1999; dentre outros) vêm identificando esta unidade em todos os trabalhos referentes a cobertura sedimentar cenozóica na bacia Solimões, exceto Silva (1999) apud Motta (2008) que contesta a existência de tal unidade. Quanto ao posicionamento da Formação Içá no tempo geológico, Daemon e Contreiras (1971) apud Motta (2008), com base no conteúdo fóssilífero, posicionaram a Formação Içá no Cretáceo. No entanto, ao longo da seção tipo da Formação Içá, Santos et al. (1974) apud Bezerra (2003) e Lourenço et al. (1978) apud Bezerra (2003) descreveram restos vegetais carbonificados relacionados ao Pleistoceno. Latrubesse et al. (1994) e Rossetti et al.

(2005) admitem idade Plio-Pleistocênica e estudo palinológico (pólen *Alnus - biozona Alnipollenite verus*), realizado na região de Coari, atribui idade pleistocênica para o topo da Formação Içá (SILVEIRA, 2005 apud MOTTA, 2008).

Figura 1.1- Área de ocorrência da Formação



Em Sarges et al. (2010) a Formação Içá é caracterizada como uma unidade Cenozóica de sedimentos pouco consolidados, constituída por siltitos, arenitos finos a médio e conglomerados intraformacionais (seixos de pelitos), brancos a rosados e raros argilitos de coloração cinza com restos de vegetais. Exibe estratificação cruzada acanalada, estratificação inclinada heterolítica e estratificação plano-paralela que relacionam a unidade a depósitos fluviais meandrantés. Esse autor ainda caracteriza as argilas na porção superior intemperizada da Formação Içá, analisando os argilominerais caulinita e illita, com traços de esmectita. De um modo geral, esses têm origem detrítica, formados como matriz, mas ocorrem

argilominerais de origem autigênica, decorrente da transformação de minerais menos estáveis (feldspatos e argila detrítica da matriz), precipitados em espaços porosos.

Quanto à reconstrução paleogeográfica na Amazônia para o Período Neógeno, nota-se a produção de diferentes hipóteses e modelos (LATRUBESSE et al., 2010; HOORN et al., 2010; CAMPBELL; FRAILEY; ROMERO-PITTMAN, 2006, ROSSETTI, 2005). Todos esses modelos baseiam-se fundamentalmente na estruturação da Cordilheira Andina e nos estudos geológicos e paleontológicos de unidades sedimentares da porção sudoeste da Amazônia Brasileira.

Latrubesse et al. (2010) defendem que, na região sudoeste da Amazônia Brasileira, durante o paleo-Mioceno, tem-se a evolução de uma bacia sedimentar intracontinental diretamente relacionada com o comportamento tectônico dos Andes Centrais e que, durante o Plioceno, a deformação causada pela subducção de baixo ângulo da Placa de Nazca proporcionou, no sudoeste da Amazônia Brasileira, a mudança de área deposicional para área erosional e a estruturação do sistema fluvial amazônico para a sua aparência atual.

Outros autores (HOORN et al., 2010) indicam uma influência maior do soerguimento do segmento Norte da Cordilheira dos Andes na formação da bacia oeste-amazônica, defendendo a existência de uma conexão do sistema de drenagem com o mar do Caribe (bacia do Orinoco).

Campbell, Frailey e Romero-Pittman (2006) defendem a existência de uma extensa superfície erosiva Pan-Amazônica, o Peneplano Ucayali, formada no início do Meso-Mioceno (~15 MA) subsequente à fase tectônica andina Quéchuá I. Esse peneplano, segundo os autores, fartamente identificado ao longo da bacia e sobreposto por sedimentos homogêneos fluviais, fluviolacustres e lacustres, apoia a hipótese de que a bacia Amazônica se comportou como uma bacia sedimentar única durante o Neógeno. Assim, o sistema de drenagem fluvial amazônico atual teria se estabilizado no final do Plioceno, devido à ruptura da borda leste da bacia por excesso de sedimentos ou por erosão direcionada do baixo Rio Amazonas, ou ambos.

Rossetti (2012, 2014), Documentário Youtube “GEOBIAMA: Uma Expedição Científica na Amazônia” defende uma origem no Quaternário para a Formação Içá e o rebaixamento de algumas porções por movimentos tectônicos recentes.

Nascimento, Allard e Bueno (2014), em sua revisão sobre a evolução geomorfológica, pedológica e climatológica do Baixo Amazonas, propõem uma coluna cronoestratigráfica para a Bacia do Rio Negro, indicando a deposição dos sedimentos da Formação Içá a partir do Mioceno tardio até a passagem do Plioceno-Pleistoceno. Esses autores consideram as ocorrências de substrato arenoso sobreposto à Formação Içá como de provável origem pedogenética, do tipo podzolização, originando vegetação de campina/campinarana, em franco contraste com os solos lateríticos predominantes na região amazônica, sobre os quais se desenvolve a cobertura de floresta.

Apesar da existência de diversas hipóteses para o desenvolvimento geológico da região amazônica durante o Neógeno, a idade da Formação Içá, até o momento, foi estimada apenas com base em unidades estratigráficas semelhantes e poucos trabalhos foram realizados na porção Norte da bacia. Latrubesse et al. (2010) destacam que mais estudos de detalhe precisam ser realizados nessa região para uma melhor calibração dos modelos.

As imprecisões observadas na bibliografia residem principalmente no baixo conhecimento que se tem dessa unidade geológica que se entende por tão vasta área. Portanto, identifica-se a necessidade de aumentar o detalhamento geológico dessa unidade, contribuindo com novas descrições e identificações de fácies, reconstituindo as direções dos fluxos dos materiais e identificando áreas fonte.

Além disso, cabe ressaltar, que a natureza do substrato geológico é, ao lado de fatores hidrológicos e climatológicos, um dos principais condicionantes da diversidade das paisagens amazônicas. Um melhor conhecimento das características físicas, químicas e mineralógicas desses substratos, bem como a reconstituição dos ambientes de sua formação, podem dar importantes contribuições para a compreensão da distribuição espacial dos diferentes tipos de solos, dos relevos e das coberturas vegetais.

Outra questão importante é determinar a idade absoluta da Formação Içá, por datação radiométrica, visando facilitar o reconhecimento e a correlação dessa unidade. Entretanto, são conhecidas tanto a dificuldade de se datar sedimentos e solos quanto a carência de informações desse tipo para as formações sedimentares recentes da Amazônia.

Balan et al. (2005) propõem um método de datação baseado na intensidades dos defeitos induzidos pela radiação, que se acumulam nas caulinitas.

Esse método foi utilizado em estudo empreendido em solos nas proximidades de Manaus, demonstrando que caulinitas de diferentes idades podem estar presentes em um mesmo perfil laterítico e não se restringem, apenas, àquelas que representam as condições do intemperismo atual, e que o uso da caulinita serve para revelar as últimas condições geoquímicas e climáticas que prevaleceram na superfície da terra.

A utilização do método de Balan et al. (2005) nas caulinitas presentes nos sedimentos da Formação Içá configura-se como uma alternativa na busca de uma idade de maior precisão, podendo trazer enorme contribuição para a compreensão da evolução dos relevos e das paisagens e para a reconstituição paleoambiental do Neógeno no Baixo Amazonas.

Assim, as questões científicas associadas ao presente trabalho são: existe a Formação Içá na região estudada? Quais as características sedimentológicas, mineralógicas e químicas dessa Formação no extremo norte de sua área de abrangência na Amazônia? Quando se deu a sua sedimentação? Pode a formação Içá ter contribuído para a formação dos substratos arenosos e da vegetação de campina em plena floresta amazônica?

Considerando as questões pontuadas, o objetivo geral desse trabalho reside em contribuir para os conhecimentos da Formação Içá na Bacia do Médio Rio Negro, porção Norte da Bacia Sedimentar Amazônica.

Na busca desse objetivo maior, os objetivos específicos que se delineiam são:

- ✓ Caracterização sedimentológica, mineralógica e geoquímica da Formação Içá;
- ✓ Revelar o ambiente de deposição desses sedimentos;
- ✓ Identificar áreas fonte dos sedimentos Içá;
- ✓ Determinar a idade absoluta da formação Içá por meio da técnica de identificação dos defeitos induzidos pela radiação em caulinitas (BALAN et al., 2005)

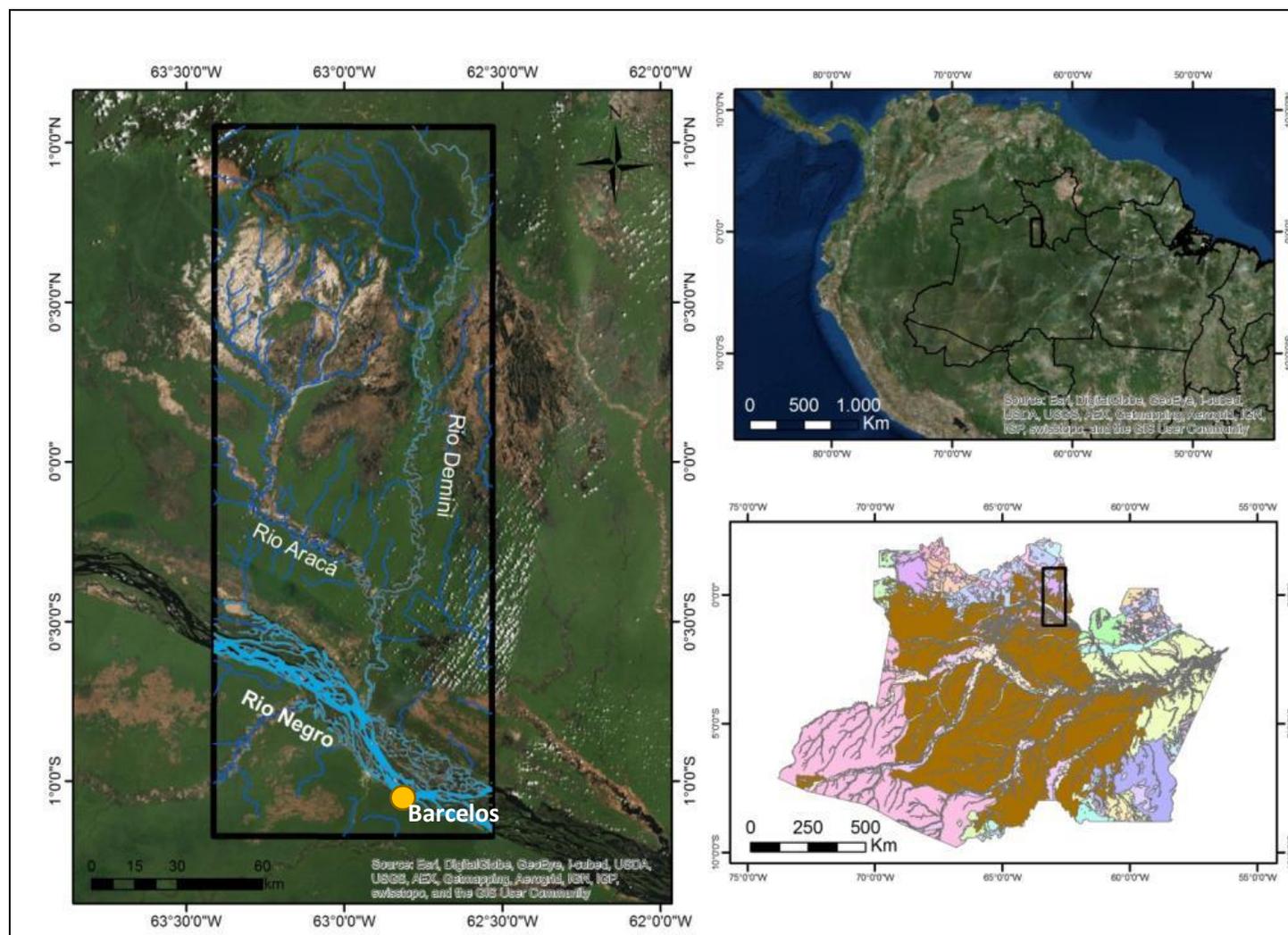
Esse trabalho é constituído por cinco capítulos, pensados e estruturados como artigos científicos para publicação futura. Os três primeiros capítulos são dedicados à caracterização da área e descrição dos métodos e técnicas utilizados. O quarto capítulo trata da caracterização dos sedimentos da Formação Içá e o quinto se refere à datação desses sedimentos.

2 ÁREA DE ESTUDOS

A área focada por esse estudo, apresentada na Figura 2.1, encontra-se na porção Norte da Bacia do Rio Negro.

Abrange o entorno da cidade de Barcelos (AM) até a localidade de Tucandeiro, na margem direita do Rio Negro e os seguintes afluentes da margem esquerda desse rio: o Rio Aracá até a localidade de Juquiquera, o Rio Demini até a foz do Rio Cuieiras e este último, afluente do Rio Demini, da foz até seu curso médio.

Figura 2.1 Localização da área de estudo na Bacia do Rio Negro



Fonte: Google 2015.

3 CARACTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA

A caracterização do meio físico atual da área estudada nos auxilia na compreensão dos principais eventos que tomaram parte da história recente da região amazônica.

3.1 Clima

De acordo com a classificação de Köppen, o clima na região é do tipo Af (Tropical Chuvoso com Floresta), com precipitação pluviométrica média anual de cerca de 3.000 mm, temperatura média anual em torno de 25°C e umidade relativa do ar média anual próxima de 90% (COSTA; NATALI FILHO; OLIVEIRA, 1977). O balanço hídrico de Thornthwaite & Mather, com base em dados da Estação de Fonte Boa-AM, aponta os meses de março, abril e maio como os mais chuvosos (em abril a altura da precipitação supera 320 mm) e os meses de julho, agosto, setembro e outubro como os menos chuvosos, sendo que em agosto a altura da precipitação é inferior a 150 mm (COSTA; NATALI FILHO; OLIVEIRA, 1977). Em todos os meses há excedente hídrico.

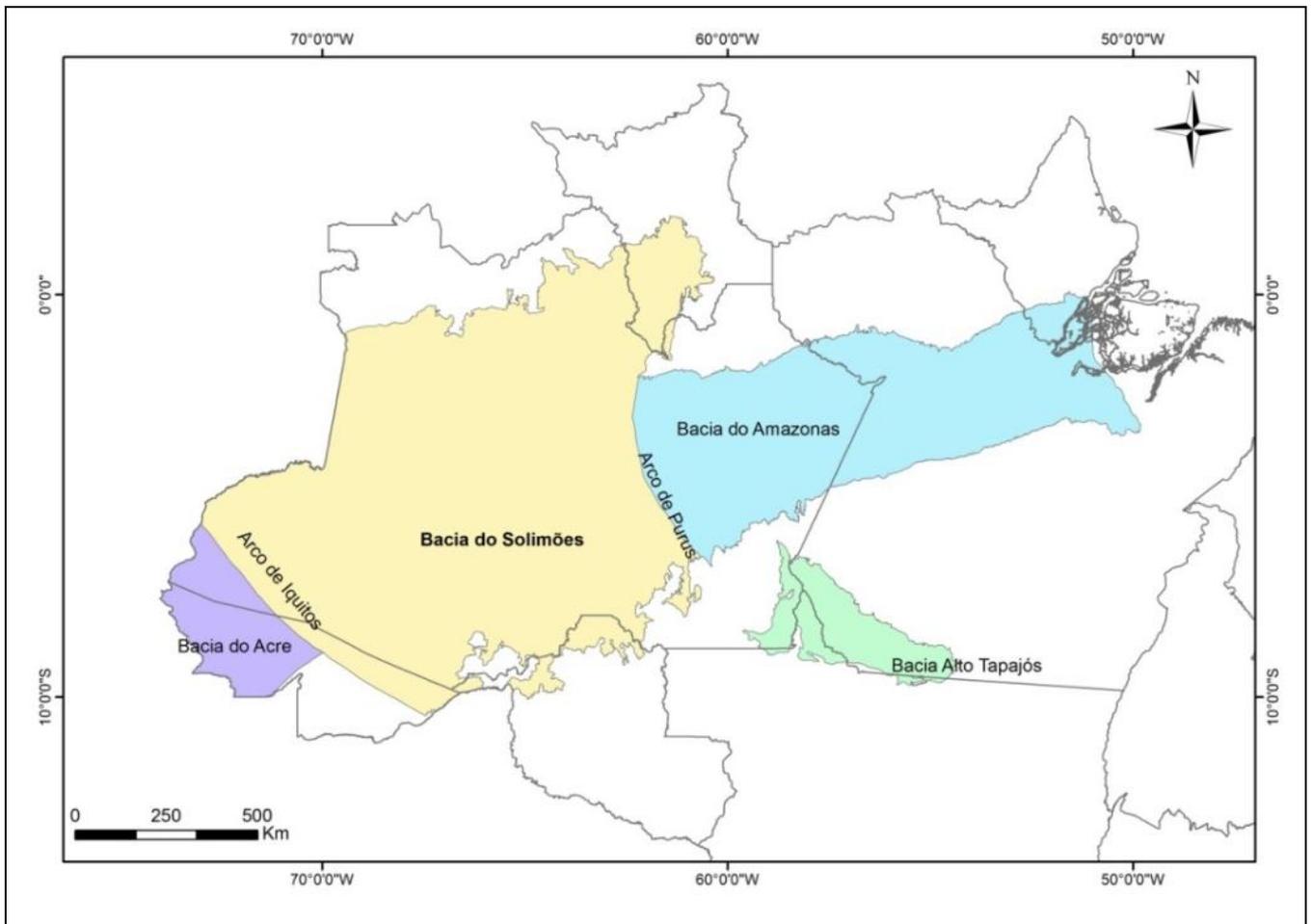
3.2 Geologia Regional

O Estado do Amazonas, no seu contexto geológico, está caracterizado por uma extensa cobertura sedimentar fanerozóica, a grande Bacia do Amazonas, depositada sobre o substrato rochoso de idade arqueno/proterozóico do Cráton Amazônico, que aflora ao norte e sul da bacia, respectivamente denominado de Escudo das Guianas e Escudo Brasil Central (MAIA; MARMOS, 2010).

De acordo com Silva et al. (2003), a Bacia do Amazonas, anteriormente dividida nos segmentos Alto, Médio e Baixo Amazonas, foi renomeada por Caputo (1984) em quatro bacias separadas por arcos estruturais de seu embasamento. São elas Bacia do Amazonas, do Solimões, do Acre e do Alto Tapajós.

A Bacia do Solimões (Figura 3.1), onde se insere a área desse trabalho, constitui uma bacia sedimentar intracratônica, com aproximadamente 500.000 km² de área, quase toda contida no estado do Amazonas. Encontra-se limitada a oeste pelo Arco Iquitos, que a separa da Bacia do Acre, e a leste pelo Arco Purus, que a separa da Bacia do Amazonas. Dentro da bacia, o Arco de Carauari a divide em duas sub-bacias: Jandiatuba a oeste e Juruá a leste (EIRAS et al., 1994).

Figura 3.1 - Bacia sedimentar do Solimões na Amazônia brasileira



Fonte: Eiras et al.(1994).

De acordo com Eiras (2005), o preenchimento da Bacia do Solimões por rochas sedimentares fanerozóicas atinge cerca de 3.500 m de espessura, permitindo identificar duas megassequências: uma megassequência sedimentar de idade paleozóica, seccionada por diques e soleiras de diabásio e outra megassequência de idade mesozóico-cenozóica.

A megassequência paleozóica está representada por uma sedimentação marinha marcada pela variação do nível do mar, separando-se quatro sequências:

- Sequência Ordoviciano: primeira transgressão marinha fanerozóica na bacia, cujos sedimentos encontram-se truncados por discordância relacionada à Orogenia Taconiana.
- Sequência Siluro-Devoniana: pacotes transgressivo-regressivos e sedimentação sobre o Arco de Carauari.

- Sequência Devoniano-Carbonífera: depósitos neríticos e glaciomarinhos que ultrapassam os limites do Arco Carauari. A discordância é relacionada à Orogenia Eo-Herciniana.

- Sequência Permocarbonífera: sedimentos marinhos e continentais do Grupo Tefé encontrados em quase toda a Bacia do Solimões. Sobre essa sequência há uma discordância erosiva associada ao Evento Tectônico Jandiatuba (BECKER, 1997).

A megasequência mesozoico-cenozoica, segundo Silva et al. (2003) é formada pelas seguintes sequências sedimentares:

- Sequência Neocretácea: resulta da erosão das rochas paleozóicas e soerguimentos causados pelo magmatismo Penatecaua (Triássico Superior). Implantação de um sistema fluvial entrelaçado, passando para um sistema fluvial meandrante e formação de lagos.

- Sequência Terciária: Equivalente aos pelitos e arenitos fluviolacustres miopleistocênicos da Formação Solimões e da Formação Içá, depositados em conexão com a Orogenia Andina. Essa unidade forma uma cunha sedimentar desde o Arco Purus até as bacias subandinas, atingindo mais de 7.000 m de espessura.

3.3 Geomorfologia

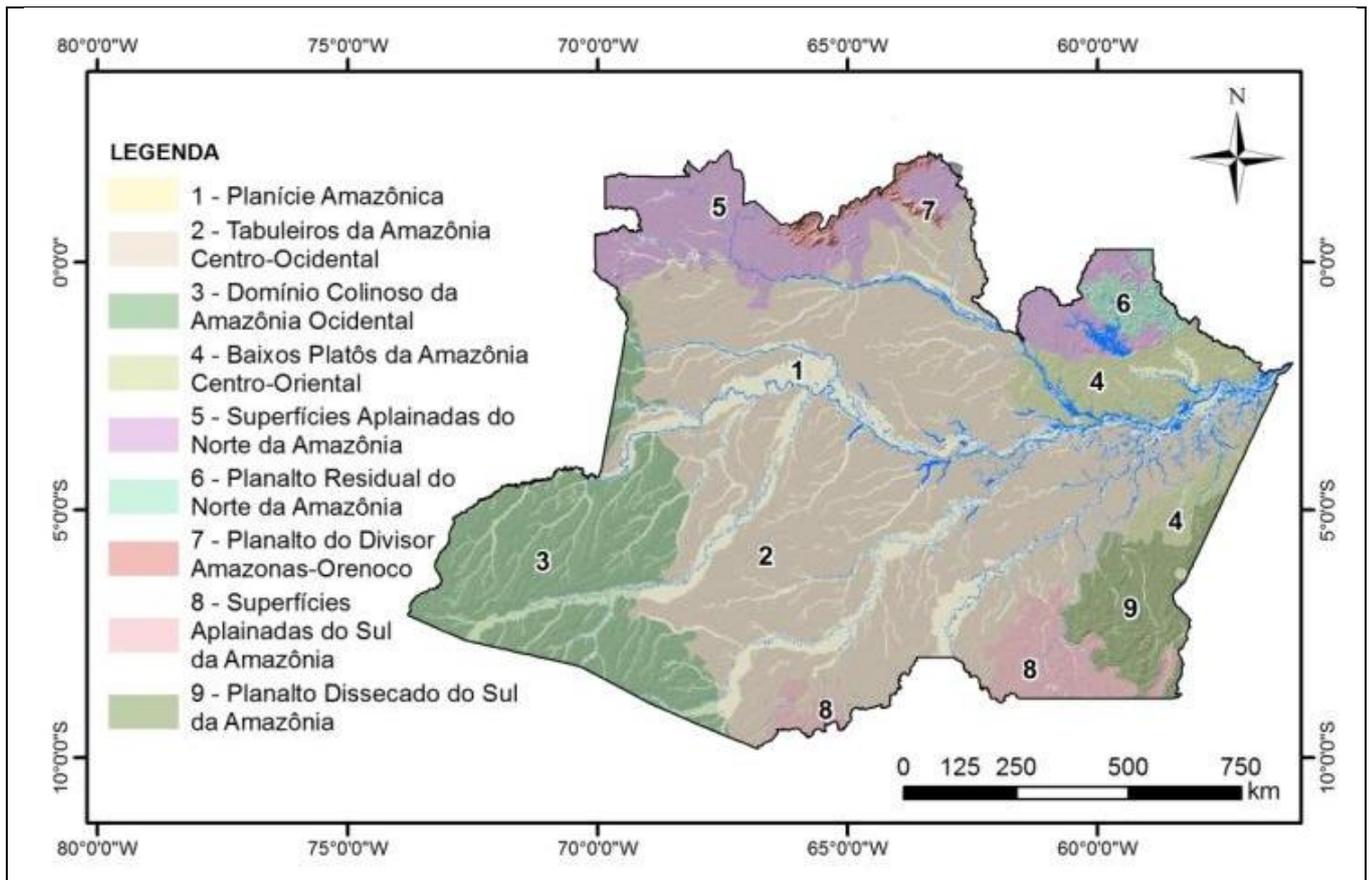
O território amazonense, segundo Dantas e Maia (2010), foi compartimentado em nove domínios geomorfológicos: Planície Amazônica, Tabuleiros da Amazônia Centro-Occidental, Domínio Colinoso da Amazônia Occidental, Baixos Platôs da Amazônia Centro- -Occidental, Superfícies Aplainadas do Norte da Amazônia, Planalto Residual do Norte da Amazônia, Planalto do Divisor Amazonas-Orenoco, Superfícies Aplainadas do Sul da Amazônia e Planaltos Dissecados do Sul da Amazônia (Figura 3.2).

Os tabuleiros representam áreas não inundáveis pelo atual sistema de drenagem, caracterizados por relevo predominantemente aplainado, com ondulações pouco acentuadas originadas pelo entalhamento incipiente da drenagem. Foram elaborados sobre um pacote sedimentar pouco espesso que foi depositado sobre as rochas do embasamento.

Os baixos platôs apresentam as áreas inundáveis normalmente encontradas em regiões interfluviais e apresentam drenagem caracterizada pelo arreísmo. Na

maioria das vezes essas áreas não estão ligadas à rede de drenagem principal, mas direcionadas para o centro do platô, formando lagoas rasas e canais, ambos frequentemente intermitentes. Os solos são arenosos e a vegetação é composta por gramíneas e arbustos (BRASIL, 1975).

Figura 3.2 - Domínios geomorfológicos do estado do Amazonas



Fonte: Dantas e Maia (2010)

As áreas inundadas são interpretadas como uma grande extensão de zona de acumulação de materiais ocorrida em clima muito mais seco do que o atual (BRASIL, 1974). Trata-se, segundo esses autores, de *paleoplayas* ou uma extensa *bajada* formada no piemonte localizado ao sul do conjunto montanhoso formado pelo antigo divisor Uraricoera-Negro. Com a instalação do clima atual, mais úmido, as depressões sem drenagem foram inundadas e as *bajadas* seccionadas pela drenagem de rios. Outros autores propõem que as áreas deprimidas interfluviais, alagadas, são produto de processos pedogenéticos associados ao processo de transformação de solos originalmente argilosos (Latosolos, Argissolos) em solos arenosos (Espodossolos) (DUBROEUCQ et al., 1991; DUBROEUCQ; VOLKOFF,

1998). Essa transformação resulta da perda da fração fina do solo que em consequência rebaixou o relevo nessas áreas. Segundo BRASIL (1975), a vegetação de porte florestal, localizada nas adjacências de áreas inundadas, estaria ocupando, lentamente, as áreas de vegetação aberta aí predominantes, à medida que estas áreas são gradativamente drenadas.

Rossetti et al. (2012) defende que as áreas inundadas, encontradas sobre a Formação Içá na parte N da Bacia do Rio Negro, são resultantes da subsidência provocada por reativação tectônica recente que modificou o sistema de drenagem dando origem a um sistema de megaleques, com forma deltaica, associada a uma rede de paleocanais. De acordo com Rossetti et al. (2012), antes da subsidência, as formações florestais ocupavam essas áreas, posteriormente essas áreas se tornaram mais baixas em relação ao relevo adjacente, tornando-se locais de sedimentação, que ficam submersos a maior parte do ano e foram colonizados por vegetação de porte herbáceo e arbustivo (campinas). O preenchimento destas áreas por sedimento e o nivelamento do relevo, estariam permitindo a recolonização por parte das formações florestais.

Os tabuleiros estão, em sua maior parte, ocupados pela floresta preservada, devido à pouca acessibilidade e à dificuldade de implantação de infraestrutura viária em solos imperfeitamente drenados.

3.4 Solos e Cobertura Vegetal

Segundo Teixeira et al. (2010), dentre as classes de solo dominantes no Estado do Amazonas, os Argissolos compreendem praticamente 45% da área do estado, os Latossolos representam 26%, sendo predominantemente Latossolos Amarelos, cuja ocorrência se concentra próximo à região central do estado, nas áreas de terra firme. Gleissolos Háplicos e Neossolos Flúvicos predominam nas planícies de inundações e perfazem 9% dos solos. Os Espodossolos, que perfazem cerca de 7% da área do estado, predominam na porção norte, principalmente nos municípios de São Gabriel da Cachoeira e Barcelos. Sobre esses solos ocorre uma vegetação mais esparsada, denominada “campinas” e “campinaranas”.

Na Bacia do Rio Negro, o tipo de solo que se destaca é o latossolo vermelho-amarelo (TEIXEIRA et al., 2010), que constitui um domínio ao longo das margens do Rio Negro, ora descontínuo, ora estendendo-se para o interior por

alguns quilômetros. Este solo, encontrado em relevo suave ondulado e ondulado (tabuleiros) é álico, bem desenvolvido, profundo, com espessura média de 200 cm e possui gradiente textural vertical baixo. Sobre esse tipo de solo predomina a cobertura vegetal arbórea densa tipo floresta. Outro tipo de solo descrito é o Espodossolo hidromórfico, solo profundo, imperfeitamente a mal drenado, que apresenta um horizonte B com acumulação de carbono orgânico. Predominam na área norte do Estado do Amazonas, sendo encontrados em relevo plano (baixo platô), cobertos por vegetação arbórea do tipo campinarana.

De acordo com Dubroeuq e Volkoff (1998, 1999), parte da bacia do Rio Negro está coberta por solos arenosos, hidromórficos, sendo estes, em maioria, Espodossolos, que em zonas equatoriais são considerados por autores como Boulet, Chauvel e Lucas (1984) e Dubroeuq e Volkoff (1991) como o estado final de degradação das coberturas pedológicas tropicais. Apesar de este solo poder se formar a partir de qualquer material parental, sua gênese é favorecida quando são originados a partir de sedimentos arenosos (PEDRO, 1987).

A evolução dos Espodossolos e sua influência na vegetação estão descritos em vários estudos, que contribuem para o entendimento da relação relevo-solo-vegetação e do processo evolutivo ambiental (ROSSETTI, 2012; FRITSCH et al., 2011, NASCIMENTO et al., 2008; NASCIMENTO et al., 2004).

Bueno (2009) relata a ocorrência de floresta associada a solos lateríticos e de Campinarana sobre Espodossolos em uma mesma topossequência situada em uma depressão, em cima de um platô e apresenta um modelo de evolução do solo a partir de um estudo conduzido no Parque Nacional do Jaú – AM, que prevê a formação de Espodossolos bem drenados por meio da melhoria das condições de drenagem associada a evento de dissecação do platô devido ao encaixamento da rede fluvial.

Guimarães (2014), em uma revisão sobre os Espodossolos e os Podzóis Gigantes da Bacia do Rio Negro, destaca que o solo e a vegetação apresentam dinâmicas relacionadas, sendo que as progressões e retrações da vegetação aberta não são necessariamente resultantes das mudanças climáticas durante o Quaternário.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

A obtenção de dados para essa pesquisa foi dividida em etapas, que estão detalhadas a seguir.

4.1 Definição da Área e Revisão de Acervo Bibliográfico e Cartográfico

4.1.1 Definição da área de trabalho

A área selecionada para a pesquisa se justifica no contexto dos projetos “Datação de Caulinitas de Formações Lateríticas na Bacia do Rio Negro: Importância na Evolução Geomorfológica e Paleoambiental da Amazônia Central – Brasil” (NASCIMENTO; ALLARD; BUENO, 2012) e “Datação de Caulinitas de Formações Lateríticas na Bacia do Alto Rio Negro. Amazônia – Brasil” (ALLARD; NASCIMENTO, 2012), cuja ideia central é aplicar um método de datação por radioisótopos que permita datar as formações superficiais e discutir as influências paleo-climáticas e/ou geodinâmicas na evolução da bacia.

Além do presente trabalho, um grupo de pesquisadores, integrantes da equipe dos referidos projetos, desenvolvem trabalhos com temáticas diferentes, mas complementares, na busca de acumular conhecimento sobre a região e formular uma história evolutiva rica em informações.

As pesquisas já realizadas indicaram dois sítios de maior interesse para esse estudo: as proximidades da cidade de Barcelos, nas margens do Rio Negro e o Rio Demini, afluente da margem esquerda do mesmo rio, que corta o relevo do platô amazônico, alcançando em suas cabeceiras, a norte, as litologias do Cráton Amazônico, no Escudo das Guianas. Nesses dois sítios afloram os sedimentos da Formação Içá e sobre estes se desenvolvem solos lateríticos e Espodosolos (REIS et al., 2006; IBGE, 2001).

Portanto, foi definido como área de trabalho um polígono que abrange o da cidade de Barcelos, a sul, e se estende em direção a norte, ao longo do Rio Demini até pouco a montante de sua confluência com o Rio Cuieiras. Esse polígono permitiu, portanto, o estudo da Formação Içá ao longo de uma sequência de aproximadamente 250 km de extensão na direção N-S.

4.1.2 Revisão do acervo bibliográfico e cartográfico

Apesar do número reduzido de trabalhos de detalhe abordando a área selecionada, foi realizada busca por trabalhos regionais com foco na Formação Içá. A partir desses trabalhos, foi possível a elaboração de uma síntese sobre a unidade, destacando-se conflitos sobre seu posicionamento estratigráfico e sua idade. Esta síntese está apresentada na Introdução desse trabalho.

Mapas hipsométricos e de realce elaborados sobre imagem do satélite Landsat/2003 serviram como apoio de campo, permitindo identificar áreas de “terra firme” (área não inundável) indicativas de afloramento da Formação Içá nas margens dos rios Negro e Demini. Utilizou-se também o mapa geológico do Estado do Amazonas (escala 1:1.000.000) para construção do mapa geológico da área.

4.2 Levantamentos em campo

Duas escalas de trabalho foram utilizadas para os levantamentos de campo. Em escala regional, foi realizado o reconhecimento da Formação Içá ao longo de cursos d’água na Bacia do médio Rio Negro, buscando identificar sua relação com as unidades inferiores, as coberturas de solos e a geomorfologia.

Em escala de detalhe, foram selecionados perfis estratégicos para descrição minuciosa das propriedades dos pacotes de sedimentos, apoiada por metodologia amplamente divulgada e estabelecida (FOLK, 1980; SELLEY, 2000), visando a reconstrução do ambiente de deposição da unidade. Realizou-se ainda, nesses perfis, uma coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos, geoquímicos, mineralógicos e radiométricos.

As campanhas de campo ocorreram entre 18 e 25 de setembro de 2012 e entre 19 e 26 de novembro de 2014, durante o período menos chuvoso na Bacia do Rio Negro, quando o volume reduzido dos rios expõem espessos pacotes da Formação Içá.

A cidade de Barcelos foi utilizada como base para os trabalhos, devido a infraestrutura de apoio, além barco de pesca e bote com motor de popa - “voadeira”.

Os mapas geológicos existentes e as imagens de satélite permitiram identificar locais prováveis de afloramento da Formação Içá (terras altas, não inundáveis). Foram percorridos trechos dos rios Negro, Aracá e Demini, totalizando

220 km de rios, onde foram examinados todos os afloramentos significativos (mais de um metro de espessura) resultando em 25 perfis descritos dessa unidade.

Alguns perfis foram selecionados para descrição de detalhe e amostragem sistemática: três perfis posicionados em pontos-chave do Rio Demini, um à montante, próximo ao Rio Cuieiras, um no curso médio e outro a jusante, próximo a sua foz; um perfil no Rio Cuieiras, localizado mais ao norte da área; e um perfil no Rio Negro, a jusante da foz do Rio Aracá (Figura 4.1).

Os perfis selecionados caracterizam-se por apresentarem espessura superior a 10 m, variedade de estruturas e de sedimentos, tendo sido considerados como representativos da unidade no trecho de ocorrência. Esses perfis são:

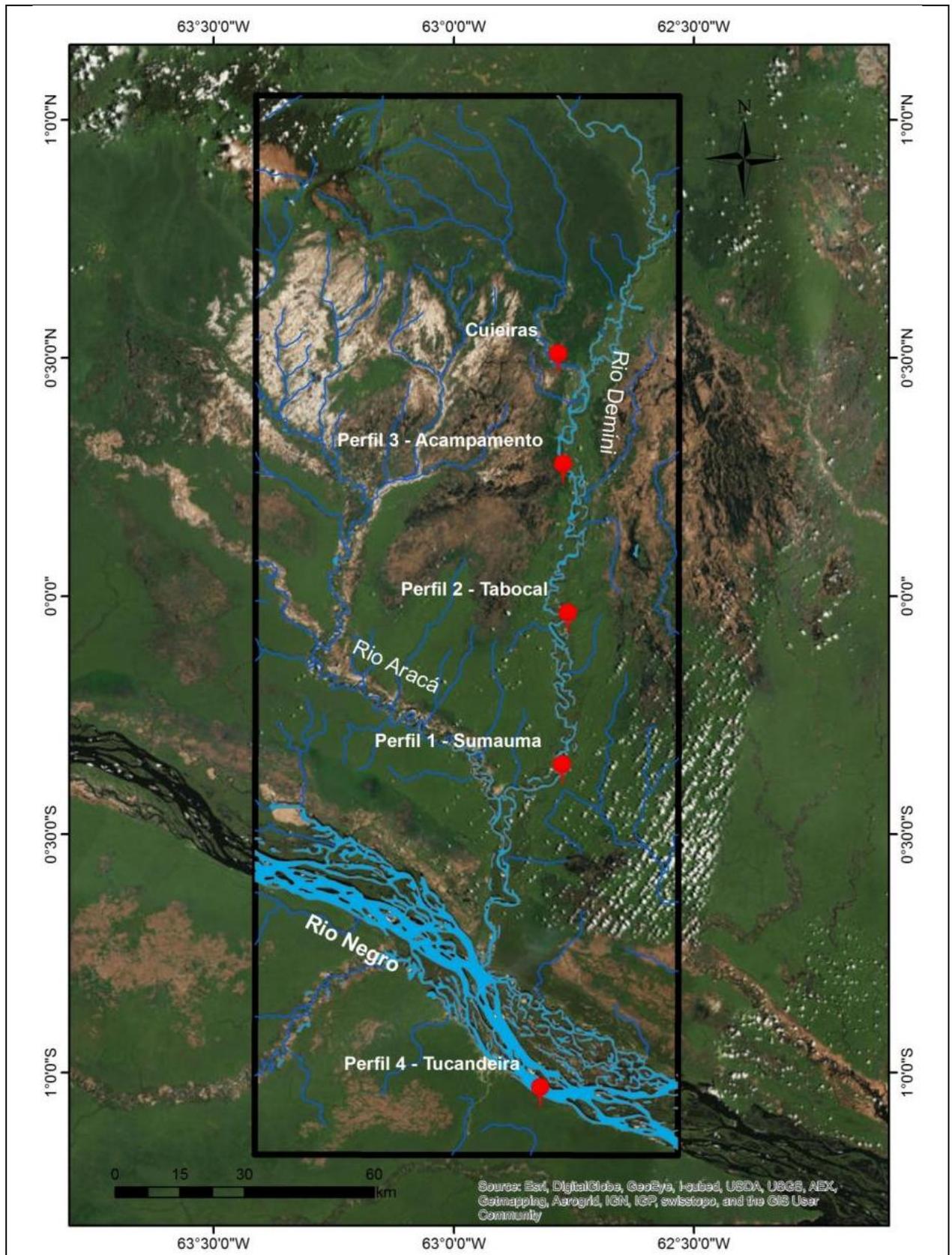
- ✓ Perfil 1 - Localidade de Sumaúma: margem direita do Rio Demini, à montante Rio Aracá. Coordenadas UTM: Fuso 20 M 525078 m E / 9959446 m S. Altitude: 35 m.
- ✓ Perfil 2 - Localidade de Tabocal: margem direita do Rio Demini, à montante de Sumaúma. Coordenadas UTM: Fuso 20 N 526479 m E / 9994656 m S. Altitude: 46 m.
- ✓ Perfil 3 - Acampamento do projeto: margem esquerda do Rio Demini, à montante de Tabocal. Coordenadas UTM: Fuso 20 M 525347 m E / 29232 m N. Altitude: 45 m.
- ✓ Perfil 4 - Localidade de Tucandeira: margem direita do Rio Negro, à jusante de Barcelos. Coordenadas UTM: Fuso 20 M 520045 m E / 9884462 m S. Altitude: 20 m
- ✓ Perfil Cuieiras – curso médio: margem esquerda do Rio Cuieiras. Coordenadas UTM: Fuso 20 N 524157 m E / 54855 m N. Altitude: 47 m.

Observou-se a composição mineralógica, granulometria, maturidade textural, cor, *fabric* dos estratos sedimentares; a distribuição, forma e intercalação desses estratos; tamanho, forma e direção das estruturas sedimentares; tipo e intensidade da alteração pedogenética.

Cada estrato identificado e caracterizado foi amostrado. Foram coletadas amostras de 1 kg para análises (química, Raio-X, RPE) e para datação radiométrica, além de amostras indeformadas e orientadas para confecção de lâminas petrográficas. Essas amostras foram ensacadas, lacradas e identificadas com numeração de campo e com a profundidade da coleta em relação à superfície do solo.

No total, foram coletadas nos sedimentos da Formação Içá, 23 amostras friáveis para análises e datação e 13 amostras indeformadas para petrografia microscópica (Tabela 4.1).

Figura 4.1- Localização dos perfis selecionados para detalhamento



Fonte: Google, 2015.

Tabela 4.1- Amostras coletadas nos perfis.

	Perfil	Profundidade de coleta das amostras (em cm a partir da superfície)	Descrição de campo
1	P1	350 (friável e indeformada)	argilito
2	P1	430 (friável)	arenito
3	P1	530 (friável)	arenito
4	P1	550 (friável)	arenito
5	P1	620 (friável e indeformada)	arenito
6	P1	690 (friável)	arenito
7	P1	760 (friável e indeformada)	arenito
8	P2	530 (friável e indeformada)	arenito
9	P2	620 (friável e indeformada)	argilito
10	P2	660 (friável)	arenito
11	P2	900 (friável e indeformada)	arenito
12	P3	110 (friável)	arenito
13	P3	210 (friável e indeformada)	arenito
14	P3	300 (friável)	arenito
15	P3	340 (friável)	arenito
16	P3	380 (friável)	arenito
17	P3	410 (friável e indeformada)	arenito
18	P3	465 (friável e indeformada)	arenito
19	P4	350 (friável)	argilito
20	P4	700 (friável e indeformada)	argilito
21	P4	1000 (friável e indeformada)	argilito
22	P4	1700 (friável e indeformada)	argilito
23	Cuieiras	350 (friável e indeformada)	arenito

4.3 Técnicas Analíticas

Considerando os objetivos do trabalho, foram utilizadas técnicas analíticas que permitissem, em uma etapa, a caracterização petrográfica e geoquímica da Formação Içá e, em outra etapa, a separação dos argilominerais e caracterização de caulinitas para os procedimentos de datação radiométrica.

No retorno do campo, no laboratório de Estudos Ambientais do Programa de Pós Graduação em Geografia – Tratamento de Informações Espaciais – da PUC Minas, as amostras foram quarteadas e separadas em volumes menores para serem encaminhadas para diferentes laboratórios:

- oito (8) amostras indeformadas separadas para impregnação e preparação de lâminas, no Laboratório de Análises de Formações superficiais (LAFS) do Departamento de Planejamento – DEPLAN/ UNESP – Rio Claro.

- 200 g das mesmas amostras friáveis foram separadas para o laboratório do *Institut de Minéralogie et Physique des Milieux Condensés (IMPMC), Université Pierre-et-Marie-Curie, (UPMC), Paris, France.*

- 300 g das amostras friáveis foram armazenadas no laboratório de Estudos Ambientais do Programa de Pós-Graduação Em Geografia – Tratamento da Informação Espacial.

4.3.1 Caracterização da Formação Içá

4.3.1.1 Microscopia Ótica

As 8 amostras indeformadas foram impregnadas com resina e cortadas em monólitos no Laboratório LAFS – DEPLAN/ UNESP, depois encaminhadas para o laboratório da Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais – Superintendência de Goiânia (CPRM / SUREG GO) para confecção de lâminas delgadas.

As lâminas foram descritas no Laboratório de Petrografia da CPRM/SUREG GO, utilizando-se microscópio petrográfico Nikon Eclipse LV100POL e o *software* Infinity 1. A técnica, utilizando luz transmitida e as propriedades óticas dos minerais, permite a identificação de minerais presentes nas rochas, descrição e interpretação de texturas. Todas as lâminas foram descritas e fotografadas.

4.3.1.2 Análise Química de Rocha Total

Nos laboratórios do IMPMC / UPMC, foram separados 5 g de cada uma das 23 amostras friáveis e encaminhados para análise de química multielementar (química total), visando à determinação de elementos maiores, perda ao fogo e elementos traços, incluindo elementos terras raras. As análises foram realizadas nos laboratórios CRPG em Nancy, França, utilizando os métodos ICPAES (*Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectroscopy*) e ICPMS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*).

Os resultados foram tratados de acordo com metodologias consagradas (ROLLINSON, 1993; SINGH;RAJAMANI, 2001; CULLERES, 1994; CULLERS, 2002)

4.3.1.3 Análise Granulométrica

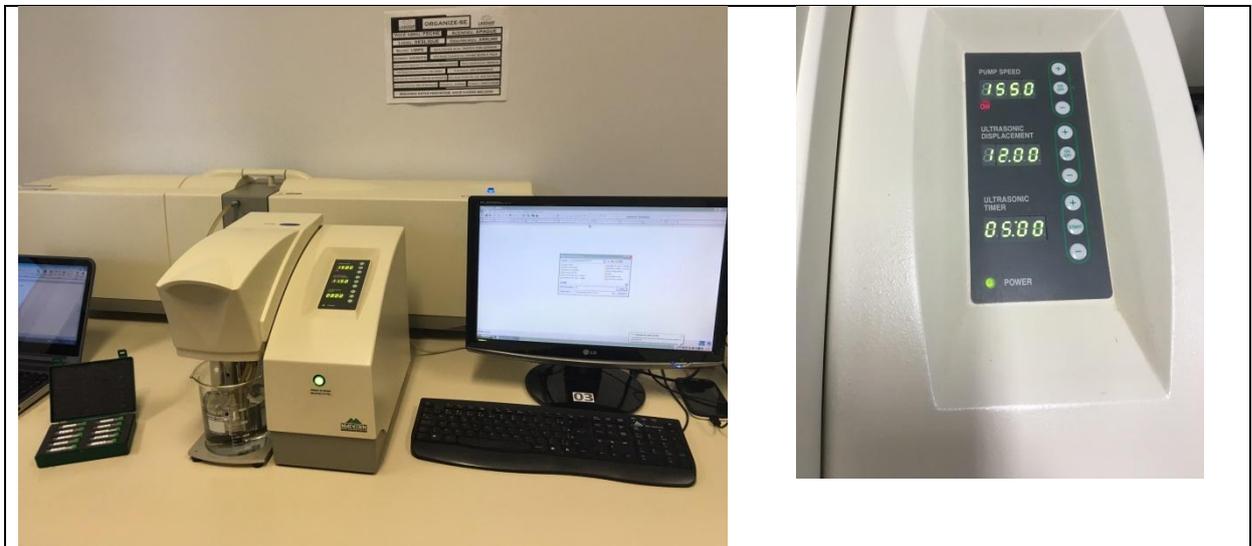
A análise granulométrica de um material compreende parte da sua caracterização, por meio da determinação do tamanho de partículas e da frequência com que ocorrem em uma determinada faixa de tamanhos.

As amostras de sedimentos dos diversos perfis tiveram sua análise granulométrica obtida por meio do *Granulômetro a Laser Malvern Mastersizer 2000* (Figura 4.2), no Laboratório Geomorfologia, Pedologia e Geografia Física (LABOGEF) do Instituto de Estudos Sócioambientais – IESA/UFG.

Esse método de análise granulométrica realizada no equipamento *Malvern* surgiu na metade dos anos 70 e utiliza a técnica de espalhamento de luz laser de baixo ângulo - LALLS - *Low Angle Laser Light Scattering* (SINGER et al., 1988; McCAYE; SYVITSKI, 1991; BEUSELINCK et al., 1998; FRANÇA; COUTO, 2007).

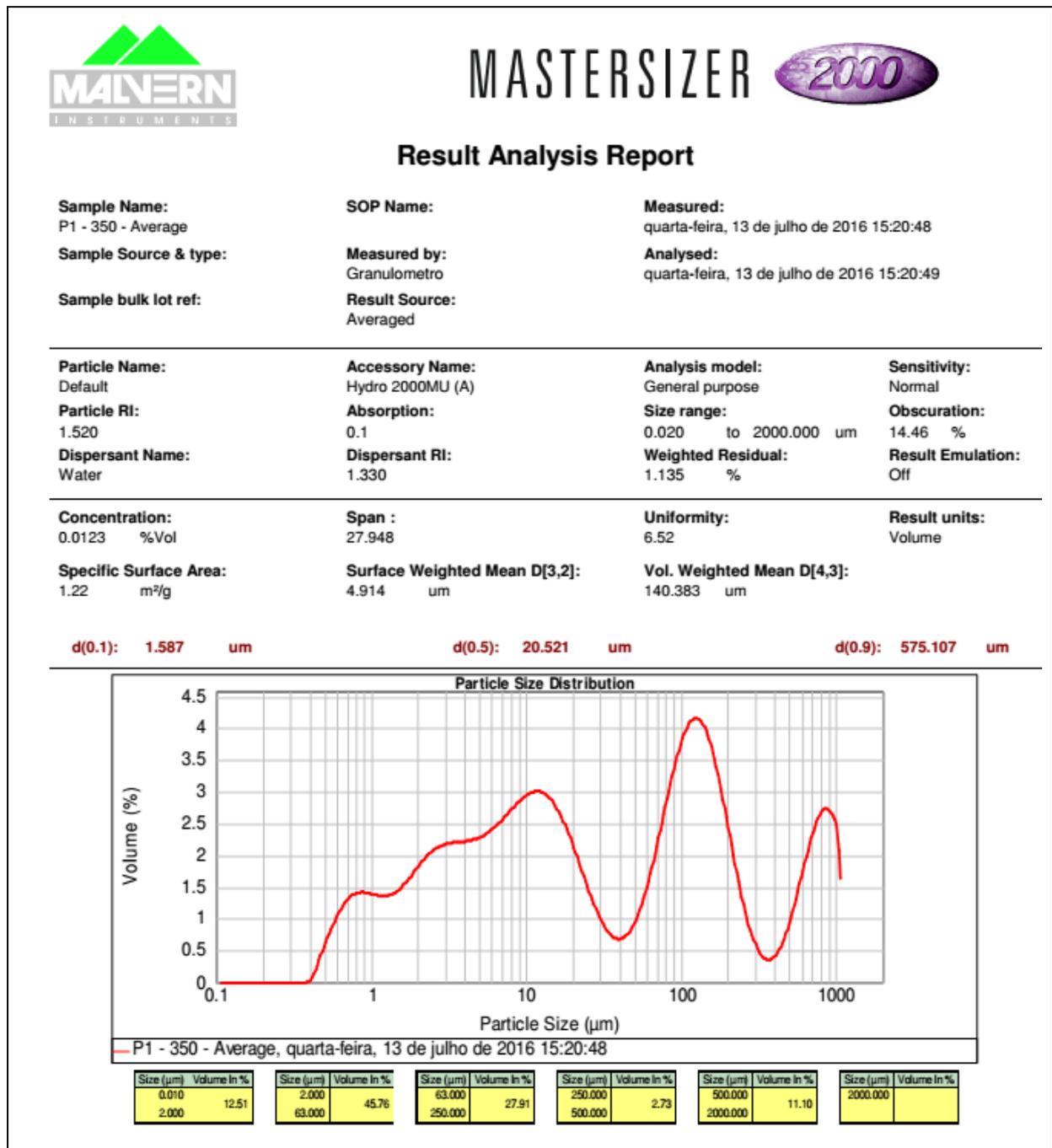
O método baseia-se na técnica de difração de laser para medir o tamanho das partículas. A medida é feita pela intensidade da luz espalhada do feixe de laser pelas partículas dispersadas na amostra. O dado é analisado pelo cálculo do tamanho das partículas em relação ao padrão de espalhamento. O resultado da análise é a distribuição relativa do volume da partícula nas faixas de tamanho de partícula (Figura 4.3). A acurácia do equipamento é de 99% para a faixa granulométrica entre 13 e 2.000 micrômetros (ROSA et al., 2015).

Figura 4.2 – Granulômetro a Laser



Fonte: Malvern Mastersizer, 2000

Figura 4.3– Resultado da análise granulométrica da amostra P1-350 (mostrando a % de partículas por Faixa de tamanhos)



Fonte: Malvern Mastersizer, 2000

4.3.2 Caracterização Das Caulinitas para datação absoluta

A caulinita, além de ser um argilomineral muito comum, é também conhecida por incorporar defeitos estruturais de diversos tipos (CLOZEL; ALLARD; MULLER, 1994).

Segundo Angel, Jones e Hall (1974) diversos trabalhos sugerem que muitas das propriedades físicas e químicas das argilas podem ser influenciadas pela presença de defeitos de vários tipos na sua estrutura. O termo defeito, segundo Angel, Jones e Hall (1974), é usado em sentido amplo, incorporando qualquer modificação da rede cristalina que a diferencie da composição ideal. Essas modificações podem ser impurezas de átomos ou íons, tanto entre os estratos ou diretamente substituindo os íons normais da rede, ou podem ser vazios e centros de defeitos.

Clozel, Allard e Muller (1994) destacam que esses centros de defeito são detectados em todas as caulinitas naturais e já foram interpretados como vazios positivos presos em átomos de oxigênio. No entanto, foi demonstrado, através de experimentos e estudos de diversos sistemas de alteração natural (ANGEL; JONES; HALL, 1974; MULLER et al., 1990, 1992 apud CLOZEL; ALLARD; MULLER, 1994), que esses centros vazios são defeitos induzidos pela radiação (RID – Radiation Induced Defects).

Ballan et al. (2005) discutem a afirmativa de que as caulinitas são consideradas um registro das condições intempéricas (LUCAS et al. 1996), baseada no estudo de $\delta^{18}\text{O}$ que sugere que as caulinitas são renovadas a cada período de exposição ao intemperismo, mantendo um equilíbrio dinâmico com as condições físico-químicas locais, por meio de reações de precipitação e dissolução. Através do estudo do Fe^{3+} estrutural e da desordem cristalográfica das caulinitas por Ressonância Paramagnética Eletrônica, Ballan et al. (2005) demonstram que as caulinitas de origem sedimentar sempre apresentam um sinal bem marcado para Fe^{3+} , enquanto esse sinal nas caulinitas pedogenéticas é bem mais fraco. Essa variação indica um forte decréscimo na ordem estrutural da caulinita do sedimento com relação a caulinita do latossolo.

Ballan et al. (2005) afirmam ainda que alguns dos defeitos estruturais presentes nas caulinitas, detectáveis por meio de ressonância eletrônica paramagnética, são defeitos induzidos pela radiação (RID) e estão relacionados diretamente com a dose de radiação (paleodose) recebida pelo mineral desde a sua formação (ALLARD; MULLER, 1998), o que faz da concentração de RIDs em caulinitas um geocronômetro potencial.

Estudando caulinitas em solos lateríticos e sedimentos continentais na região de Manaus, Balan et al. (2005) observaram que a variação da concentração de RIDs

em caulinitas é uma função do ambiente geológico. Relacionando a paleodose das caulinitas com uma taxa de dose calculada, tem-se uma idade mínima para o evento de cristalização da caulinita.

Utilizou-se, nesse trabalho, a metodologia defendida por Balan et al. (2005) e Allard e Muller (1998) para datar as caulinitas presentes na Formação Içá. Portanto, seguiu-se o procedimento descrito em Xavier (2014), que utilizou as mesmas técnicas para datar caulinitas de perfis de solos lateríticos da Amazônia.

4.3.2.1 Preparação das amostras

Vinte gramas de cada amostra foram preparados para os procedimentos de caracterização e determinação das gerações de caulinitas, seguindo as etapas de retirada de matéria orgânica, retirada do Fe e separação granulométrica:

➤ Retirada da matéria orgânica

A destruição da matéria orgânica é importante para romper ligações e a complexação das argilas com a matéria orgânica. Cinco amostras identificadas com coloração escura, indicativa da presença de matéria orgânica, foram tratadas em processo de oxidação e volatilização (oxiredução) da matéria orgânica utilizando-se peróxido de hidrogênio. Os cerca de 5 g de cada amostra foram misturados em uma solução $\frac{1}{2}$ de peróxido de hidrogênio 50% + $\frac{1}{2}$ de água destilada, aquecida com agitação constante até a total evaporação da parte líquida. A matéria orgânica dissolvida no líquido é retirada da mistura pela evaporação.

Após a eliminação da matéria orgânica, as amostras foram novamente pesadas, em balança eletrônica, para registro do volume de material perdido (Tabela 4.2)

Tabela 4.2 - Amostras submetidas à retirada de matéria orgânica.

Amostra	Peso inicial	Peso final	Peso perdido (matéria orgânica)
P3-300	5,9 g	4,3 g	1,6 g
P3-380	5,4 g	4,9 g	0,5 g
P3-381	5,7 g	5,1 g	0,6 g
P2-900	5,5 g	4,8 g	0,7 g
P3-110	5,7 g	5,2 g	0,5 g

➤ Deferrificação das amostras por ‘Citrate Bicarbonate Dithionite’(CBD):

Após a retirada da matéria orgânica, é necessário proceder à retirada de material ferruginoso que pode cimentar as partículas de argila, dificultando a sua identificação. O método utilizado foi o Método CBD (Citrate, Bicarbonate, Dithionite), que realiza um ataque químico aos óxidos de ferro cristalizados ou amorfos (MEHRA;JACKSON, 1960).

Dois gramas de cada amostra foram submetidas ao procedimento padrão do laboratório “*Protocole d’extration du Fer*” (Figura 4.4) e depois pesadas para avaliar a quantidade de material ferruginoso (cristalizados e amorfos) retirado (Figura 4.5 e Tabela 4.3). Nesse processo o Ferro é inicialmente reduzido pela Dithionite de Sódio ($\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$), permitindo sua solubilização e a liberação das partículas de argila. Em seguida o ferro é complexado pelo Tricitrate de Sódio bihidratado ($\text{Na}_3\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), que resulta na sua extração. O Bicarbonate de Sódio (NaHCO_3) tampona o pH da solução, otimizando a reação. A manipulação é realizada com 80 ml da solução de citrate (88 g/L), à qual é ajuntado 10 ml de bicarbonate (84 g/L) e 2 g de dithionite em pó. Essa solução é agitada e colocada em banho-maria à 80° por cerca de uma hora, o que permite ativar a reação. A solução então é centrifugada para recuperar a amostra tratada. Essa operação deve ser repetida até que a fração líquida esteja límpida. Após a extração do ferro, a amostra deve ser lavada com água destilada, repetindo-se a centrifugação. Em seguida à essas etapas as amostras são colocadas para secar em estufa a 105° C por um dia.

Figura 4.4 – Protocolo de extração do Ferro pelo método CBD (IMPMC / UPMC).

PROTOCOLE D'EXTRATION DU FER
Méthode 'CBD'
Citrate Bicarbonate Dithionite (Mehra-Jackson)

1. Principe

Attaque chimique des oxydes de fer accessibles (cristallisés & amorphes). Réduction du fer par le dithionite, complexation par le citrate, tampon par le bicarbonate.

2. Réactifs

Tricitrate de sodium dihydraté : $\text{Na}_3\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Bicarbonate de sodium: NaHCO_3

Dithionite de sodium: $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$

3. Solution CB

Dissoudre 78,42g de tricitrate de sodium $2\text{H}_2\text{O}$ + 9,34g de bicarbonate de sodium dans un litre.

4. Extraction

- Placer moins de 2g de sédiment dans un pot de centrifugation de 100ml
- Ajouter 50ml de réactif CB + agitateur
- Porter à 80°C au bain-marie
- Après 15 minutes, ajouter 1g de dithionite de sodium et laisser au bain marie 50 minutes sous agitation
- Centrifuger 10 minutes à 5000 tpm (éventuellement filtrer le surnageant pour analyses ultérieures, dans fiole 200ml)
- Laver le culot de centrifugation 30 minutes avec H_2O déminéralisée ; éventuellement faire flocculer les fines avec NaCl 0,6 N ou 25 ml de CB.
- Centrifuger (éventuellement filtrer le surnageant dans même fiole 200ml)
- Eventuellement ajuster fioles à 200ml avec H_2O déminéralisée

5. Commentaires

Plusieurs extractions successives peuvent être nécessaires. Idéalement l'extraction est accompagnée d'un contrôle de Fe, Si, Al des solutions surnageantes ou d'une analyse de l'échantillon solide. Une attaque faible de certains silicates porteurs de fer (ex nontronites) est possible.

6. Références

Jeanroy E (1983) Diagnostic des formes du fer dans les pédogénèses tempérées. Evaluation par les réactifs chimiques d'extraction et apports de la spectrométrie Mossbauer. Thèse d'Université, Nancy I, 168p.

Mehra O.P., Jackson M.L. (1960) Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. In: Clays and Clay Minerals, Swineford A (Ed), Pergamon Press, London. 317-327
 Borggaard O.K. (1988) Phase identification by selective dissolution techniques. In: Iron in soils and clay minerals, Stucki et al (Eds), NATO ASI Series, Series C p. 83-98.

Fonte: ALLARD, 1994.

Figura 4.5 - Equipamentos utilizados: balança de precisão e banho-maria para oxirredução do Fe.

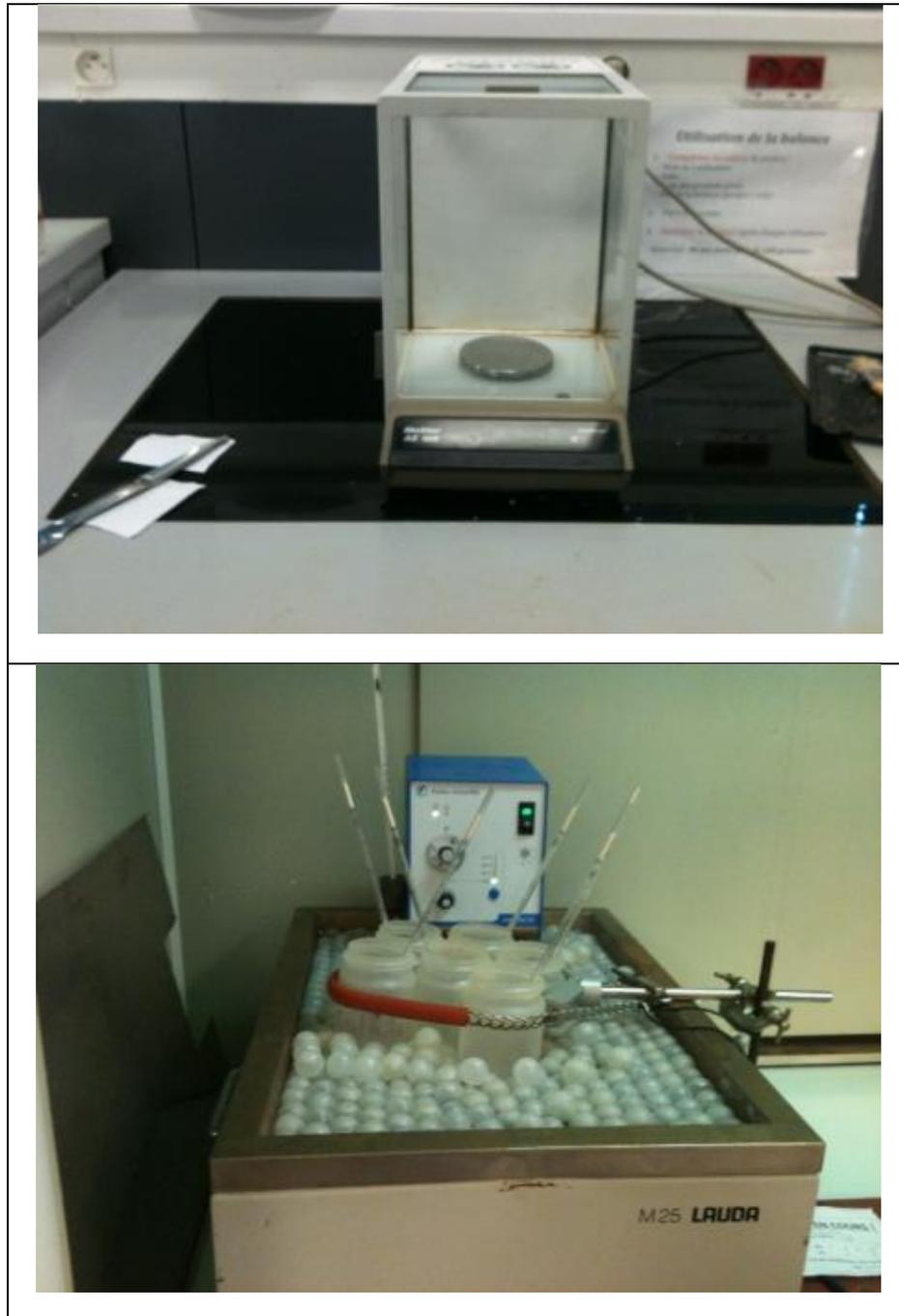


Tabela 4.3 - Resultado da retirada do Fe.

AMOSTRA	PESO	PESO após CBD	Perda
P1-350	2,04	1,64	0,4
P1-430	2,051	1,85	0,201
P1-530	2,064	1,91	0,154
P1-550	2,0905	2,04	0,0505
P1-620	2,0408	1,73	0,3108
P1-690	2,0127	1,95	0,0627
P1-760	2,0603	1,9783	0,082
P2-530	2,0139	1,8953	0,1186
P2-620	2,04	1,903	0,137
P2-660	2,0447	1,9827	0,062
P2-900	2,044	1,9745	0,0695
P3-110	2,072	1,9615	0,1105
P3-210	2,0387	1,8371	0,2016
P3-340	2,0584	2,0097	0,0487
P3-410	2,0332	1,9005	0,1327
P3-465	2,0569	1,9715	0,0854
P4-350	2,0436	1,8486	0,195
P4-700	2,0677	2,0244	0,0433
P4-1000	2,0553	2,0312	0,0241
P4-1700	2,0673	2,0986	-0,0313
P3-300	2,0494	1,8492	0,2002
P3-380	2,0702	1,8952	0,175
P3-381	2,067	1,844	0,223

➤ Separação granulométrica

Depois da retirada da matéria orgânica e da deferrificação, as amostras foram submetidas ao processo de separação granulométrica da fração argila. A técnica utilizada foi por meio de aplicação da Lei de Stokes.

A lei de Stokes, segundo Aranha (2007), descreve a sedimentação de uma partícula sob o efeito da força resultante do balanço entre a força da gravidade e a força viscosa. O balanço destas forças define a velocidade terminal de sedimentação:

$$VT = g(d_p - d_l)D^2 / 18\eta$$

Considerando que $VT=h/t$, obtém-se:

$$t = 18 \eta h / g(d_p - d_l)D^2 =$$

onde: t- tempo de sedimentação (s); η - viscosidade do líquido; h- altura de sedimentação (cm); g- aceleração da gravidade (cm/s^2); d_p - densidade da partícula, d_l - densidade do líquido e D- diâmetro da partícula (cm).

Optou-se por separar a fração granulométrica menor que 5 μm , visando englobar partículas das frações argila e silte fino, considerando que dentro dessa granulometria existia a possibilidade de se encontrar caulinitas detríticas e caulinitas neoformadas. Essa técnica permite eliminar o quartzo, que atua como diluente para a caulinita.

O procedimento adotado utilizou uma proveta graduada com de 30 cm de altura, onde a amostra foi diluída em água destilada, que a uma temperatura de 20°C possui viscosidade de $1,002 \cdot 10^{-3} \text{Pa/s}$. A solução foi agitada para dispersão das partículas e deixada precipitar por um período de 2h43min, compatível com o tempo gasto para uma partícula menor que 5 μm cair pelo tubo até 20 cm (Tabela 4.4).

Por meio do uso de pipeta, recupera-se a solução até a altura de 20 cm, que deve ser centrifugada para separação de líquidos e sólidos (Figura 4.6). O volume restante na garrafa deve ser diluído novamente para reiniciar o processo até que a solução fique totalmente clara após o período de sedimentação. Depois de secagem em estufa, as amostras foram colocadas em pequenas caixas identificadas, separando o material com partículas menores e maiores que 5 μm . Apenas 18 amostras apresentaram frações menores que 5 μm .

Tabela 4.4 - Tabela para cálculo do tempo de queda para separação de partículas inferiores à 5 μm .

		STOCKES	$v=2gr^2(d_{part}-d_{liqu})/(9\text{visc})$				
colonne							
g (cm/s ²)	diamètre (μm)	d liqu. (g/cm ³)	d part (g/cm ³)	viscosité (poises)			
981	5	1	2,6	0,009548			
Vitesse (cm/s)	vitesse (cm/h)	chute (cm)	temps chute (h)	temps (min)			
0,002283201	8,22	20	2,43	145,9938838			
T (°C)	visc. eau (p)	T (°C)	visc. eau (p)	T (°C)	visc. eau (p)	T (°C)	visc. eau (p)
0	0,01787	8	0,01386	16	0,01109	24	0,009111
1	0,01728	9	0,01346	17	0,01081	26	0,008705
2	0,01671	10	0,01307	18	0,01053	27	0,008513
3	0,01618	11	0,01271	19	0,01027	28	0,008327
4	0,01567	12	0,01235	20	0,01002	29	0,008148
5	0,01519	13	0,01202	21	0,009779	30	0,007975
6	0,01472	14	0,01169	22	0,009548		
7	0,01428	15	0,01139	23	0,009325		

Figura 4.6 - Centrífuga utilizada na separação das frações argilosas e frascos de amostras



4.3.2.1 Difração de Raio X

A difratometria de Raios-X corresponde a uma das principais técnicas de caracterização de materiais cristalinos. Os planos de difração e suas respectivas distâncias interplanares, são características específicas e únicas de cada substância cristalina, da mesma forma que o padrão difratométrico por ela gerado corresponde a uma impressão digital (NUFFIELD, 1966).

A Difração de Raio X segue a Lei de Bragg, definida pela equação: $2d\sin\theta = n\lambda$, onde d é a distância interreticular, que corresponde a distância entre dois planos cristalinos, θ representa a metade do ângulo da radiação incidente, n é o grau de reflexão e λ é o comprimento de onda dos raios X. Ou seja, em função do ângulo da radiação incidente, é possível alcançar planos cristalinos diferentes que apresentam uma intensidade mais ou menos forte dependendo dos parâmetros da estrutura e da composição do composto mineral analisado.

Com objetivo de identificar os minerais presentes na fração inferior a 5 μ , as 18 amostras com partículas inferiores a 5 μ m foram dispostas em pastilhas de Silício e submetidas à difratometria de raio X, no laboratório do IMPMC / UPMC, no equipamento Diffractogrametre X'Pert PRO PANalytical com processo de aquisição em Cobalto (Co:40kV) (Figura 4.7).

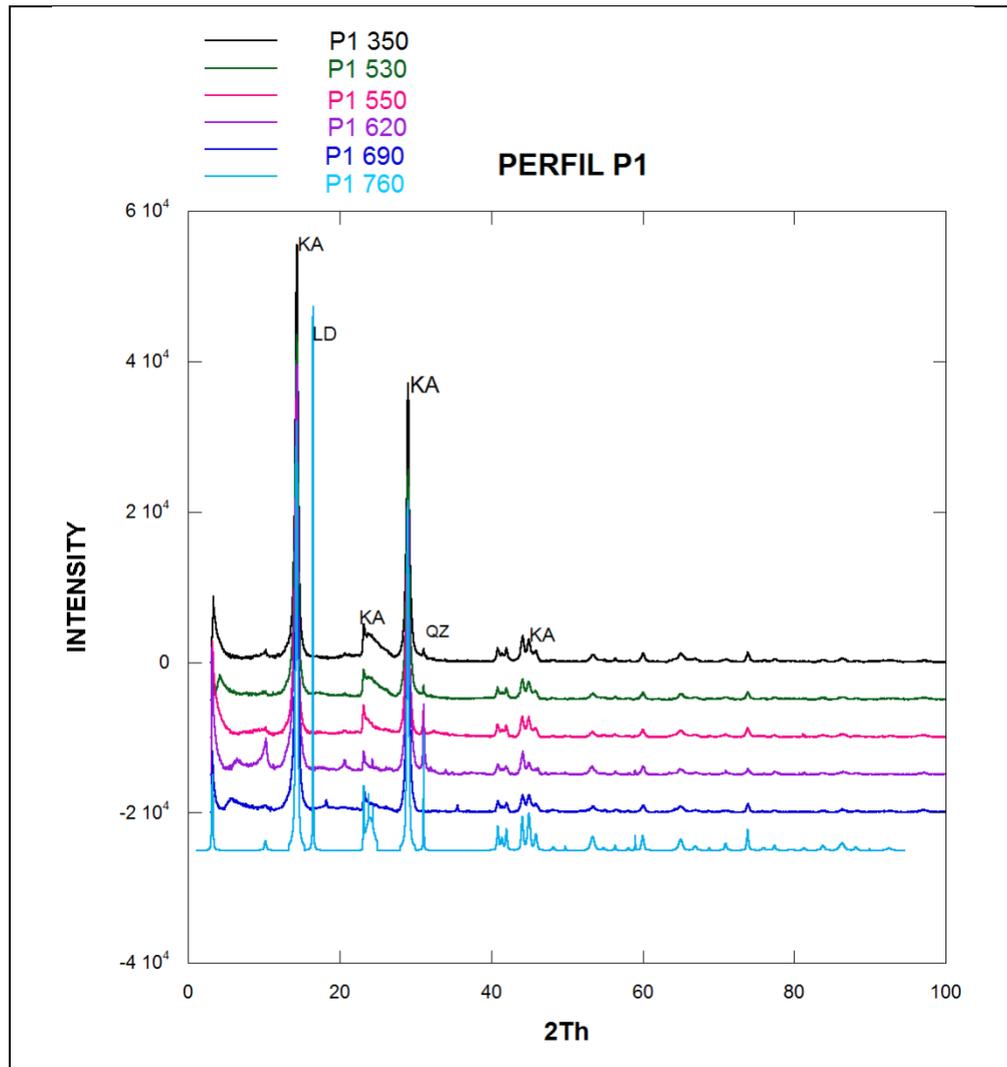
Através dos programas 'X'Pert HighScore Plus' e 'KaleidaGraph Plot' foi realizado o tratamento dos difratogramas, identificando-se os picos e os minerais associados.

Um exemplo de tratamento de difratogramas, pode ser visto na Figura 4.8, que apresenta os difratogramas das amostras do Perfil 1, do topo para a base, mostrando o enriquecimento em quartzo em direção à base do perfil, bem como a presença de mineral ferruginoso bem cristalizado (lepidocrocita).

Figura 4.7- Difratorômetro de RX, porta-amostras e pastilhas de silício.



Figura 4.8 - Difratoogramas de Raio X das amostras do Perfil 1.



4.3.2.1 Espectroscopia de Infravermelho

A espectroscopia de infravermelho estuda a interação da radiação eletromagnética com a matéria, sendo um dos seus principais objetivos a avaliação dos níveis de energia de átomos ou moléculas. O espectro infravermelho de um composto químico é considerado uma de suas propriedades físico-químicas mais características e, por conta disto, a espectroscopia na região do infravermelho tem extensa aplicação na identificação dos compostos (COATES, 2000).

Na faixa do Infravermelho Médio (MIR) a energia eletromagnética é capaz de provocar vibrações moleculares (CALAS;HAWTHORNE, 1988). Essas vibrações podem ser no mesmo eixo das ligações moleculares (alongamentos) ou perpendiculares ao eixo das ligações (rotações, torsões, translações, balanceamentos, cisalhamentos) (PANSU;GAUTHEYROU, 2003). Quando a frequência de vibração molecular coincide com a frequência da radiação

eletromagnética ocorre a absorção de parte da energia, que é registrada na forma de um pico naquela frequência.

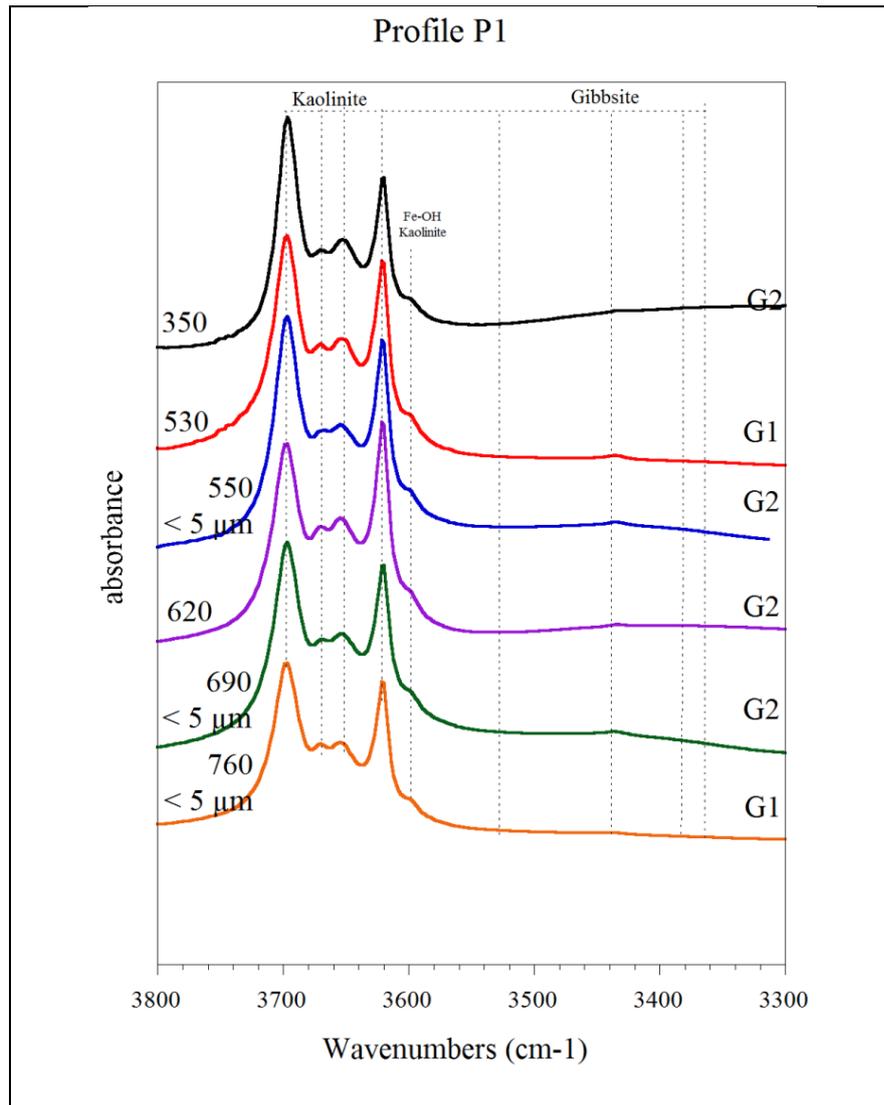
Os espectros na faixa do IR permitem a identificação dos minerais das fases finamente divididas, incluindo seus constituintes menores, dificilmente acessíveis por difração de raios-X. Além disso, fornecem também informações sobre a estrutura, sobre a natureza e o grau das substituições isomórficas, sobre o grau de cristalinidade e sobre propriedades morfológicas dos cristais (FARMER, 1974; RUSSELL; FRASER, 1994; BALAN et al., 2006). Propriedades das caulinitas são obtidas na faixa do espectro correspondente às deformações por alongamento das ligações OH, isto é, entre 3400 e 3700 cm^{-1} , apresentando quatro bandas principais de absorção, relacionadas com a vibração de dois grupos de OH (FARMER, 1964; RUSSELL; FRASER, 1994; BALAN et al., 2005; BALAN et al., 2006).

A espectroscopia de Infravermelho foi realizada nos laboratórios do IMPMC/UMPC, utilizando um espectrômetro Nicolet Magna 67000 FT-IR (Figura 4.9). O objetivo almejado com a espectroscopia de Infravermelho (Figura 4.10) foi melhor caracterizar as caulinitas, detectando a substituição do Al pelo Fe na estrutura das caulinitas, o que permite identificar populações de caulinitas com base na sua cristalinidade e permite ainda identificar a presença do mineral gibbissita (DELUCA;SLAUGHTER, 1985; SCHROEDER, 2002).

Figura 4.9 - espectrômetro Nicolet Magna 67000 FT-IR



Figura 4.3– Espectograma de Infravermelho do Perfil 1



4.3.2.4 Espectroscopia de Ressonância Paramagnética Eletrônica – RPE

A ressonância paramagnética eletrônica é uma técnica que opera no domínio das hiperfrequências (Gigahertz) ou microondas. Essa técnica tem sua aplicação em espécies paramagnéticas que possuem elétrons desemparelhados, sendo adaptada para íons de elementos de transição (Fe^{3+} , Mn^{2+} , V^{4+} , Cr^{3+} ...), terras raras, radicais livres orgânicos ou pontos de defeitos dentro dos minerais (ex: defeitos de radiação).

Segundo Balan et al. (2001) todas as amostras de caulinitas, por ele analisadas, apresentam defeitos induzidos por radiação paramagnética natural. Os centros de defeitos no átomo de oxigênio das caulinitas podem ser diferenciados na sua assinatura espectral e esses centros de radiação apresentam uma meia-vida de aproximadamente 10^{12} anos em temperatura ambiente, sendo estáveis ao longo dos períodos geológicos na superfície da Terra. Dessa forma, os centros de defeito

induzidos pela radiação (RID) podem ser associados à dose de radiação recebida pela caulinita desde a sua formação, assim como à transferência de radionuclídeos de vida curta e à idade da caulinita (ALLARD, 1994).

No RPE mede-se a absorção a uma determinada frequência em função de um campo magnético estático H_0 . Sob esse campo magnético, há elevação da degenerescência do nível energético do spin eletrônico (efeito Zeeman) e as transições são efetuadas por aplicação de microondas. A aparelhagem do RPE possui quatro grandes partes: (i) uma fonte de emissão de microondas em GHz; (ii) o eletroímã produtor do campo magnético H_0 , que é estático, homogêneo e pode variar de alguns Gauss a milhares de Gauss; (iii) acoplado ao eletroímã, tem-se um sistema de modulação que emite um campo oscilante H_1 , que realiza a primeira derivação da curva de absorção; (iv) a última parte do dispositivo é o sistema de aquisição do sinal (XAVIER, 2014).

As 18 amostras analisadas em Raios-X também foram submetidas à ressonância paramagnética eletrônica, no laboratório do IMPMC / UPMC, com o equipamento BRUKER EMX Spectrometer (X-band bridge 9.1 – 9.9 GHz) e os dados foram tratados com o WIN –EPR *Acquisition Software*.

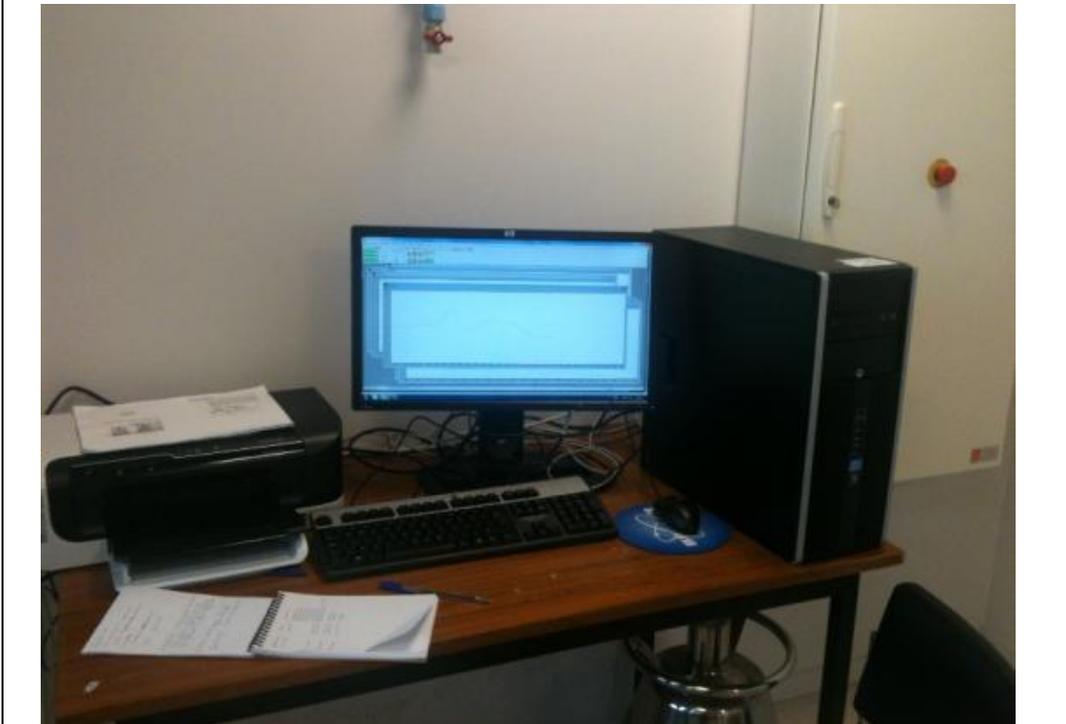
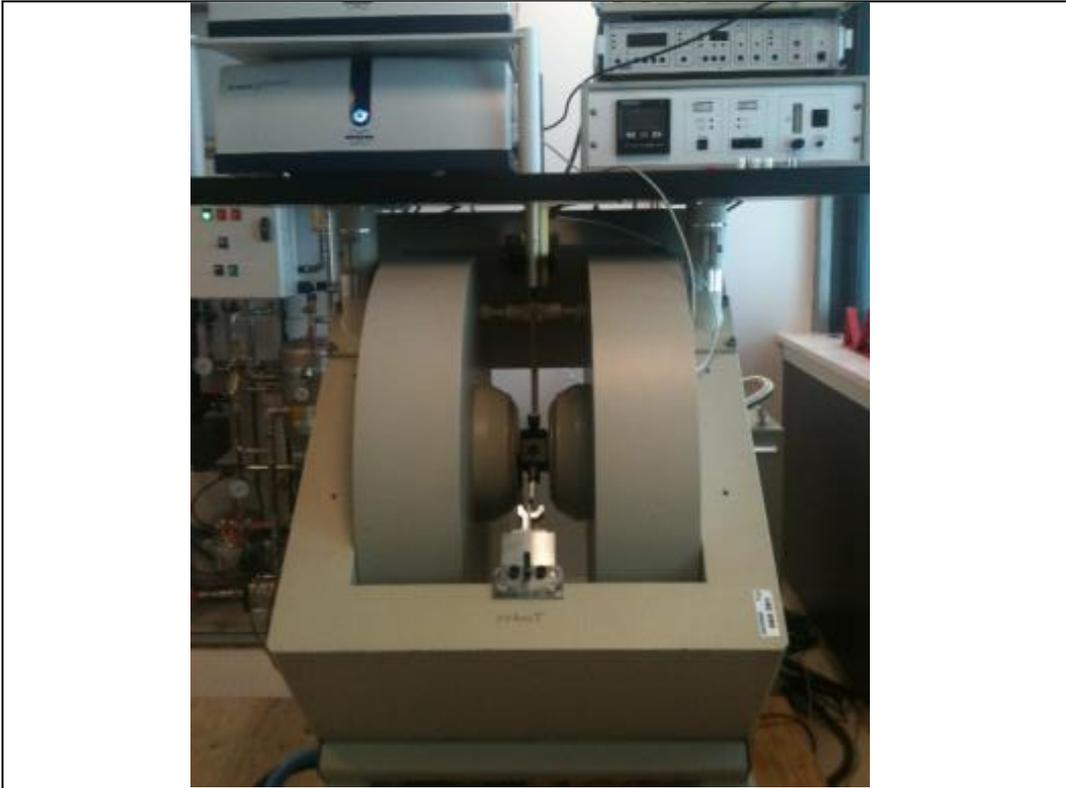
As amostras foram colocadas em tubos de vidro, específicos para o equipamento, pesadas e sua altura no tubo foi medida (Tabela 4.5). Os espectrogramas foram tratados no programa KaleidaGraph 4.0. As Figuras 4.11 e 4.12 mostram o processo de preparação das amostras e os equipamentos utilizados. A Figura 4.13 apresenta um exemplo do espectrograma do RPE para o Perfil 1. Esses espectrogramas foram normalizados com relação à altura e o peso da amostra no tubo e quanto o ganho (*gain*) do equipamento utilizado na aquisição dos espectros. Foi feita, ainda, uma correção necessária em função das características da cavidade de amostras do equipamento RPE (l/m) (Tabela 4.5).

Amostra	Altura mm	Peso mg	gain t	gain d	l/m
P1 350	15	23,6	2000	5060	168637.5
P1 530	15	36,5	2000	5060	168637.5
P1 550	10	25,5	2000	5060	259126.0
P1 620	17	34,2	2000	5060	148072.0
P1 690	17	46	2000	5060	148072.0
P1 760	16	58,2	2000	5060	160411.3
P2 530	15	38,8	2000	5060	168637.5
P2 620	9	17,7	2000	5060	292030.8
P2 660	15	38,5	2000	5060	168637.5
P2 900	17	34,2	2000	5060	148072.0
P3 210	15	50,4	2000	5060	168637.5
P3 340	2	4,6	2000	5060	691002.6
P3 410	3	4,1	2000	5060	933676.1
P3 465	15	47,7	2000	5060	168637.5
P4 350	16	51,4	2000	5060	160411.3
P4 700	16	55	2000	5060	160411.3
P4 1000	16	33,7	2000	5060	160411.3
P4 1700	15	22,1	2000	5060	168637.5

Figura 4.11 - Preenchimento de tubos com amostras, pesagem e medição.



Figura 4.4 - RPE e WIN –EPR Acquisition Software.



Em seguida, foram realizados os cálculos para os índices de Cristalinidade e de Defeitos de cada amostra.

O Índice de Cristalinidade E (ALLARD, 1994) (aqui denominado IC) fornece uma ideia da desordem cristalina do argilomineral. Esse índice é baseado na influência, na cristalinidade das caulinitas, da presença Fe^{3+} na estrutura desses minerais, substituindo o Al^{3+} nos octaedros. A largura dos picos na região do espectro RPE onde se manifesta a presença do Fe^{3+} é sensível a imperfeições no cristal e pode, assim, ser usada para indicar uma tipologia das caulinitas (ALLARD, 1994). Ele é determinado pela relação L/D, indicada na Figura 4.14. Esse índice permite, portanto, distinguir diferentes populações de caulinitas, ou seja, caulinitas formadas em diferentes condições.

O índice de Defeitos (ID) indica a concentração de defeitos produzidos pela radioatividade na estrutura das caulinitas. Embora defeitos na estrutura cristalina das caulinitas sejam causados pelas substituições por Fe^{3+} nos octaedros, experimentos realizados por Angel (1974) demonstraram que o espectro RPE de uma caulinita sintética dopada com Fe^{3+} apresenta intensificação de picos em região ($g=4$) diferente daquela encontrada para caulinitas sintéticas submetidas a doses artificiais de radiação X ($g=2$). **Uma grande concentração de defeitos se deve a um longo tempo de exposição ou a doses elevadas de radiação.**

Figura 4.5- Espectograma de RPE do Perfil 1 e detalhe da zona onde se manifestam os RIDs.

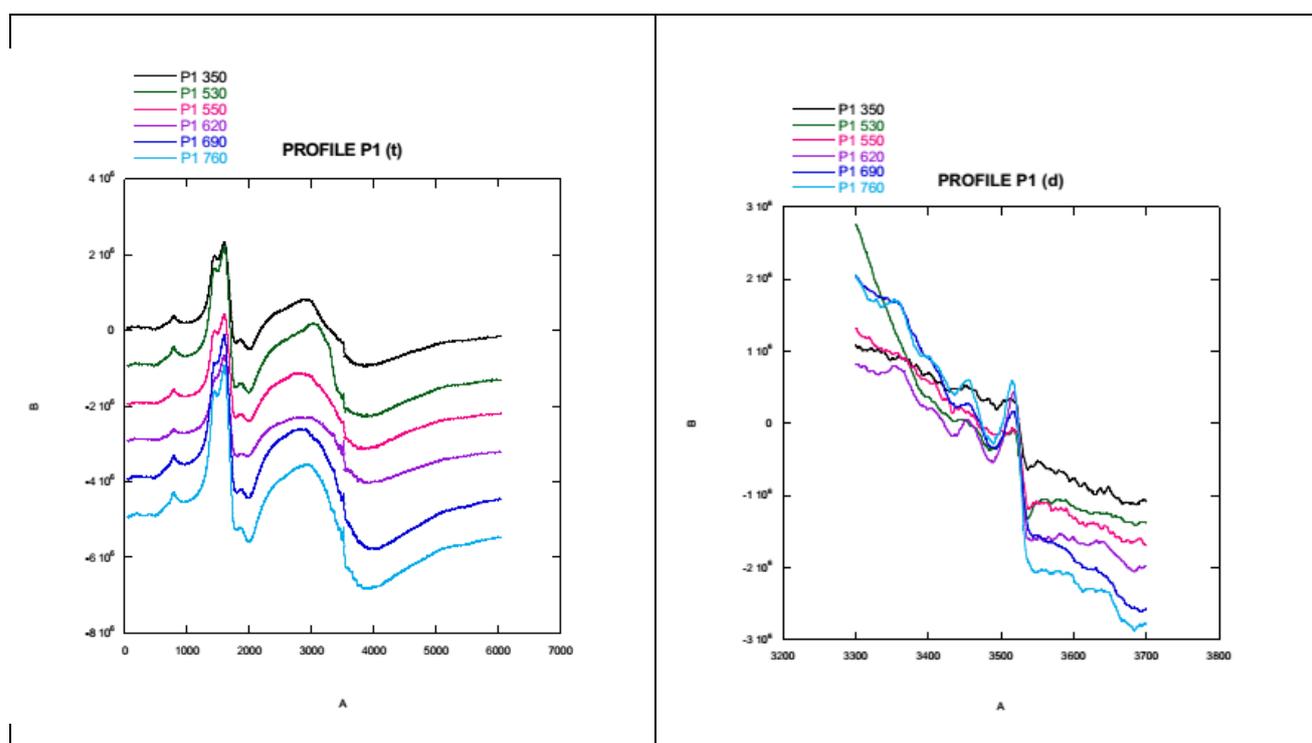
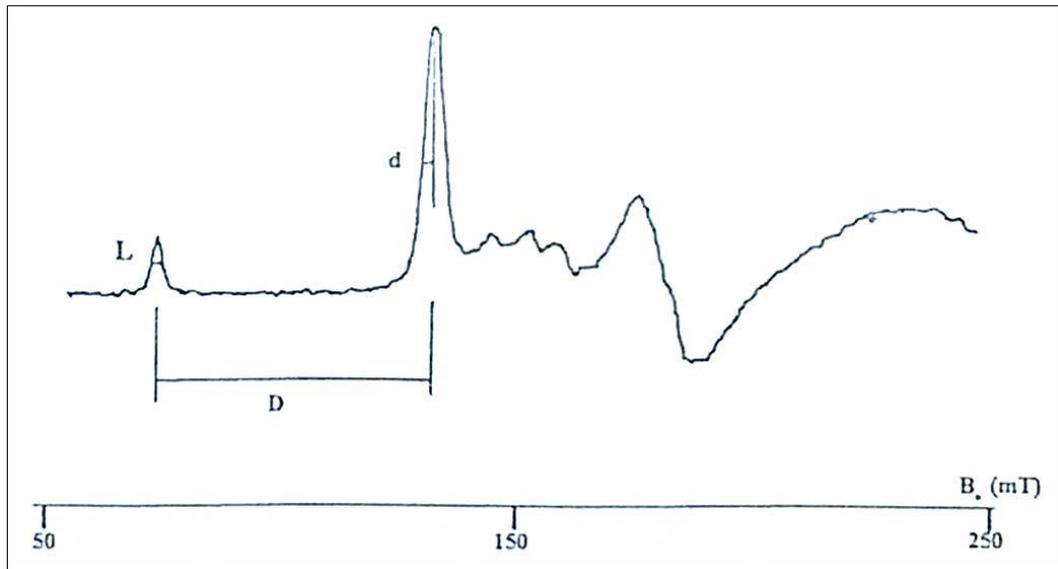


Figura 4.6- Cálculo do Índice de cristalinidade das caulinitas E
(aqui denominado IC) = L/D



Fonte: (ALLARD, 1994).

4.3.2.5 Datação das argilas

Os defeitos produzidos pela radiação na estrutura da caulinita se acumulam com o passar do tempo. As radiações correspondem às partículas α (núcleos de Hélio) e β (elétrons) e aos raios γ . Essas emissões são essencialmente produzidas pelas cadeias de desintegração do Urânio 238, do Tório 232 e pelo Potássio 40 (AITKEN, 1985). Em menor extensão, os raios cósmicos assimilados aos raios γ podem também produzir defeitos, se as outras fontes estão pouco representadas (ALLARD; MULLER, 1998).

Na caulinita são conhecidos quatro defeitos induzidos pela radiação: os centros A, A', B e H (Figura 4.15).

O centro H é estável apenas em baixas temperaturas e corresponde ao vazio eletrônico sobre os átomos de oxigênio da estrutura (ANGEL; JONES; HALL, 1974; CLOZEL; ALLARD; MULLER, 1994).

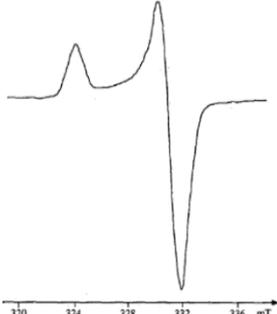
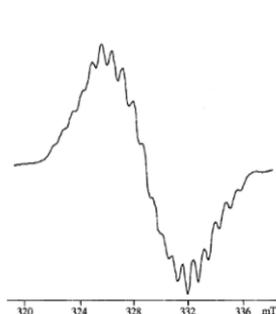
O centro A é estável na escala do tempo geológico e é utilizado para a datação das caulinitas. O modelo do Centro A proposto por Angel et al (1974) se baseia na proximidade de uma substituição de Al^{3+} por um íon divalente tal como Mg^{+2} . Nesse caso, a irradiação atrai um elétron para um oxigênio vizinho e restaura o equilíbrio das cargas locais. O elétron desemparelhado permanece dentro de uma ligação entre um oxigênio e o silício. No espectro do RPE (Figura 4.13), a banda X

(9,4 GHz) mostra uma simetria axial e a banda Q (34 GHz) indica uma simetria ortorrômbica (ANGEL; JONES; HALL, 1974, CLOZEL; ALLARD; MULLER, 1994).

O centro de A' assemelha-se ao centro A, mas é orientado perpendicularmente e possui uma estabilidade mais baixa, da ordem de 1000 anos. Ele é preferencialmente produzido por núcleos de recuo (CLOZEL; ALLARD; MULLER, 1994).

O centro B está associado a dois átomos de alumínio descritos para a estrutura hiperfina e visíveis em diferentes frequências de medição. É instável a temperaturas ambientes, com uma meia-vida estimada em cerca de 100 anos. No entanto, é o mais sensível à irradiação.

Figura 4.7- Característica dos defeitos na caulinita

	Centre A	Centre A'	Centre B
Spectre RPE (bande X)			
Nature	$\text{Si-O}^\square \perp(ab)$	$\text{Si-O}^\square \parallel(ab)$	$\text{Al-O}^\square\text{-Al}$
Stabilité (ans)	10^{12}	10^3	$10\text{-}10^2$

Fonte: (CALAS et al, 2004).

A originalidade da metodologia de datação das caulinitas baseia-se na **dosimetria**, que consiste em determinar a **relação entre a concentração de centros de radiação e a dose de radiação**. A dosimetria é efetuada com a ajuda de irradiações artificiais (realizadas no acelerador ARAMIS, Orsay - França) simulando a ação das radiações α naturais e observando sua influência na desordem cristalina das caulinitas (ALLARD, 1994).

A dosimetria consiste em estabelecer uma função, por via experimental, entre o aumento da população de centros de irradiação dentro do mineral e a dose

acumulada de radiação, conduzindo à determinação da **paleodose** ou **dose total acumulada pelo mineral em seu passado**, que permite o cálculo da idade da amostra (ALLARD, 1994).

Esse método produz uma datação absoluta a partir das seguintes etapas:

- a medição da concentração de defeitos da caulinita por RPE;
- a determinação da paleodose (dose de radiação recebida pela caulinita após a sua formação) com base nas radiações artificiais (íons de Hélio simulando partícula α) que mostram uma curva ascendente do tipo:

$$[C] = [Cs] \langle 1 - e^{-\lambda(D+P)} \rangle$$

Onde **C** é a concentração de defeitos, **Cs** é a concentração em condições de saturação, λ é um termo de eficácia exponencial, **D** é a dose artificial de irradiação e **P** é a paleodose.

A determinação da taxa de produção de defeitos com relação à intensidade da radiação (**Débito de dose ou Taxa de dose**) que afetou a amostra se dá por meio de cálculo (a partir da concentração de radioelementos e das taxas unitárias determinadas por AITKEN, 1985) ou por medição (por espectroscopia alpha). Nesse estudo, utilizou-se o cálculo com base nas taxas unitárias de Aikten (1985).

Tendo a Paleodose e o Débito de Dose determinados, o cálculo da idade segue a seguinte relação:

$$Idade = \frac{paleodose}{taxa\ de\ dose}$$

Quatro amostras foram submetidas ao processo de irradiação (Tabela 4.6).

Tabela 4.6 - Amostras selecionadas para irradiação e datação.

Perfil 1 - Sumaúma	P1-350, P1-620, P1 760
Perfil 2 - Tabocal	P2-530

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AITKEN, M. J. **Thermoluminescenc dating**. London: Academic Press, 1985. p.359.

ALLARD, T. **La Kaolinite: Um dosimeter des rayonnements naturels. Application au traçage de migrations anciennes de radioéléments dans la geosphere**. 1994. [s.p.]These (docteur - Spécialité Géochimie Fondamentale) - Université du Paris VII, Paris, 1994.

ALLARD, T.; NASCIMENTO, N. R. **Datação de Caulinitas de Formações Lateríticas na Bacia do Alto Rio Negro**, Amazônia – Brasil. [s.l.]:CAPES-COFECUB, 2012.

ALLARD, T.; MULLER, J. P. Kaolinite as an in situ dosimeter for past radionuclide migration at the Earth's surface. Applied. **Geochemistry**. v.13, n.6, 1998, p.751–765.

ANGEL, B. R.; JONES, J. P. E.; HALL, P. L. Electron spin resonance studies of doped synthetic kaolinite I. **Clay Minerals**, v.10, 1974, p. 247-255.

ARANHA, I. B. **Preparação, caracterização e propriedades de argilas organofílicas**. Rio de Janeiro. 2007. 157p. Tese (Doutorado em Química) - Instituto de Química, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Rio de Janeiro, 2007.

BALAN E. et al. Formation and evolution of lateritic profiles in the middle Amazon basin: Insights from radiation-induced defects in kaolinite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, n.69, 2005, p.2193-2204.

BALAN, E. First-principles study of OH-stretching modes of gibbsite. **American mineralogist**, n.91, 2006, p.115-119.

BALAN, E. et al. First-principles modeling of the infra-red spectrum of kaolinite. **Am. Mineral**, n.86, 2001, p.1321-1330.

BALAN, E. et al. Low-temperature infrared spectroscopic study of OH-stretching models in kaolinite and dickite. **Am.Mineral**, n.95, 2010, p.1257-1266.

BALAN, E. et al. Spectroscopic investigation and theoretical modelling of kaolinite-group minerals and other low-temperature phases. **C.R. Geoscience**, n.343. 2011, p.177-187.

BECKER, C. R. **Estratigrafia de sequências aplicada ao permocarbonífero da bacia do Solimões, norte do Brasil**. 1997. 363f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

BEZERRA, Pedro Edson Leal. **Compartimentação morfotectônica do interflúvio Solimões-Negro**. 2003. 333 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-Graduação em

Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. p. 41-59.

BEZERRA, P. E. L. Et al. Estruturação Neotectônica da Folha SA.20-Manaus. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus. **Bol. de Res. Expandidos**. Manaus, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, 1999. p. 288-291.

BEUSELINCK, L. et al. Grain-size analysis by laser diffractometry: comparison with the sieve-pipette method. **Catena**, n.32, 1998, p.193-208.

BOULET, R.; CHAUVEL, A. ; LUCAS, Y. Les systèmes de transformation en pédologie. In: **LIVRE** Jubilaire du Cinquantenaire de Association Française pour l'Étude du Sol. Paris: AFES, 1984. p.167-179.

BUENO, G. T. **Appauvrissement et podzolisation des latérites du bassin du Rio Negro et gèneses des Podzols dans le haut bassin amazonien**. 2009. 191p. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Estadual de Rio Claro, Rio Claro, 2009.

BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha NA.20 Boa Vista e parte das folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21**: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação, Uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1975. v.8. 409 p. il. + mapas. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).

CALAS, G. et al. Radiation-induced Defects in Nonradioactive Natural Minerals: Mineralogical and Environmental Significance. **Materials research society proceedings**, v.792, 2004, p. 81-92.

CALAS, G.; HAWTHORNE, F. C. Introduction to spectroscopic methods. IN: RIBBE, P. H. (Ed.). **Spectroscopic Methods in Mineralogy and Geology**. [s.l.]:Mineralogical Society of America, 1988, p. 1-9.

CAMPBELL, K.E. JR.; FRAILEY, C.D.; ROMERO-PITTMAN, L. The Pan-Amazonian Ucayali Peneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, n.239, 2006, p.166-219.

CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil**. 1984. 586 f. Tese (Doutorado em Geologia) – University of California, Santa Barbara, USA, 1984.

CLOZEL, B.; ALLARD, T.; MULLER, J. P. Nature and stability of radiation induced defects in natural kaolinites: New results and a reappraisal of published works. **Clays and clay minerals**, v.46, 1994, p. 657–666.

COATES J. Interpretation of Infrared Spectra, A Practical Approach. In.: MEYERS R.A. (Ed.) **Encyclopedia of Analytical Chemistry**. Chichester:John Wiley & Sons Ltd, 2000. p.10815–10837

COSTA, R.C.R.; NATALI FILHO; T.; OLIVEIRA, A. A. B. Geomorfologia. In.: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.20 Manaus. Rio de Janeiro, 1978. v.18. p.165-244 (Levantamento de Recursos Naturais, 18).

CULLERS, R. L. The chemical signature of source rocks in size fractions of Holocene stream sediment derived from metamorphic rocks in the Wet Mountains region, USA. **Chem. Geol.**, n.113, 1994, p.327– 343.

CULLERS, R. L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO., USA. **Chemical Geology**, n.191, 2002, p.305– 327

DANTAS, M. E.;MAIA, M. A. M. Compartimentação Geomorfológica. In: Maia, M. A. M. e Marmos, J. L. **Geodiversidade do estado do Amazonas**. Manaus: CPRM. 2010. 275 p.

DELUCA, S.; SLAUGHTER, M. Existence of multiple kaolinite phases and their relationship to disorder in kaolin minerals. **American Mineralogist**, v.70, p.149-158, 1985.

DUBROEUCQ, D.; VOLKOFF, B.; PEDRO, G. La couverture pédologique du Bouclier du Nord de l'Amazonie (bassin du Haut Rio Negro). Séquence évolutive des sols et son rôle dans l'aplanissement généralisé des zones tropicales perhumides. **C. R. Acad. Sci. Paris**, t.312, Série II, 1991. p. 663-671.

DUBROEUCQ, D.; VOLKOFF, B. From Oxisols to Spodosols and Histosols: evolution of the soil mantles in the Rio Negro basin (Amazonia). **Catena**, 32, 1998, p. 245-280.

DUBROEUCQ, D.; VOLKOFF, B. Les couvertures pédologiques à Podzols du Bassin du Haut Rio Negro. **Étude et Gestion des Sols**, v. 6, 1999, p. 131-153.

EIRAS, J. F. et al. Bacia do Solimões. **Bol. Geoc. Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.8, n.1, 1994, 17-45.

EIRAS, J. F.. Cenário geológico das bacias sedimentares do Brasil. In: Projeto Multimin Tecnologia. Apostila sobre prospecção e desenvolvimento de campos de petróleo e gás (Schlumberger) – Segunda parte: Tectônica, sedimentação e sistemas petrolíferos da bacia Solimões, estado do Amazonas. 2005. Acessado em Disponível em: <<http://acd.ufrj.br/multimin/mmp/textos/index.htm>>.

FARMER, V. C. The infrares spectra of minerals. **Mineralogical Society**, London, 1974.

FOLK, R. L. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin, Texas: Hemphill Publishing Company, 1980.

FRANÇA S.C.A.;COUTO, H.J.B. Análise Microgranulométrica – Malvern e Sedigraph. Comunicação Técnica elaborada para o Livro Tratamento de Minérios: Práticas Laboratoriais Rio de Janeiro, 2007.p. 101-122 .

FRITSCH, E. et al. Deciphering the weathering processes using environmental mineralogy and geochemistry: Towards an integrated model of laterite and podzol genesis in the upper amazon basin. **Comptes rendus de geosciences**, v.343, 2011, p.188-198.

GUIMARÃES, F. S. **Ecologia e dinâmica vegetal quaternária no contato entre campinarana e campina sobre espodossolos - bacia do Rio Demini-AM**. 2014.142p Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais/PUC, Belo Horizonte, 2014.

HOORN, C. et al. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. **Science**, n.330, 2010, p.927-931.

IBGE. **Mapa de solos do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE/EMBRAPA. 2001. 1 mapa colorido, 107x100cm na escala 1: 5.000.000.

LATRUBESSE, E. et al. A Formação Solimões: uma formação do Mio-Plioceno da Amazônia sul-ocidental. In: **Simpósio de Geologia da Amazônia**, 4, 1994. Boletim de Resumos Expandidos... Belém:SGB -Núcleo Norte, 1994. p.204-205.

LATRUBESSE, E. et al. The Late Miocene paleogeography of the Amazon basin and the evolution of the Amazon River. **Earth Science Reviews**, 2010, p. 9-124.

LUCAS Y. et al. Genèse et fonctionnement des sols en milieu équatorial. **C. R. Acad. Sci. Paris**, n.322, p.1–16, 1996.

MAIA, R. G. et al. **Projeto carvão no Alto Amazonas**. Final report. Rio de Janeiro CPRM, 1977.

MAIA, Maria Adelaide Mansini; MARMOS, José Luiz. **Geodiversidade do estado do Amazonas**. Manaus: CPRM, 2010. 218 p. il. Programa Geologia do Brasil - PGB. Levantamento da Geodiversidade. ISBN 9788574990804.

McCAYE, I.N.; SYVITSKI, J.P.M. Principles and methods of geological particle size analysis. In: SYVITSKI, J.P.M. (ed.). **Principles, Methods, and Application of Particle Size Analysis**. Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press, 1991. p. 3-21

MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionitecitrate system buffered with sodium bicarbonate. **Clays and clays minerais**, v.7, p.317-327, 1960.

MOTTA, M. B. **Proveniência da Formação Içá e de sedimentos do rio Solimões, entre os municípios de Tefé e Manacapuru – Amazonas**. 2008. 112f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geologia, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2008.

NASCIMENTO, N. R. et al. Podzolization as a deferralization process: a study of an Acrisol-Podzol sequence derived from Palaeozoic sandstones in the northern upper Amazon Basin. **European Journal of Soil Science**, v. 55, n.3, p.523-538, 2004.

NASCIMENTO, N.R. et al. Podzolization as a deferralisation process: dynamics and chemistry of ground and surface waters in an Acrisol–Podzol sequence of the upper Amazon Basin. **European Journal of Soil Science**, n.59, p.911-924, 2008.

NASCIMENTO, N. R.; ALLARD, T.; BUENO, G.T. **Relatório Final do Projeto Datação de Caulinitas de Formações Lateríticas na Bacia do Rio Negro: Importância na Evolução Geomorfológica e Paleoambiental da Amazônia Central – Brasil**. FAPESP. 2014.

NUFFIELD, E. W. **X-Ray Diffraction methods**. [s.l.]:John Wiley & Sons, Inc. 1966.

PANSU, M. ; GAUTHEYROU, J. **L'Analyse du sol, minéralogique, organique et minérale**. Paris: Springer-IRD, 2003, 994p.

PEDRO, G. Podzols et Podzolisation: un problème pédologique fort ancien, mas toujours d'actualité. In: RIGHI, D. ; CHAUVEL, A. (Eds.). **Podzols et Podzolisation**. AFESINRA, 1987, p.1-10.

ROSA L.E. et al. Avaliação Textural de um Latossolo por Diferentes Métodos, no Município de Hidrolândia, GO. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 35., Natal, 2015. Anais... Natal:SBCS, 2015.

REIS, N. J. (Eds.). **Geologia e recursos minerais do estado do Amazonas**. Manaus: CPRM/CIAMA, 2006. Escala 1:1.000.000. [Texto explicativo]. 148 p. CD-ROM.

ROLLINSON, H. R. **Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation**. Longman:Edinburgh Gate, 1993. 352 p.

ROSS, J. L. S. Relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, n. 4, p. 25-39, 1985.

ROSSETTI, D. F. Application of SRTM images and sedimentology to characterize Neogene and Quaternary deposits of the Brazilian Amazon. In.: SIMPÓSIO

BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12., 2005. Goiânia. **Anais ...**
Goiânia:INPE, 2005. p. 1869-1874.

ROSSETTI, D. F. Late Quaternary sedimentary dynamics in Western Amazonia: implications for the origin of savanna/forest contrasts. **Geomorphology** (Amsterdam), v. 177, n.17, p. 74-92, 2012.

RUSSELL, J. D.; FRASER, A. R. Infrared methods. In: WILSON, M. J. **Clay mineralogy**: Spectroscopic and chemical determinative methods. London: Chapman and Hall, 1994, p.11-67

SARGES, R. R. et al. Depósitos argilosos Cenozóicos do estado do Amazonas: utilização como agregados de argilas calcinadas para pavimentações na região Amazônica. **Brazilian Geographical Journal**: Geosciences and Humanities research medium n.1, p.33-49, 2010.

SCHROEDER, P.A. Infrared Spectroscopy in clay science: In.: RULE, A.; GUGGENHEIM, S. (eds.). **The Clay Mineral Society**, Aurora, CO, 181-206CMS Teaching Clay Science, 2002. (Workshop Lectures, v.11)

SELLEY, R. C. **Applied Sedimentology**. 2 ed. London: Academic Press, 2000.

SILVA, A. J. P. da et al. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores - In: BIZZI, Luiz Augusto (Ed.) et al. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**: texto, mapas e SIG. [Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil: text, maps and GIS]. Brasília: CPRM, 2003. 673 p. Acompanha 1 DVD. ISBN 852300790-3.

SINGER, J.K. et al. An assessment of analytical techniques for the size analysis of fine-grained sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.58, n.3, 1988. p.534-543.

SINGH, P.; HAJAMANI, V. REE geochemistry of recent clastic sediments from the Kaveri floodplains, southern India: Implication to source area weathering and sedimentary processes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.65, n.18, p. 3093–3108, 2001.

SOUZA, J. B. **Mapas da Bacia do Rio Negro**. Belo Horizonte:PUC, 2012. Produção interna. Programa de Pós-graduação em Geografia: Tratamento da Informação Espacial.

TEIXEIRA, W. G., et al. Solos. In: MAIA, Maria Adelaide Mansini; MARMOS, José Luiz. **Geodiversidade do estado do Amazonas**. Manaus: CPRM, 2010. 218 p. il. Programa Geologia do Brasil - PGB. Levantamento da Geodiversidade. ISBN 9788574990804

XAVIER, F. Recherche de générations de kaolinites dans des sols d'Amazonie (Brésil) : contraintes pour un nouveau modèle de latérite. 2014. Spécialité Master "Environnements Continentaux et Hydrosociences". IMPMC - Université Pierre et Marie Curie, Paris, 2014

5 CARACTERIZAÇÃO DA FORMAÇÃO IÇÁ NA BACIA DO MÉDIO RIO NEGRO, AM

A Formação Içá foi definida por Maia et al. (1977) com base em uma sucessão sedimentar com até 79 metros, obtida em testemunhos de sondagem do poço 1AS-41-AM, na localidade de São Joaquim, margem esquerda do Rio Solimões, Estado do Amazonas.

Segundo Reis et al. (2006) a Formação Içá é uma unidade geológica de idade Cenozoica e vasta extensão areal, mas pouco conhecida e compreendida no cenário da evolução da Bacia Sedimentar Amazônica. Campbell, Frailey e Romero-Pittman (2006) defendem que a Formação Içá, assim como outras formações da região do Alto Amazonas, foi depositada após o fechamento do exutório oeste da rede de drenagem existente, em decorrência da fase Quéchua I de soerguimento da Cordilheira Andina. Esse fechamento deu origem a uma ampla zona de deposição na Amazônia Central, que se manteve ativa até o evento de abertura do exutório para o Atlântico, quando a atual rede de drenagem se organizou.

Desde Maia et al. (1977), os estudos existentes concentraram-se na porção sul/sudoeste da Bacia Sedimentar Amazônica (bacia do Rio Solimões) enquanto a sua ocorrência ao norte, na bacia do Rio Negro, recebeu pouca atenção. Apesar de ter despertado pouco interesse científico, essa unidade apresenta alguns aspectos peculiares: é a unidade de topo da Bacia Sedimentar Amazônica, está recoberta em grande parte por latossolos e pela floresta amazônica, mas também por grandes manchas de vegetação aberta, tipo campinarana, associadas a solos muito arenosos do tipo espodosolos e neossolos quartzarênicos.

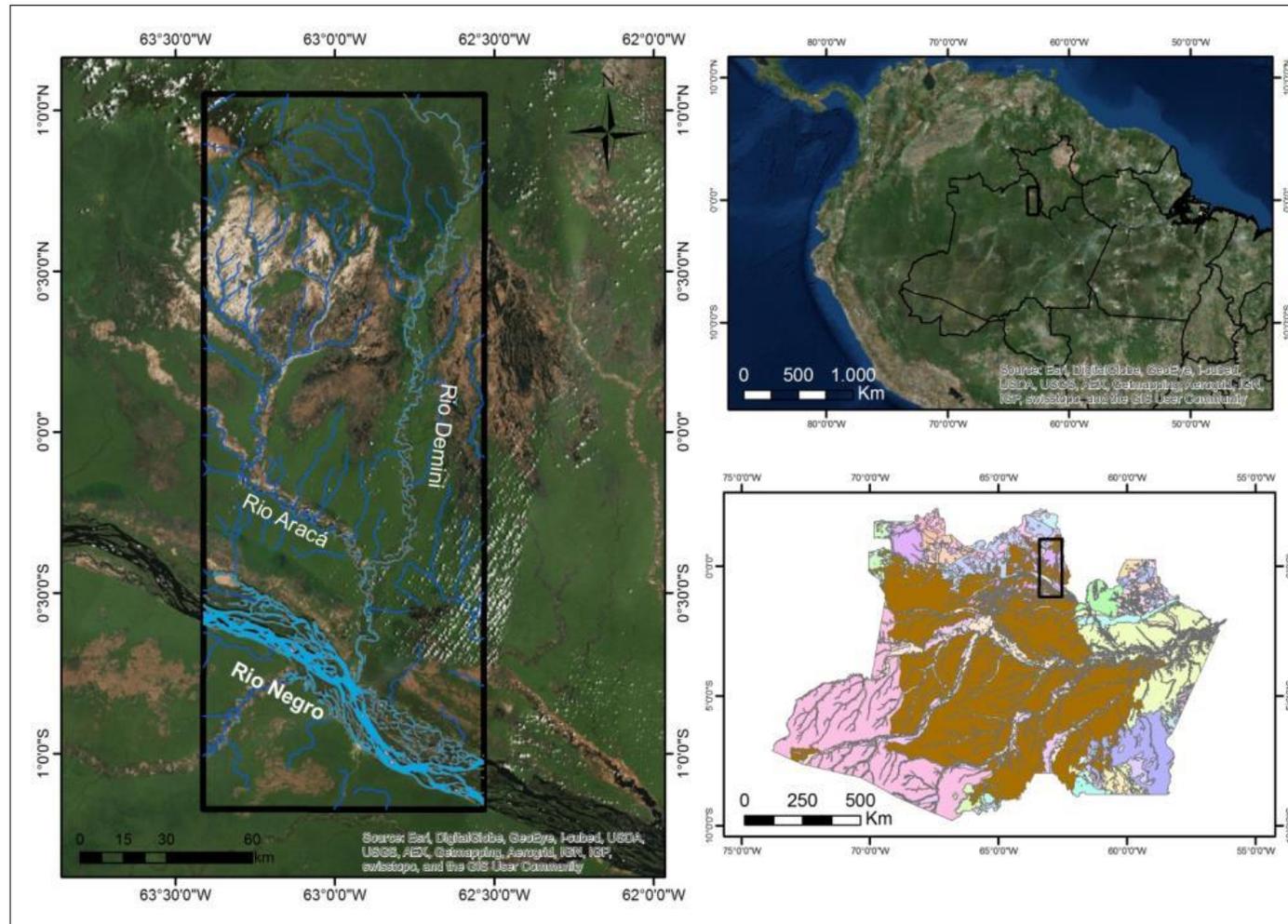
O objetivo desse trabalho é apresentar uma caracterização dos sedimentos da Formação Içá na Bacia do médio Rio Negro, cuja área de estudos (Figura 5.1) abrange parte do município de Barcelos, estendendo-se em direção a norte, ao longo do Rio Demini até pouco a montante de sua confluência com o Rio Cuieiras, próximo ao contato da Formação Içá com as rochas proterozóicas e arqueanas do Escudo das Guianas. Pretende-se analisar as principais variações nas características estratigráficas, petrográficas e mineralógicas dos sedimentos ao longo de um gradiente N-S, buscando identificar a área fonte destes sedimentos na área estudada.

Nessa área ocorrem algumas manchas de espodosolos e vegetação de campinarana, em meio a exuberante floresta amazônica, caracterizando uma forte

variedade de ecossistemas. Acredita-se que essa variedade de solos e vegetação possa ter sua origem associada às características dos sedimentos da Formação Içá, sempre presente nessas ocorrências.

Foram percorridos trechos dos rios Aracá, Demini e Negro, totalizando 220 km de rios, onde foram examinados diversos afloramentos, resultando em 25 perfis descritos para essa unidade. Os levantamentos foram realizados em períodos de estiagem, quando a exposição nas margens é maior devido ao baixo nível da água dos rios.

Figura 5.1- Área de pesquisa na Bacia do Rio Negro
No detalhe a cima, sua posição no Estado do AM e a baixo sua posição com relação a Formação Içá

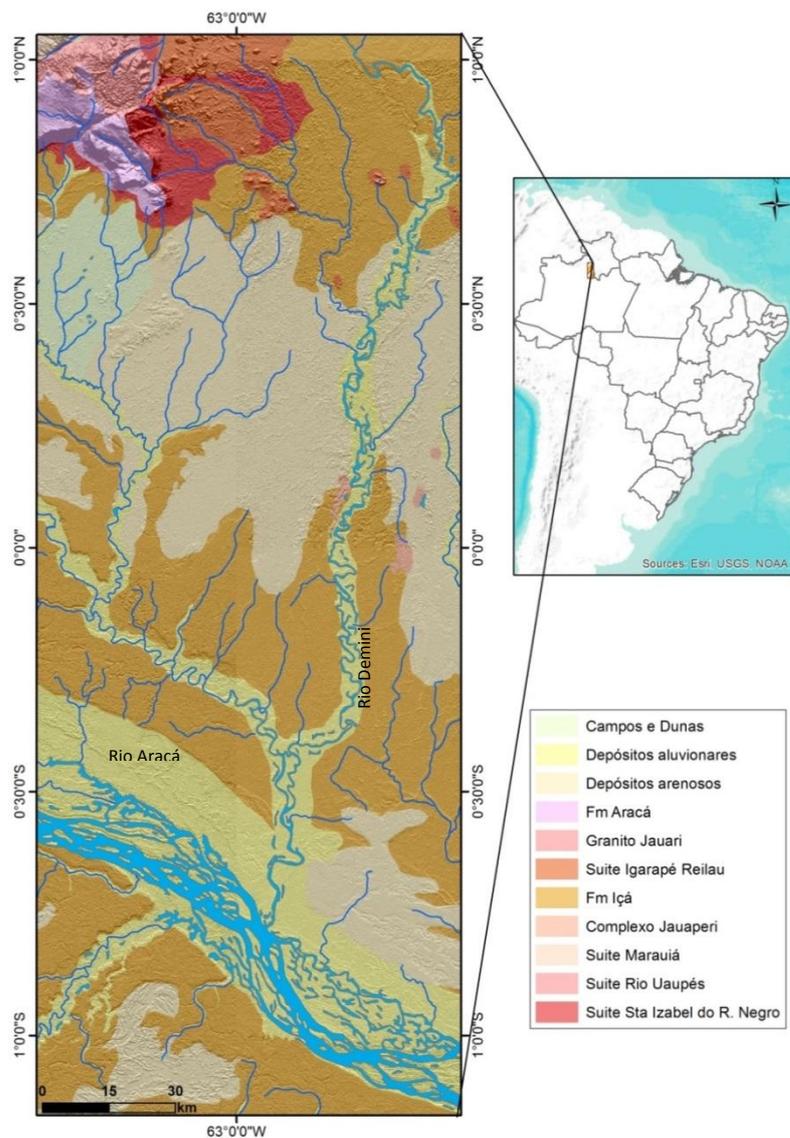


Fonte: Google, 2015 e destacada em marrom (REIS et al. 2006).

5.1 Caracterização Petrográfica E Granulométrica da Formação Içá

A Formação Içá na área de estudo (Figura 5.2) estende-se como pacotes e sedimentos horizontais, sendo caracterizada por uma sucessão de estratos arenosos intercalados com estratos, silto-argilosos, que se tornam mais volumosos de norte para sul da área, ao longo dos eixos dos rios Demini e Aracá, sendo recoberta, na porção mediana do Rio Demini, por formações pedológicas.

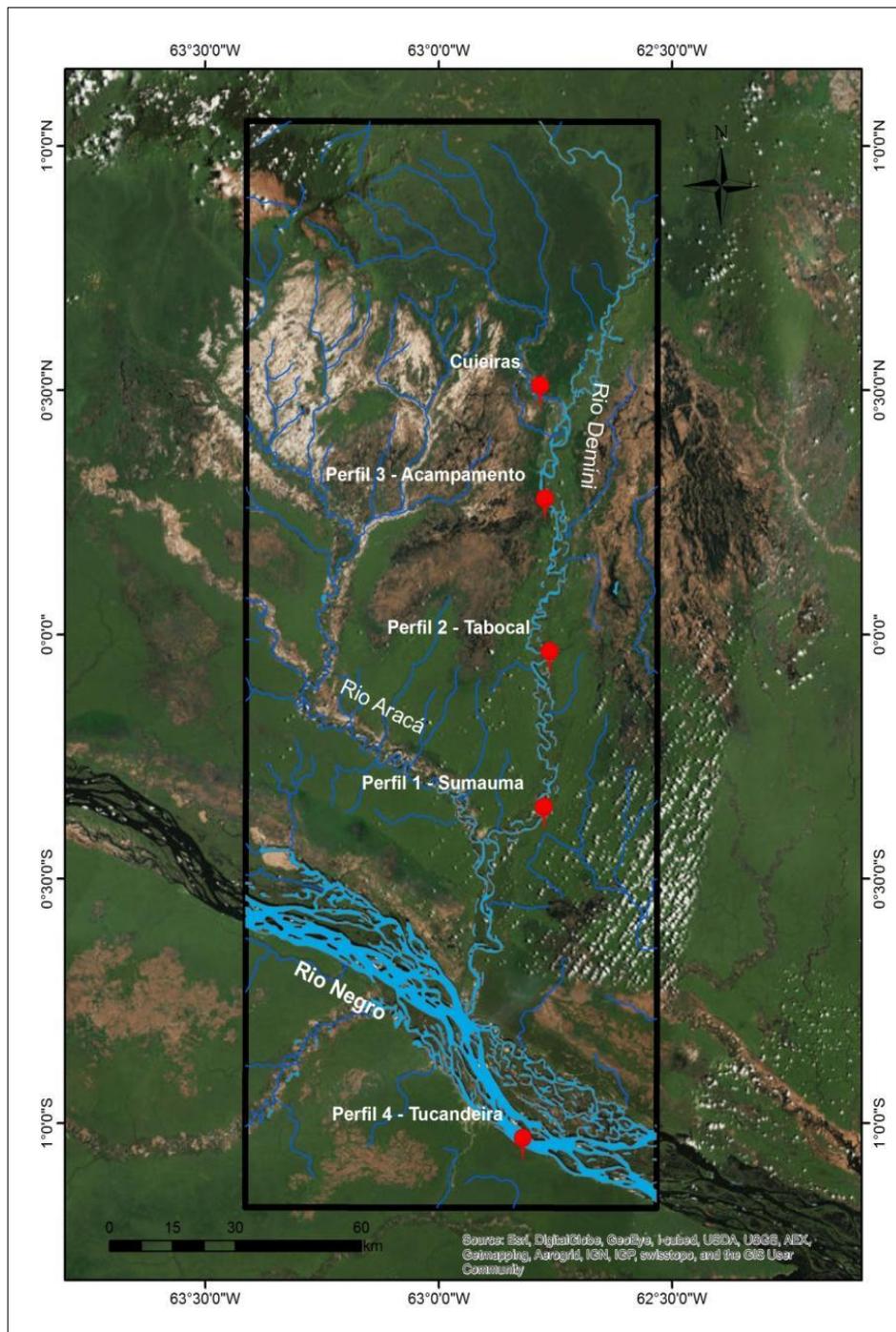
Figura 5.2- Esboço geológico da área de estudo



Fonte: compilado de (REIS et al., 2006).

Cinco perfis, indicados na Figura 5.3, foram selecionados para descrição detalhada da unidade, por serem bastante representativos da unidade ilustrando a variação de suas propriedades ao longo do gradiente NS. Foram confeccionadas 17 lâminas delgadas para petrografia microscópica.

Figura 5.3- Localização dos perfis selecionados para detalhamento



Fonte: Google, 2015

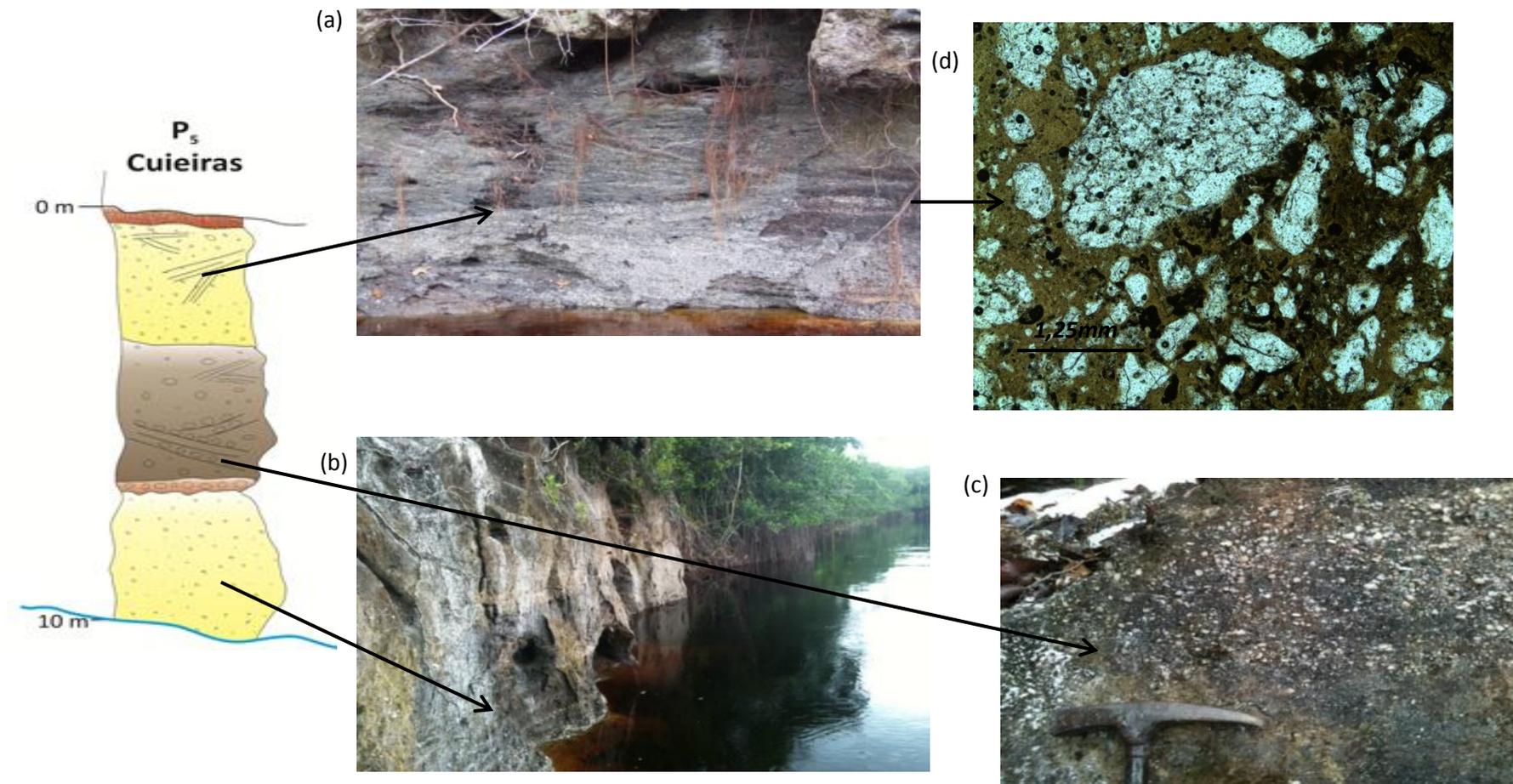
5.1.1 Perfil Cuieiras

Na porção mais ao norte da área, próximo às cabeceiras do Rio Demini e ao contato com as rochas do Escudo das Guianas, ocorrem exposições extensas da Formação Içá. No Rio Cuieiras, afluente do Rio Demini, foi detalhado um afloramento denominado Perfil Cuieiras.

Nesse local, a Formação Içá está exposta ao longo de mais de 50 m nas duas margens do Rio Cuieiras, em perfis de cerca de 5 m de altura (Figura 5.4). É constituída por arenito grosseiro, bem consolidado, impregnado de cimento ferruginoso e material orgânico, com grãos de feldspato. Os estratos arenosos são marcados na base por conglomerado, cujos seixos de quartzo são subcentimétricos, mal selecionados e com baixa esfericidade e arredondamento. Os estratos apresentam gradação granulométrica normal e estratificações cruzadas acanaladas decimétricas a métricas, sem presença de intercalações de níveis argilosos. As medidas de direção de corrente indicam sentido de deposição no azimute 150° e 180°.

Em lâmina delgada, a rocha é composta por matriz ferruginosa (>20%) suportando grãos predominantemente de quartzo (80%) e subordinadamente fragmentos de rochas (arenitos) e feldspatos. A granulometria é bem variada, predominando areia média a grossa. Essas características sugerem deposição em um ambiente fluvial de média energia e proximidade de área fonte. Segundo Macbride (1963) essa rocha pode ser classificada como uma 'grauvaca feldspática' ou como um 'subarcóseo lítico' segundo Dott (1964) e Folk (1980) (Figura 5.9).

Figura 5.4- Afloramento de arcóseo lítico da Formação Içá – Perfil Cuieiras.



(a) arenito com estratificações cruzadas métricas, (b) arenito grosseiro da base, (c) nível de conglomerado, (d) fotomicrografia grãos de tamanhos variados e matriz ferruginosa.

5.1.2 Perfil 3 – Acampamento

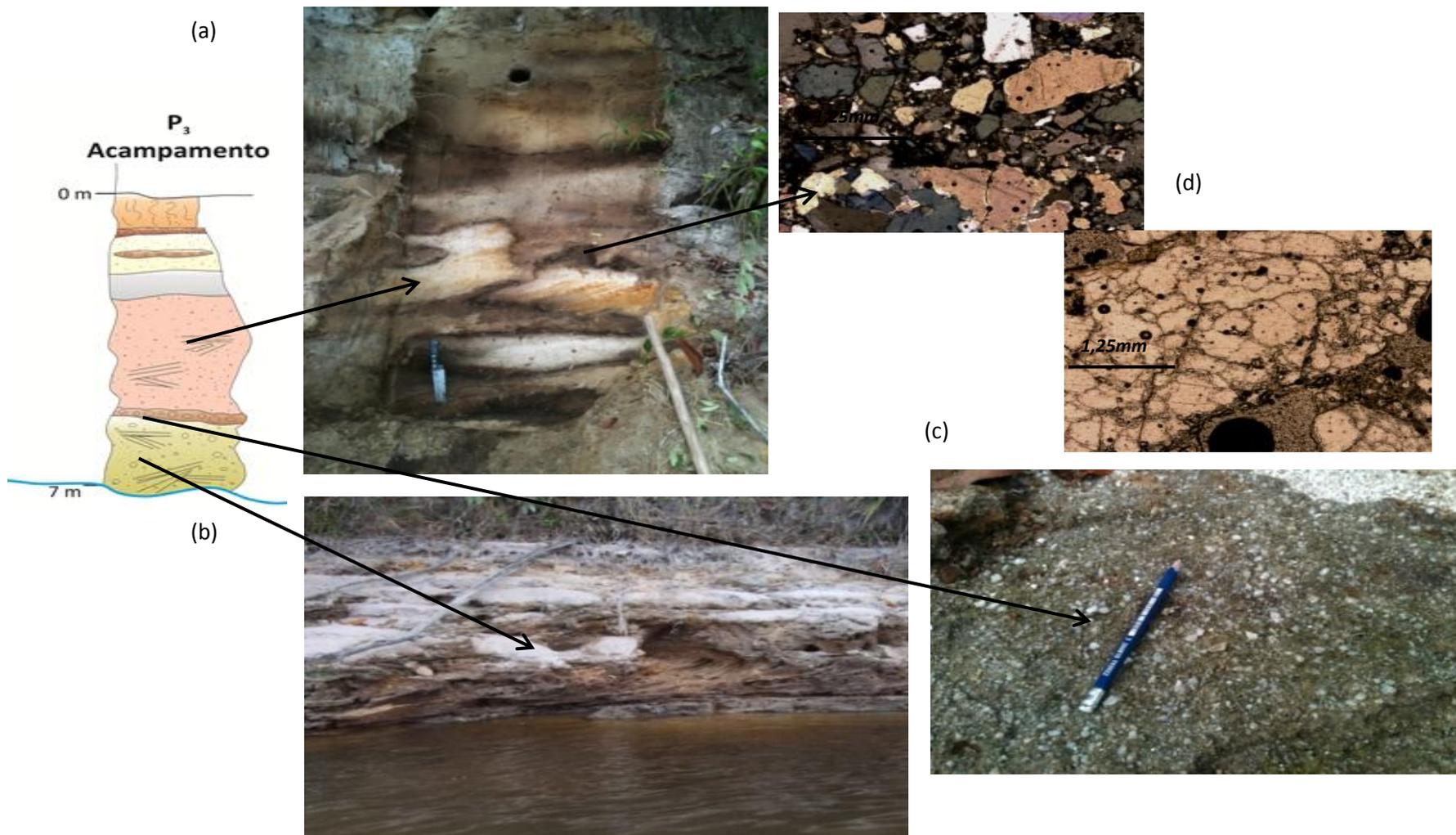
No local denominado Acampamento, Perfil 3, 40 km a jusante e a sul do Perfil Cuieiras, na margem esquerdado Rio Demini, observa-se uma grande exposição da Formação Içá com cerca de 8 m acima do nível d'água e 30 m de extensão (Figura 5.5).

Tem-se arenito grosseiro na base, impregnado por cimento ferruginoso, com estratificações cruzadas métricas, seguido por um nível decimétrico de conglomerado, cujos grãos são centimétricos, mal selecionados e com baixa esfericidade e arredondamento. Predominam os grãos de quartzos, mas são visíveis grãos de feldspatos em processo de alteração para argila. Sobreposto a esse nível, tem-se espesso pacote de arenito mal consolidado, com granulometria média a grosseira na base, passando para média a fina em direção ao topo da camada. São identificadas estratificações cruzadas tabulares decimétricas com sentido de deposição para 160°. Um nível de 50 cm de argila cinza recobre esse arenito e voltam a aparecer níveis de arenito fino em direção ao topo, mas já bastante alterados no processo de pedogênese. Foram coletadas 10 amostras nesse perfil, sendo 7 (sete) amostras friáveis e 3 (três) amostras indeformadas para impregnação e laminação.

A análise granulométrica indica que mais de 80% das amostras desse perfil são constituídas por fragmentos da fração areia, predominando a fração areia grossa entre 500 a 2000 μ m (Tabela 5.1). Apenas uma amostra, na porção intermediária do perfil (465cm do topo) apresentou porcentagem maior de fragmentos na fração silte (58,78%), seguido pela fração areia (25,61%).

Em lâmina delgada, o arenito da base do perfil mostra abundante matriz ferruginosa (>20%) e granulometria grosseira, sendo frequentes (20%) grãos de fragmentos de rocha e feldspato em processo de alteração. O arenito do meio do perfil apresenta granulometria mais fina, com grãos suportados por matriz argilosa (<20%) e menor conteúdo em grãos de feldspato (<10%). Segundo Folk (1980) essas rochas são classificadas como 'arcóseo lítico' e 'subarcóseo', respectivamente (Figura 5.9).

Figura 5.5- Afloramento da Formação Içá no Perfil P3



(a) subarcóseo com alteração pedogenética podzolizante, (b) arcóseo lítico com estratificações cruzadas métricas, (c) nível de conglomerado, (d) fotomicrografias mostrando grãos suportados por matriz argilosa, mal selecionados e grão de fragmento lítico.

5.1.3 Perfil 2 - Tabocal

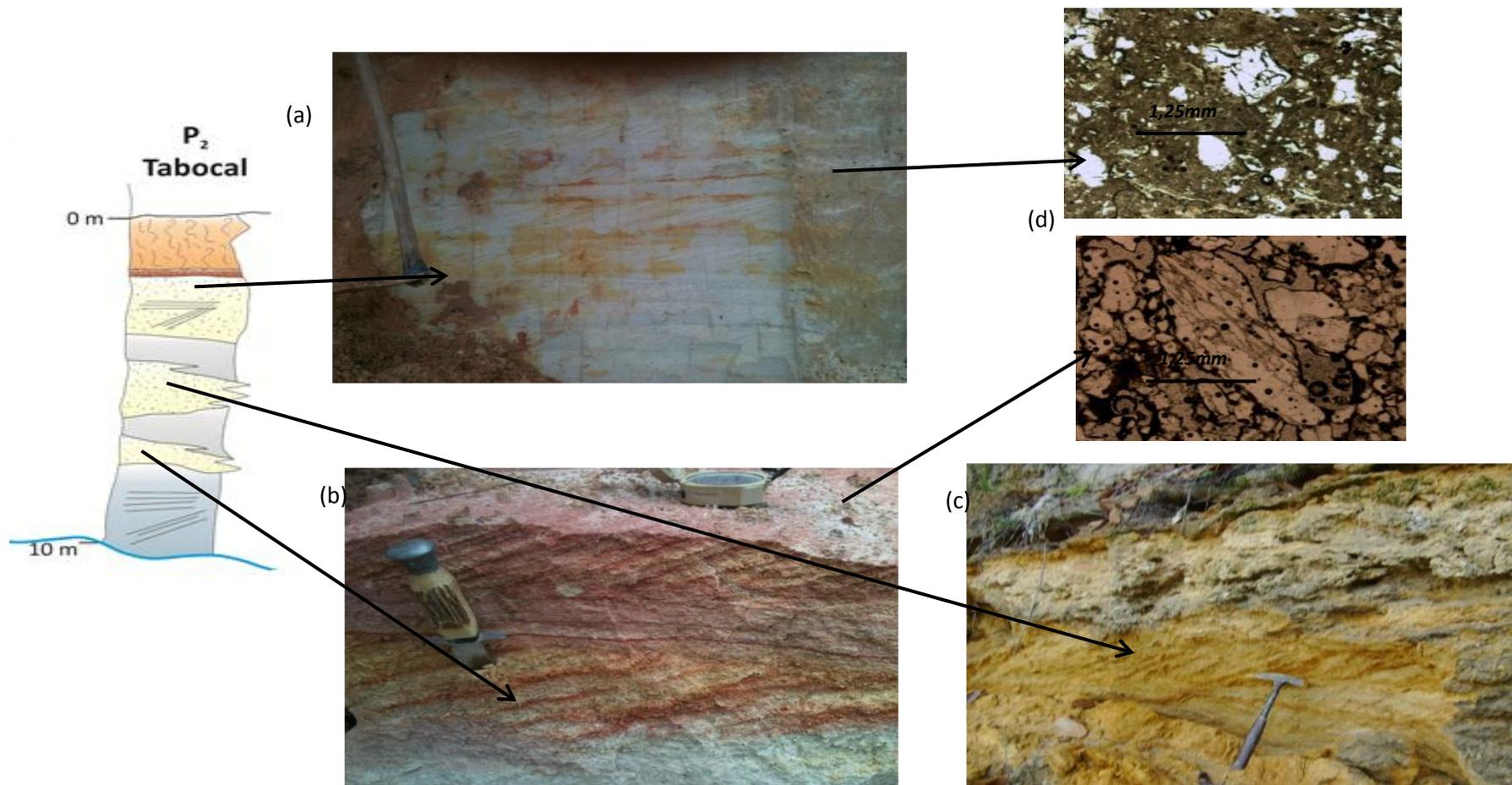
Acerca de 50 km a jusante e a sul do Perfil 3, descendo o Rio Demini e próximo a comunidade de Tabocal, foi escolhida uma exposição para descrição do Perfil 2, com 10 m acima da linha d'água e cerca de 20 m de extensão (Figura 5.6).

A Formação Içá apresenta maior teor de silte e arenitos de textura mais fina nesse perfil. O perfil aflorante acima da linha d'água inicia com um pacote de cerca de 2 m, de composição silto-argilosa e estrutura compacta na base, sucedido por espessa camada de arenito fino a médio, medianamente consolidado, com estratificações cruzadas tabulares decimétrica a métricas (sentido de deposição: 120°, 160°, 190°). Níveis argilo-siltosos decimétricos se intercalam nesse pacote de arenito, que mostra granulodecrescência ascendente.

A análise granulométrica das amostras desse perfil indica que os fragmentos da fração areia representam de 45 a 80% das amostras, com maior contribuição das frações de areia média e grossa (Tabela 5.1). Uma amostra da base do perfil mostra intercalação de um nível silto-arenoso com proporções semelhantes de areia e silte (41,50 e 46,13% respectivamente).

Em lâmina delgada, observa-se que o arenito posicionado na porção inferior do perfil possui menos matriz argilosa (<20%) e grãos subcentimétricos de quartzo, predominantemente e de feldspato e fragmentos líticos secundariamente (<20%). São grãos suportados pela matriz, mal selecionados e com baixa esfericidade e arredondamento. Em direção ao topo o arenito, apresentando estratificações cruzadas decimétricas, possui grãos mais finos e maior quantidade de matriz (50%). Assim, sobre o pacote de argila da base, tem-se a passagem gradual, em direção ao topo, de arcóseo grosseiro para grauvacca (FOLK, 1980) (Figura 5.9).

Figura 5.6 - Formação Içá no Perfil



(a) gravavaca com estratificações cruzadas decimétricas, (b) e (c) arcóseo grosseiro com estratificações cruzadas métricas, (d) fotomicrografias mostrando o volume de matriz argilosa na gravavaca e os grãos de fragmentos líticos nos arcóseos.

5.1.4 Perfil 1 – Sumaúma

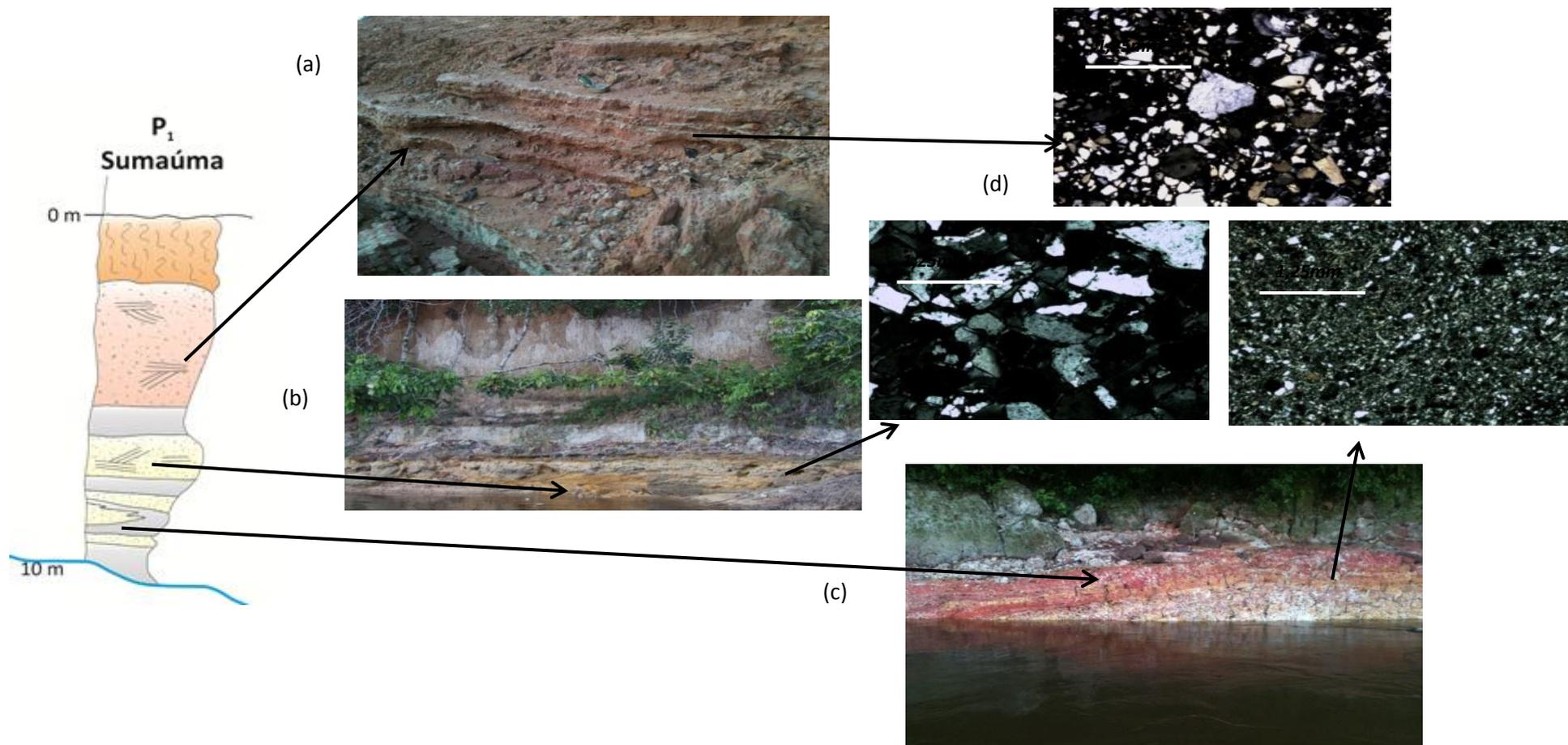
Próximo à comunidade de Sumaúma, acerca de 45 km a jusante e ao sul do Perfil 2, descendo o Rio Demini, encontra-se o Perfil 1 como o mais representativo desse trecho do rio, tendo cerca de 8 m acima do nível d'água e 15 metros de extensão (Figura 5.7).

A Formação Içá apresenta maior conteúdo de finos e o perfil começa com um pacote estratificado de siltito de coloração branca na porção inferior e vermelho-amarelada na porção superior. Sobrepondo esse pacote de siltito tem-se um arenito grosseiro, com grãos de quartzo de granulometria variando de fina a grossa, com baixa esfericidade e arredondamento e estratificações cruzadas tabulares de tamanho decimétrico (sentido de deposição 190° , 170°). Sobre esse pacote ocorre um arenito fino, com estratificação paralela e intercalações silto-argilosas centimétricas.

A análise granulométrica das amostras desse perfil indica sedimentos com porcentagem de finos mais significativa do que nos perfis situados mais ao norte (Tabela 5.1). As frações silte e areia fina representam entre 40 a 90% das amostras.

Ao microscópio, o argilito da base pode ser classificado com um siltito, considerando a tabela granulométrica de Folk (1980) (Figura 5.9); o arenito grosseiro sobreposto é classificado como arcóseo e o arenito da porção superior como grauvaca em função da sua quantidade de matriz.

Figura 5.7 - Formação Içá no Perfil 1



(a) gravaca com estratificação paralela e intercalções argilosas, (b) arcóseo com estratificações cruzadas tabulares, (c) siltito laminado, (d) fotomicrografias das rochas do perfil.

5.1.5 Perfil 4 – Tucandeira

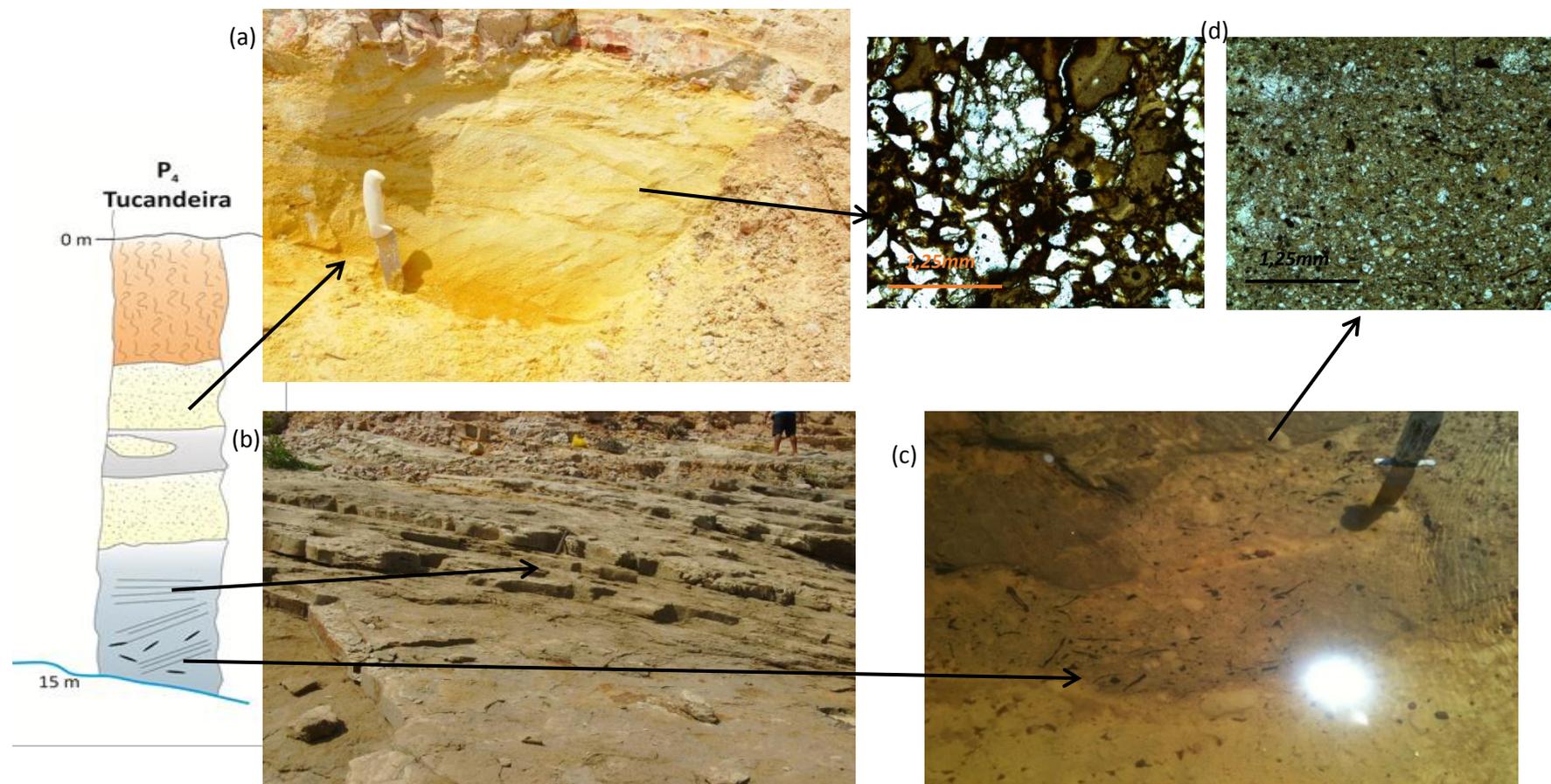
O Perfil 4 está situado na localidade de Tucandeira, margem esquerda do Rio Negro, à jusante da cidade de Barcelos e da foz do rio Demini.

A exposição da Formação Içá alcança 20 m acima da linha d'água e cerca de 70 m de extensão. Apresenta (Figura 5.8) na base níveis espessos de sedimentos consolidados silto-argiloso, laminado e maciço, de coloração cinza, podendo apresentar laminações cruzadas tabulares métricas e estratos com restos de matéria orgânica nos quais se reconhecem estruturas vegetais. Sobre os argilitos, níveis menos possantes de arenito são identificados, com estratificações cruzadas acanaladas de tamanho decimétrico (sentido de deposição 170°, 210°).

A análise granulométrica das amostras desse perfil indica uma grande porcentagem de finos (80 a 90%), principalmente na fração silte (Tabela 5.1). A fração areia fina, abaixo de 250 µm, é mais significativa apenas na amostra mais próximo ao topo (350 cm do topo).

Em lâmina delgada, o argilito apresenta matriz abundante argilosa com presença de muscovita fina, grãos submilimétricos de quartzo e laminação evidente. O arenito sobreposto apresenta granulometria fina com de grãos suportados por matriz, mal selecionados, com baixa esfericidade e arredondamento, predominando grãos de quartzo com feldspatos alterados e fragmentos líticos subordinados (>20%). A classificação de Folk (1974) para essas rochas é argilito e arcóseo, respectivamente (Figura 5.9).

Figura 5.8 - Formação Içá no Perfil 4

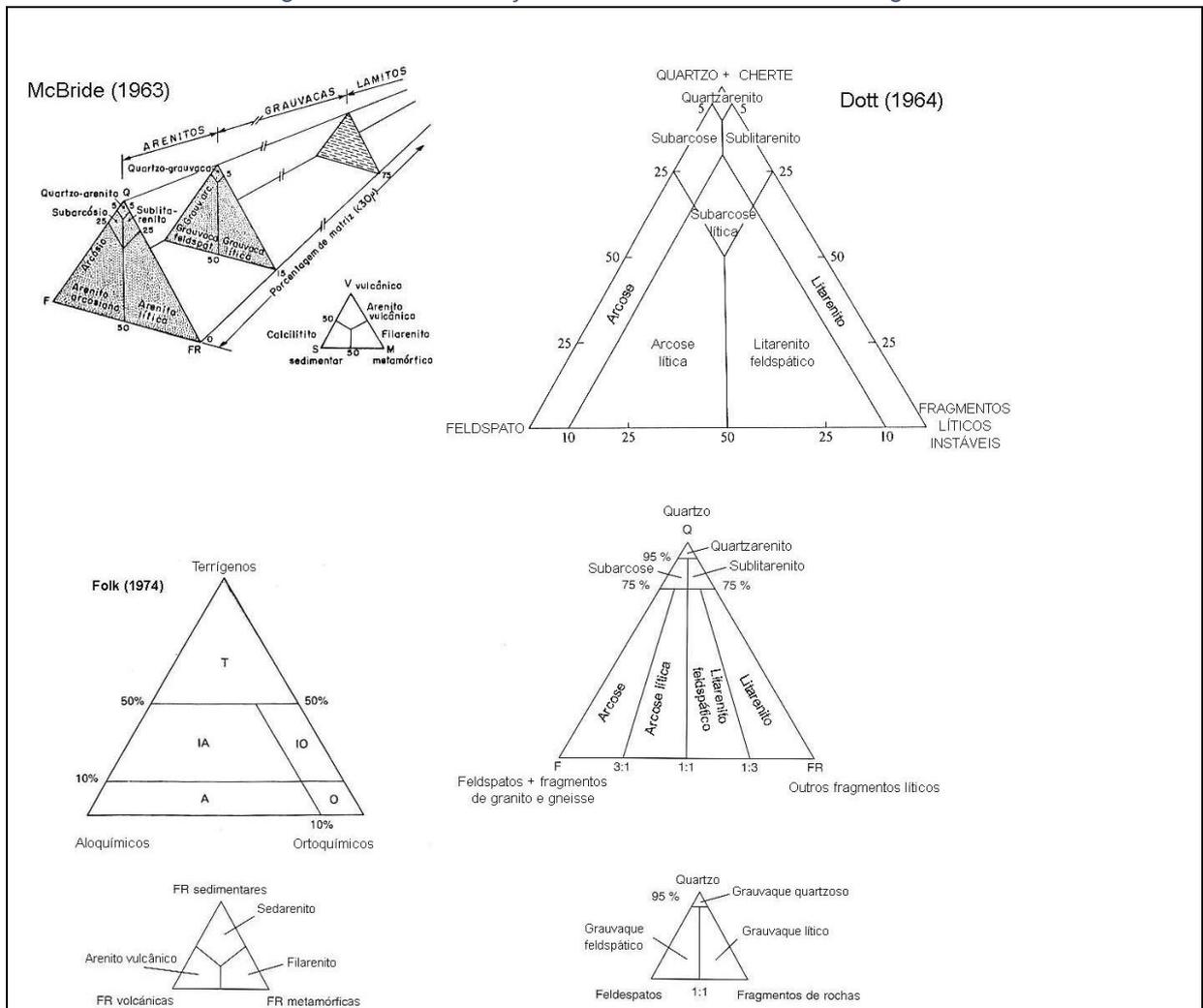


(a) arcóseo com estratificações cruzadas acanaladas, (b) argilito com estratificações cruzadas métricas, (c) restos vegetais nos estratos do argilito, (d) fotomicrografias destacando, em mesma escala, a diferença granulométrica entre o arcóseo mostrando grão de fragmento de rocha e o argilito da base.

Tabela 5.1- Resultado da análise granulométrica por fração.

Amostras	argila	silte	areia fina	areia média	areia grossa	total areia
	0,01 a 2µm (%)	2 a 63 µm (%)	63 a 250 µm (%)	250 a 500 µm (%)	500 a 2000 µm (%)	(%)
P1						
350cm	12,50	45,76	27,91	2,73	11,10	41,74
530cm	9,57	87,76	2,66	0,00	0,00	2,66
550cm	6,34	25,00	33,56	15,38	19,71	68,65
620cm	11,59	56,70	25,51	0,92	5,28	31,71
690cm	6,19	19,91	13,67	28,28	31,95	73,90
760cm	11,82	46,85	31,15	3,37	6,81	41,33
P2						
530	6,17	26,38	4,89	15,47	47,09	67,45
620	3,37	13,51	8,61	14,82	59,68	83,11
660	2,69	9,11	10,25	14,71	63,24	88,20
900	12,37	46,13	6,27	7,82	27,41	41,50
P3						
210cm	1,94	16,77	16,75	6,75	57,79	81,29
340cm	2,03	8,42	2,04	17,37	70,14	89,55
410cm	1,37	8,70	2,58	9,13	78,21	89,92
465cm	15,61	58,78	14,27	7,30	4,04	25,61
P4						
350cm	14,09	67,65	18,19	0,06	0,00	18,25
700cm	14,38	82,87	2,75	0,00	0,00	2,75
1000cm	12,58	80,87	6,55	0,00	0,00	6,55
1700cm	12,15	82,27	3,43	0,90	1,26	5,59

Figura 5.9 - Classificação de rochas sedimentares terrígenas



Fonte: (MCBRIDE, 1963; DOTT, 1964; FOLK, 1980).

5.1.6 Discussão

Com base na altura dos perfis aflorantes sobre a linha d'água e o desnível entre o Perfil Cuieiras e o Perfil Tucandeira, estima-se uma espessura de pelo menos 25 m para todo o pacote da Formação Içá, nesse trecho. Não foram vistos contatos discordantes ou concordantes dessa formação com outra unidade inferior, como também não foi identificada a superfície de peneplanação Ucayali de Campbell, Frailey e Romero-Pittman (2006).

Comparando-se a Formação Içá nesse trecho da Bacia do Rio Negro com as descrições realizadas por Maia et al. (1977) em afloramentos ao longo do rio Içá, são significativas as semelhanças:

“No reconhecimento geológico dos rios Içá, Puruê e Juami, os afloramentos apresentam uma homogeneidade litológica variando apenas a proporção de sedimentos macroclásticos (pséfitos e psamíticos) sobre os microclásticos ou pelíticos, sendo que os primeiros predominam.

Os macroclásticos estão representados pelos arenitos finos a conglomeráticos e os conglomerados, enquanto que os microclásticos pelos siltitos e argilitos. Esses sedimentos encontram-se intercalados em locais onde a passagem de um termo a outro é brusca, denotando uma variação da energia na época de deposição”(MAIA et al.,1974, p. 98 e 99).

Campbell, Frailey e Romero-Pittman (2006), com base em características descritas por diversos autores, considera as formações Madre de Dios e Ucayali da região do Alto Amazonas equivalentes à Formação Içá. Inicialmente, destaca que essas formações representam o topo da bacia sedimentar amazônica e todas abrangem o Planalto Amazônico ou ‘terra firme’. Além disso, são características comuns o aspecto heterolítico, a grande variedade de fácies, a predominância dos sedimentos arenosos sobre os argilosos, siltosos e os conglomerados, além de serem sedimentos essencialmente continentais. Campbell, Frailey e Romero-Pittman (2006) subdividem a Formação Madre de Dios em três membros, como observado na região do alto Amazonas, mas reconhecem a dificuldade de fazer correlações por longas distâncias.

“All other authors have presented essentially the same basic description of the Madre de Dios Formation. That is, it is an extremely heterolithic formation, subdivisions of which, if recognized, are difficult to correlate between outcrops that are usually far apart. For example, Maia et al. (1977) summarized the Içá Formation as being a sedimentary sequence of primarily sands and, to a lesser degree, silts, clays, and conglomerates” (CAMPBELL; FRAILEY; ROMERO-PITTMAN, 2006).

Apesar de não ter sido possível o reconhecimento dos membros descritos por Campbell, Frailey e Romero-Pittman (2006), as características gerais descritas por ele para a Formação Madre de Dios e por Maia et al. (1974) para a Formação Içá estão presentes nas exposições da unidade analisadas na Bacia do Rio Negro.

5.2 Caracterização Mineralógica

5.2.1 Difração de Raio X

Após o ensaio de difração de raios-X, as distâncias interplanares (2Th) referentes aos picos apresentados no difratograma foram confrontadas com as distâncias interplanares características de cada fase mineral. Considerando somente os minerais simples (geralmente presentes nas argilas nacionais), o pico de maior intensidade de cada fase (referentes a direção (00l)), bem como os picos secundários, encontram-se na Tabela 5.2.

Tabela 5.2 - Distâncias interplanares características

Distância Interplanar (A) (pico principal)	Distância Interplanar (A) (picos secundários)	Argilo-mineral
7	3,58	Caulinita
10	5,0 e 3,33	Illita
14	7,0; 4,7 e 3,5	Clorita
14	7,0; 4,7 e 3,5	Clorita expandível
12 ou 14	5,1 e 3,5	Montmorilonita-12 ou 14
14		Vermiculita,

(ALBERS et al., 2001)

A mineralogia identificada em todas as amostras para a fração menor que 5 µm apresenta a caulinita como o mineral mais abundante, seguida pelo quartzo, com abundância bem inferior. São identificados outros minerais, tais como a illita nas amostras P1- 620 e P1 – 760 e a lepidocrocita na amostra P1 – 760 do perfil P1; a illita em todas as amostras do perfil P4.

Os difratogramas das amostras analisadas são visualizados nas Figuras 5.10 a 5.13, representando cada perfil analisado.

Figura 5.10 – Difratoograma de Raio X das amostras do Perfil 1

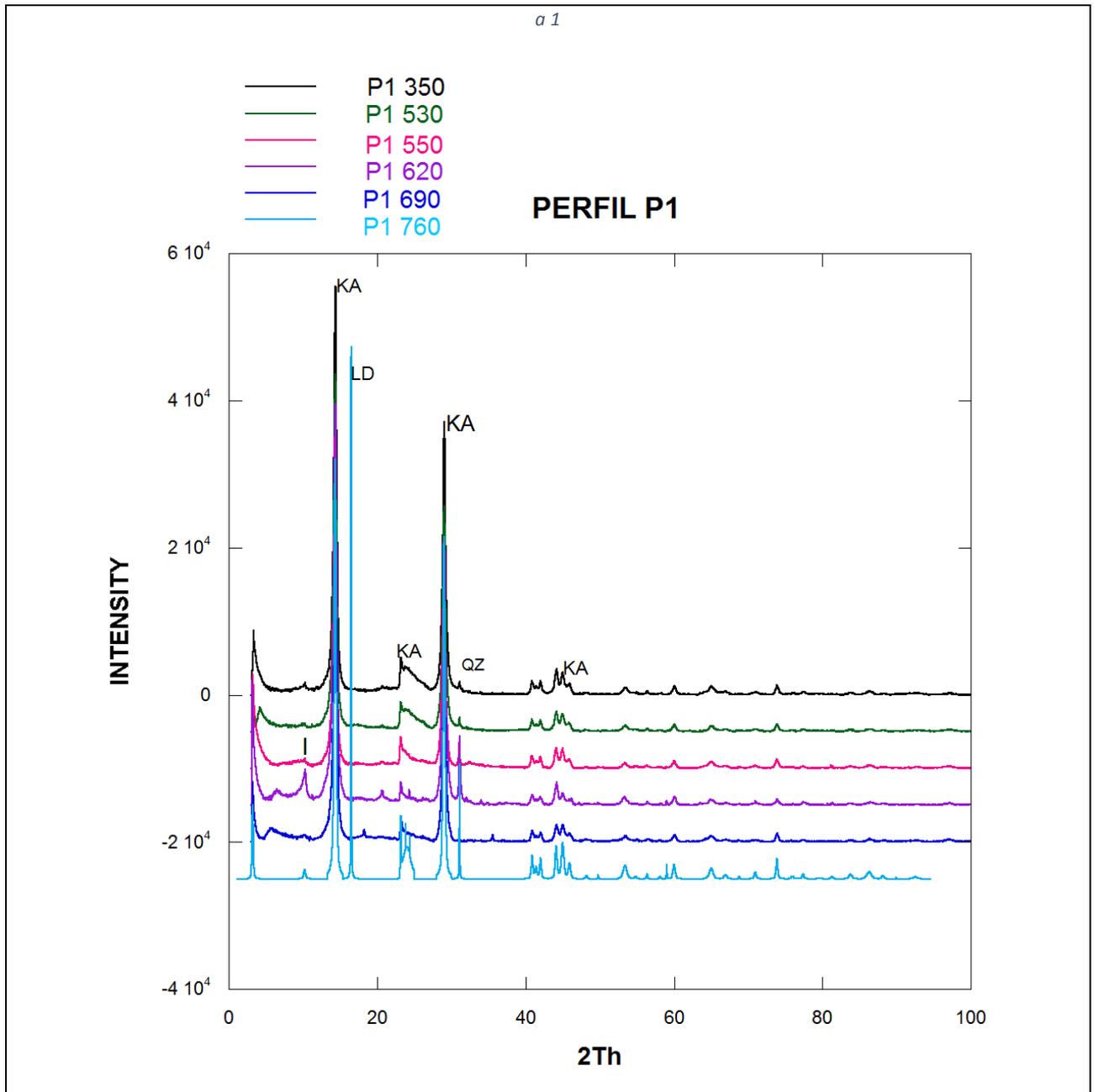


Figura 5.11 - Difratoograma de Raio X das amostras do Perfil 2

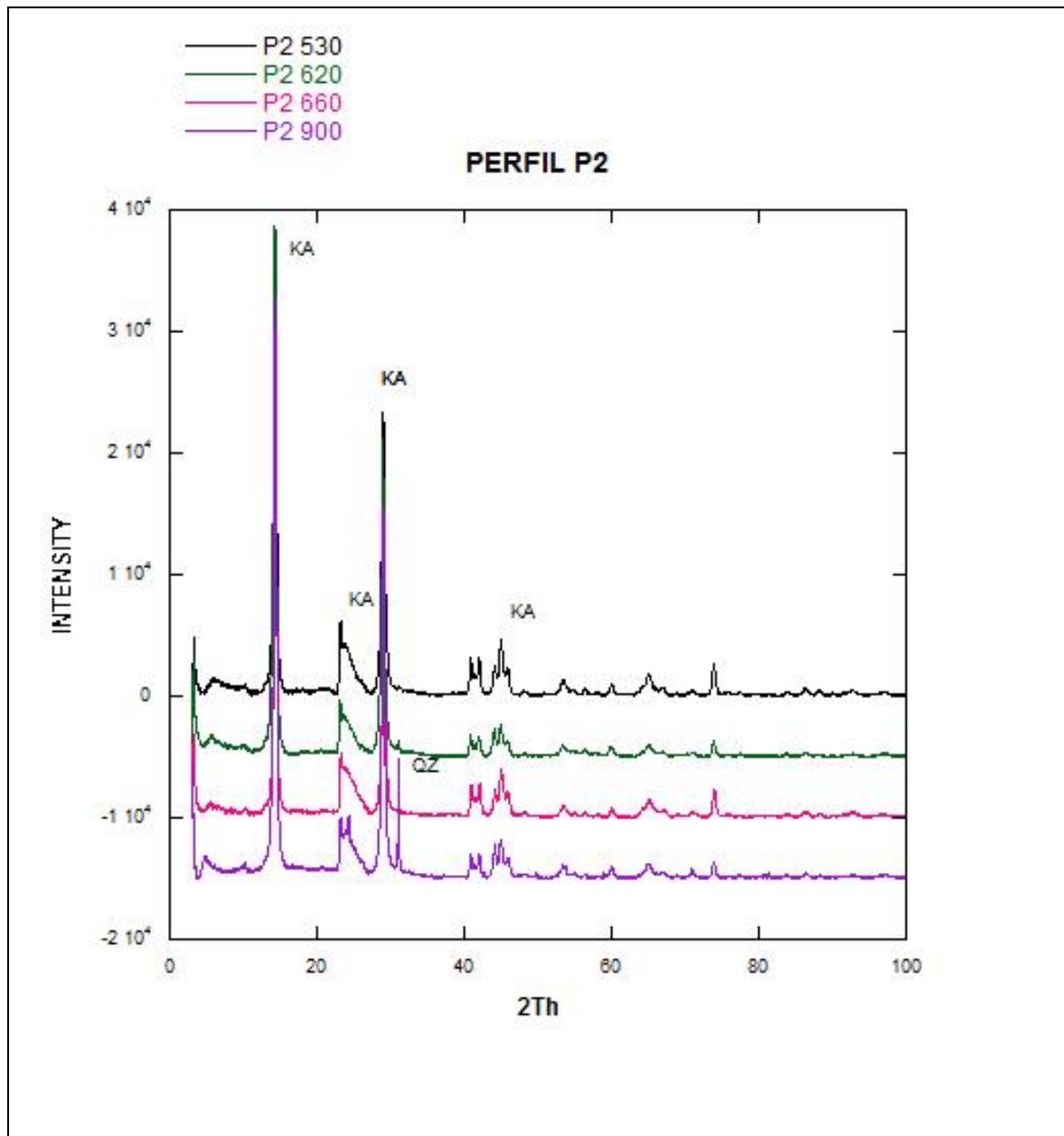


Figura 5.12- Difratoograma de Raio X das amostras do Perfil 3

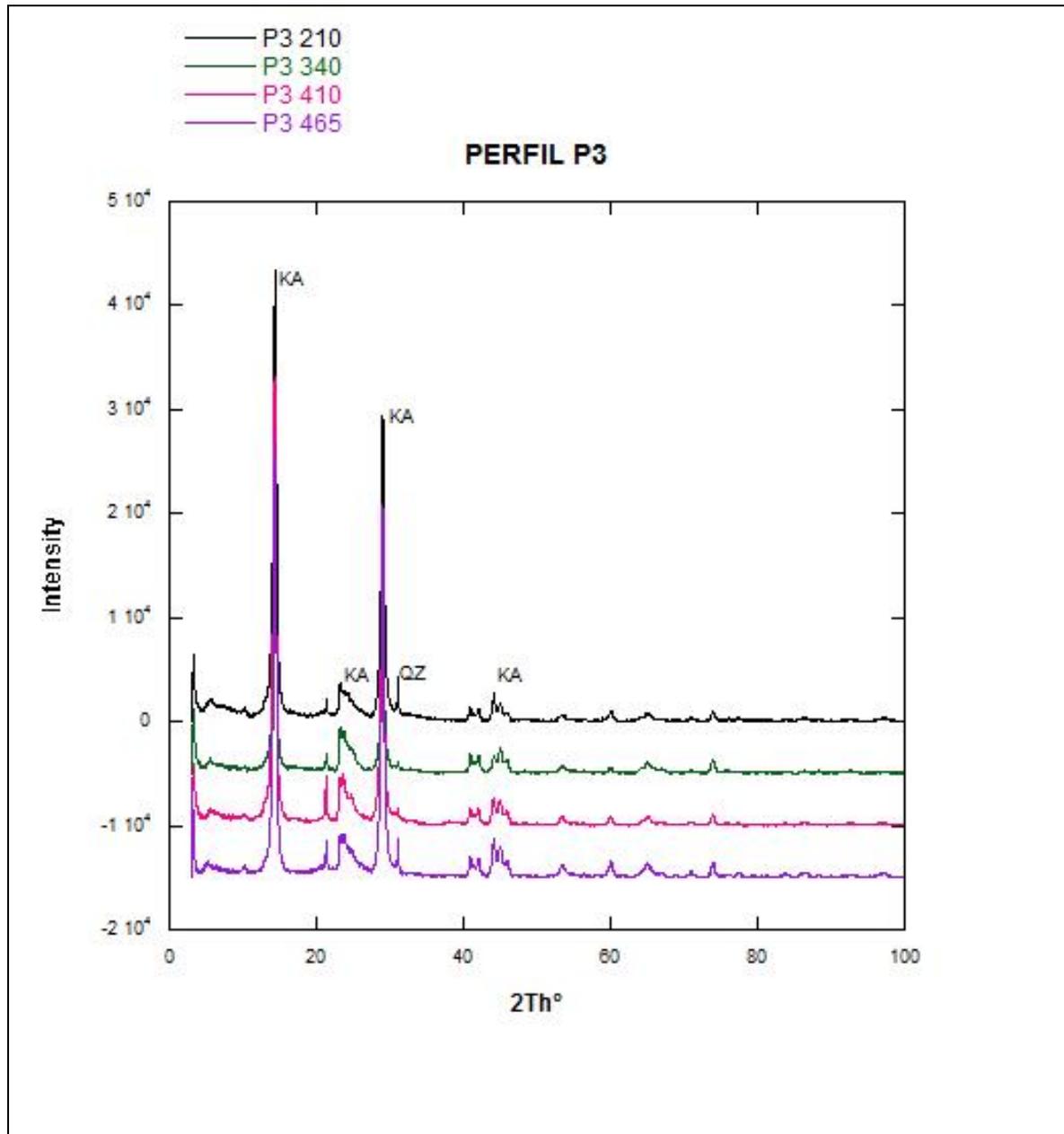
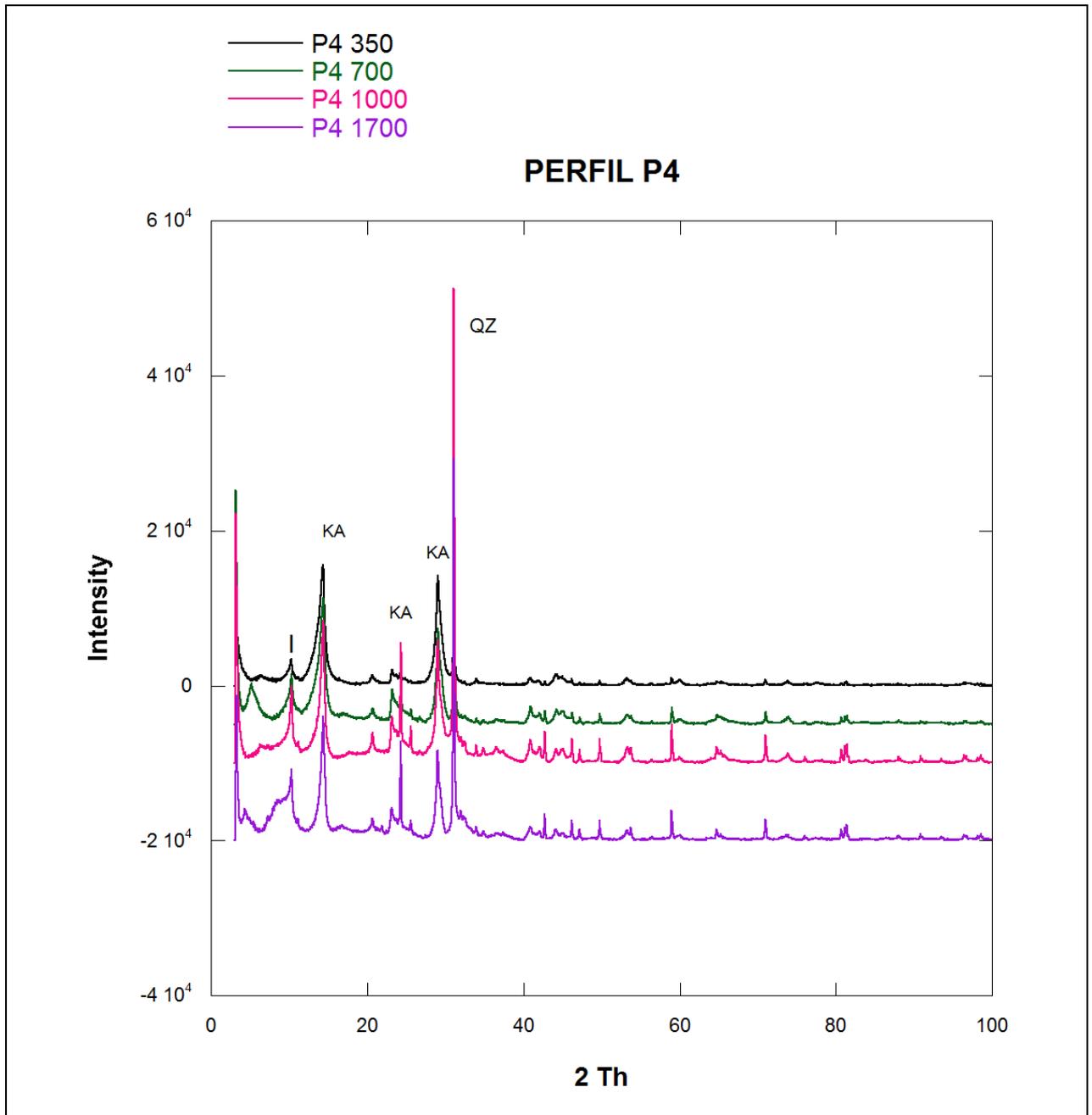


Figura 5.13 - Difratoograma de Raio X das amostras do Perfil 4



5.2.2 Espectroscopia de Infravermelho

Os espectrogramas de Infravermelho obtidos para as amostras dos quatro perfis podem ser observados nas figuras 5.14 e 5.15.

Os picos que se destacam encontram-se na faixa da caulinita e a intensidade dos picos é proporcional ao teor deste mineral na amostra, especialmente o pico 3696 cm^{-1} , que por não apresentar superposição com outros minerais é utilizado como referência para estimativa semiquantitativa.

A presença e a intensidade do par de picos situados a 3669 e 3652 cm^{-1} dependem do grau de ordem dos cristais caulínicos (RUSSELL; FRASER, 1994). Com base na análise desses picos podemos separar três grupos de caulinitas considerando o grau de desordem. No grupo G1 os dois picos são equivalentes sugerindo baixo grau de desordem; no grupo G2, o pico 3652 cm^{-1} é levemente mais intenso que o pico 3669 cm^{-1} , sugerindo um grau de desordem superior àquela do grupo G1; no grupo G3, presente apenas nas amostras do perfil P4, a diferença de intensidade entre os dois picos é mais expressiva, indicando uma desordem cristalográfica maior. Portanto, quanto ao grau de desordem cristalográfica das caulinitas, podemos afirmar que $G1 < G2 < G3$.

Pico bem mais discreto pode ser notado na faixa da gibbsite (3440 cm^{-1}), indicando a presença de pouco desse mineral em quase todas as amostras. Da mesma forma, a presença de um pico de fraca intensidade a 3598 cm^{-1} é atribuída a vibrações de grupos $\text{AlFe}_3\text{+OH}$ resultantes da substituição do Al pelo Fe nos octaedros das caulinitas (RUSSELL; FRASER, 1994).

Figura 5.14- Difratoograma de Raio X das amostras do Perfil 4

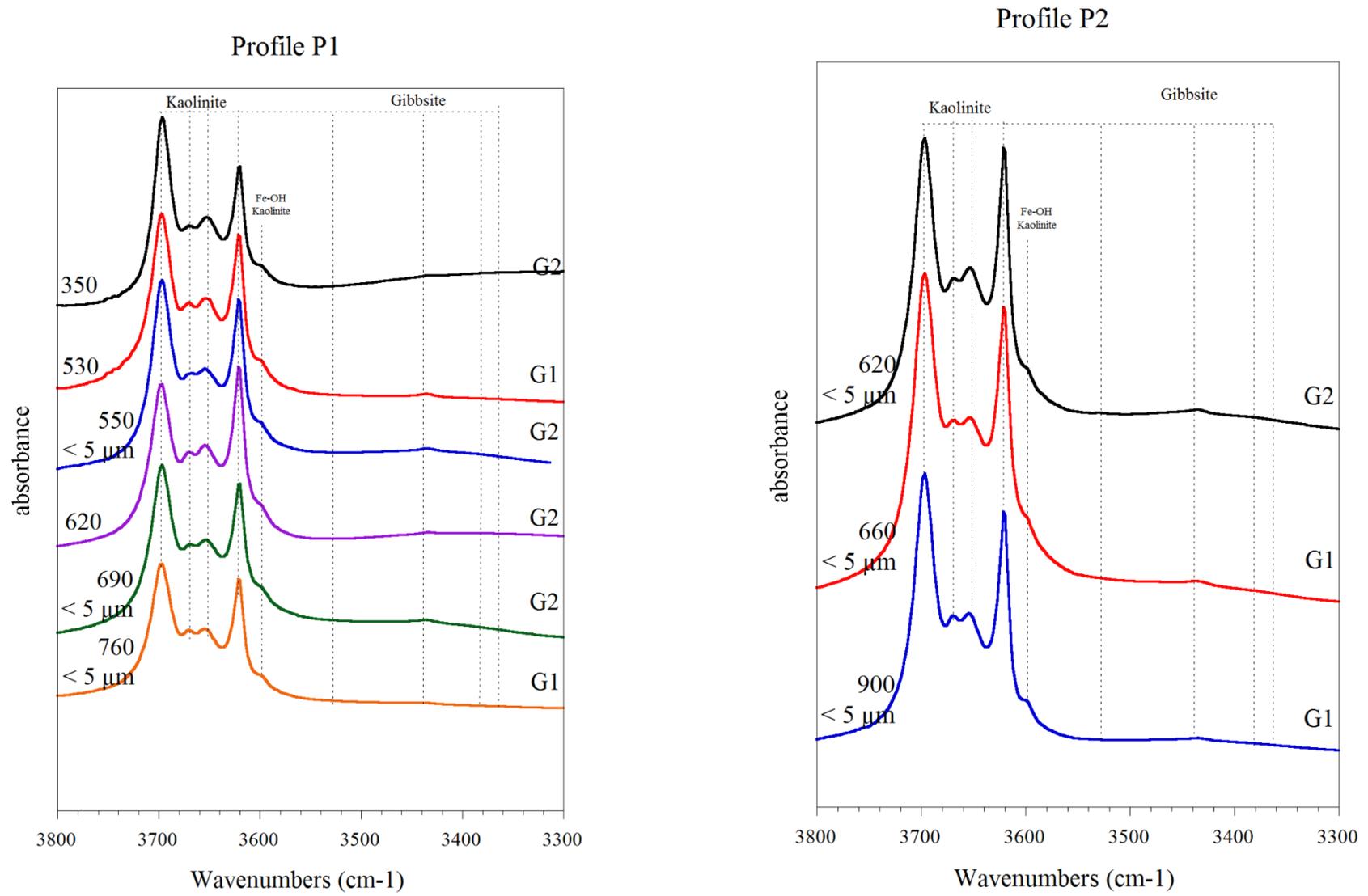
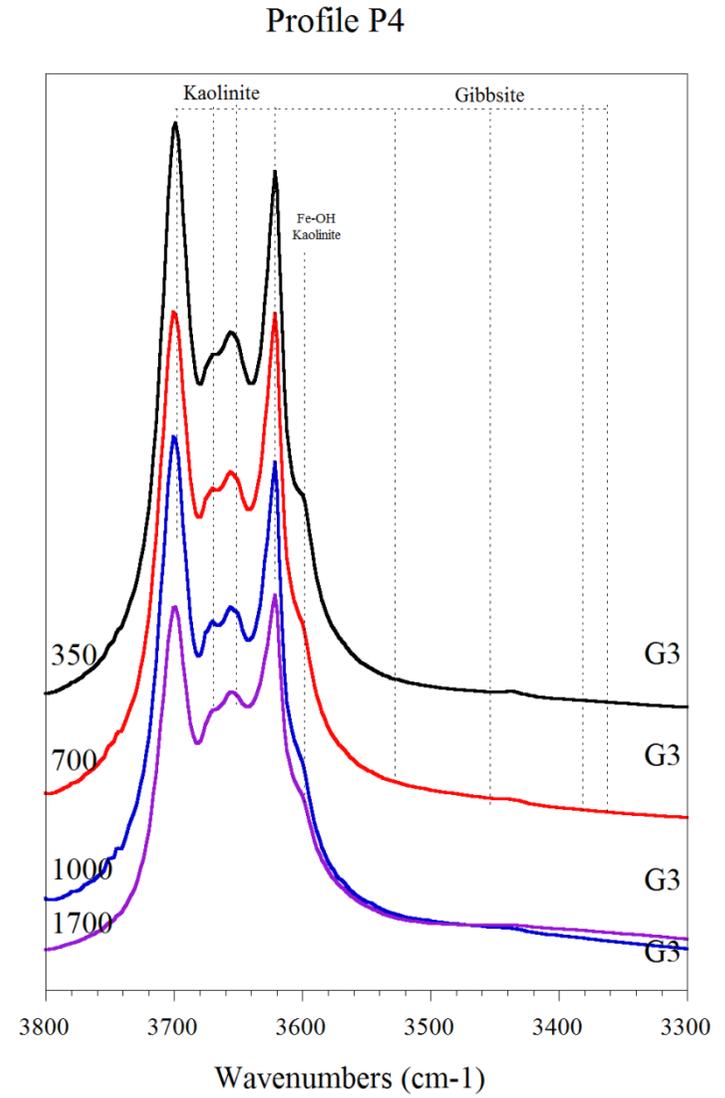
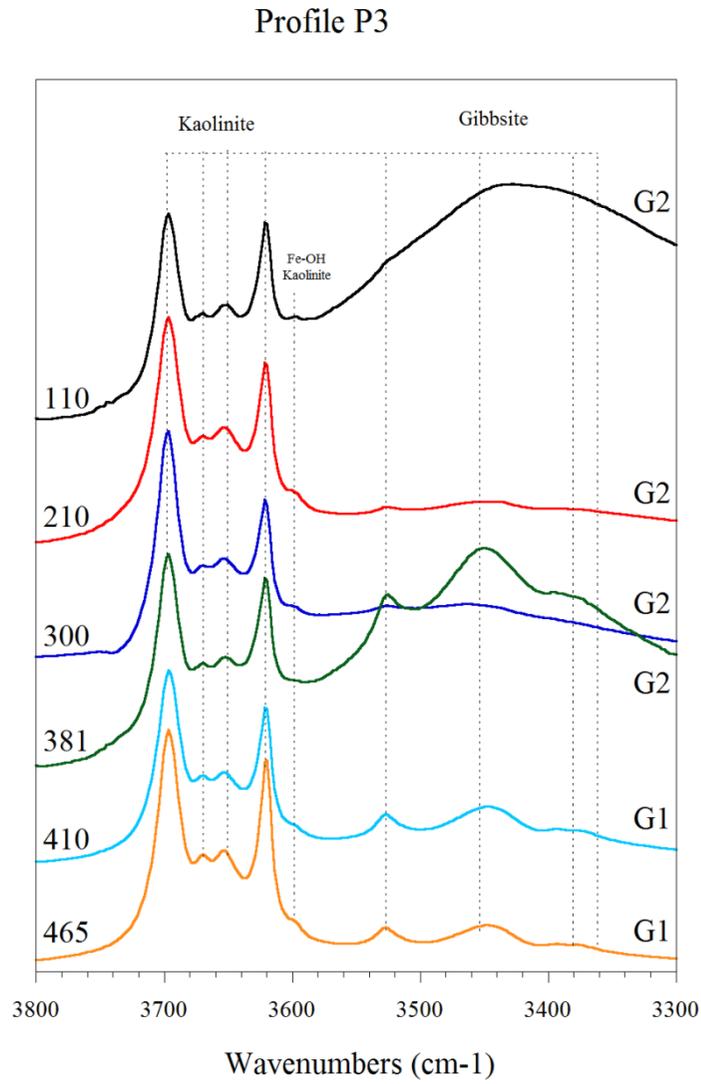


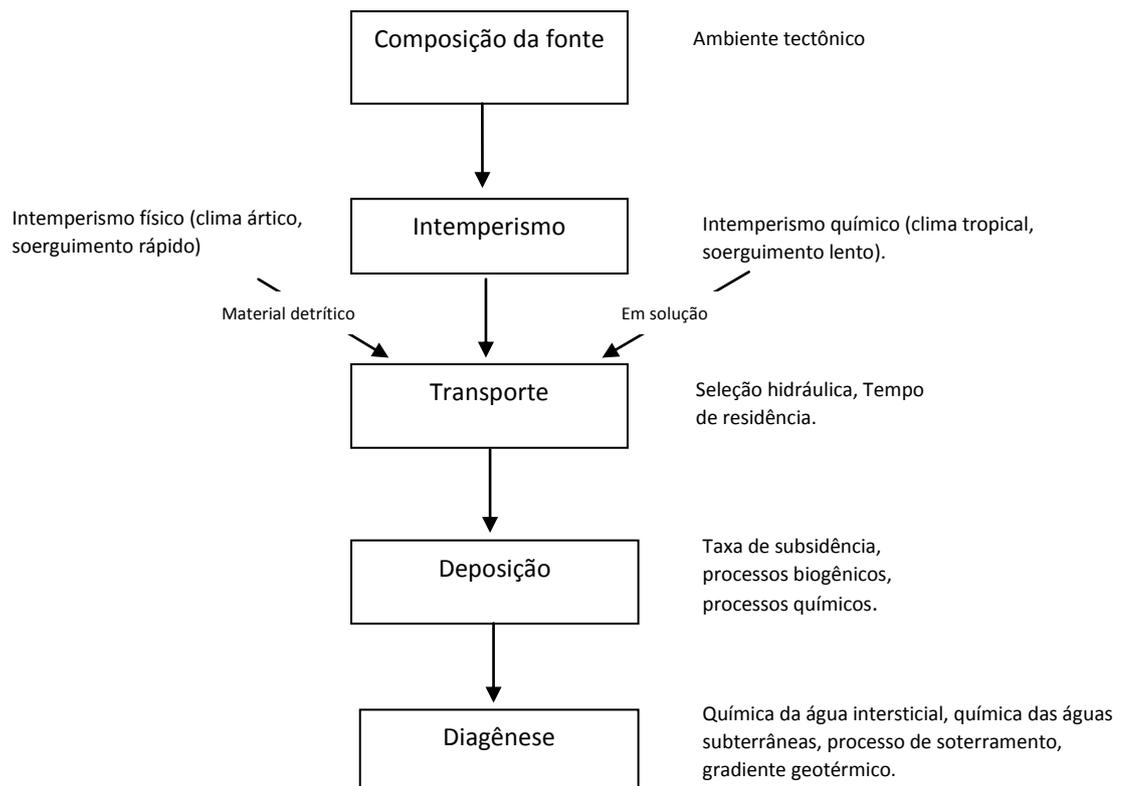
Figura 5.15 – Espectrograma de IR do perfil P3 e P4



5.3 Caracterização Geoquímica da Formação Içá

A composição química das rochas sedimentares é controlada principalmente pela química da fonte dos sedimentos (ROLLINSON, 1993), apesar de poder ser modificada por processos subsequentes, tais como condições intempéricas, transporte, condições de deposição e diagênese (Figura 5.16).

Figura 5.16 - Fluxograma dos principais processos que controlam a composição química das rochas sedimentares



Fonte: (ROLLINSON, 1994).

Foram coletadas 23 amostras friáveis nos cinco perfis selecionados e encaminhadas para análise de química multielementar (total), visando à determinação de elementos maiores, perda ao fogo e elementos traços, incluindo elementos terras raras. As análises foram realizadas nos laboratórios CRPG em Nancy, França, utilizando os métodos ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectroscopy*) e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*).

5.3.1 Elementos Maiores

Inicialmente, foram utilizados os elementos maiores na elaboração de diagramas indicativos do ambiente tectônico de formação das rochas, do tipo de rocha fonte e para classificação das rochas. Além disso, foram utilizados os elementos maiores para avaliar a intensidade da alteração e a maturidade textural dos sedimentos da Formação Içá.

Os diagramas aplicados para análise dos elementos maiores foram extraídos de Rollinson (1993) e seus resultados são apresentados a seguir.

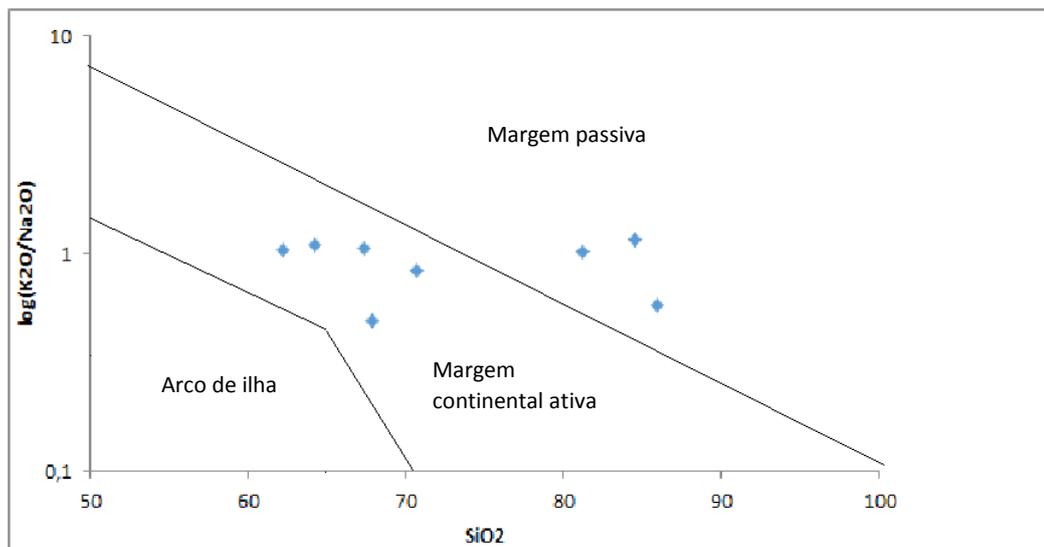
A Figura 5.17 apresenta um diagrama discriminante de ambiente tectônico para os sedimentos. Obteve-se a indicação de que as rochas fonte dos sedimentos da Formação Içá estão associadas a um ambiente tectônico de margem ativa e, secundariamente, de margem passiva, ou seja, as rochas que deram origem aos sedimentos da Formação Içá são provenientes de uma antiga zona de borda de continente envolvida em processo de colisão continental.

Na Figura 4.18, o diagrama utilizado é discriminante da composição química da fonte, com base em funções dos óxidos principais. Os resultados indicam assinatura de rocha-fonte prioritariamente no campo das rochas sedimentares quartzosas e, secundariamente no campo das rochas ígneas máficas.

A região do Escudo das Guianas, ao norte da área estudada, segundo Almeida (2006), é constituída por rochas derivadas de magmatismo ácido no Domínio Guiana Central e por rochas de derivação sedimentar silicáticas e vulcânicas básicas no Domínio Uatumã-Anauá, formadas em ambiente colisional em borda de continente. Essas rochas possuem características compatíveis com o que está indicado nos diagramas das Figuras 5.17 e 5.18.

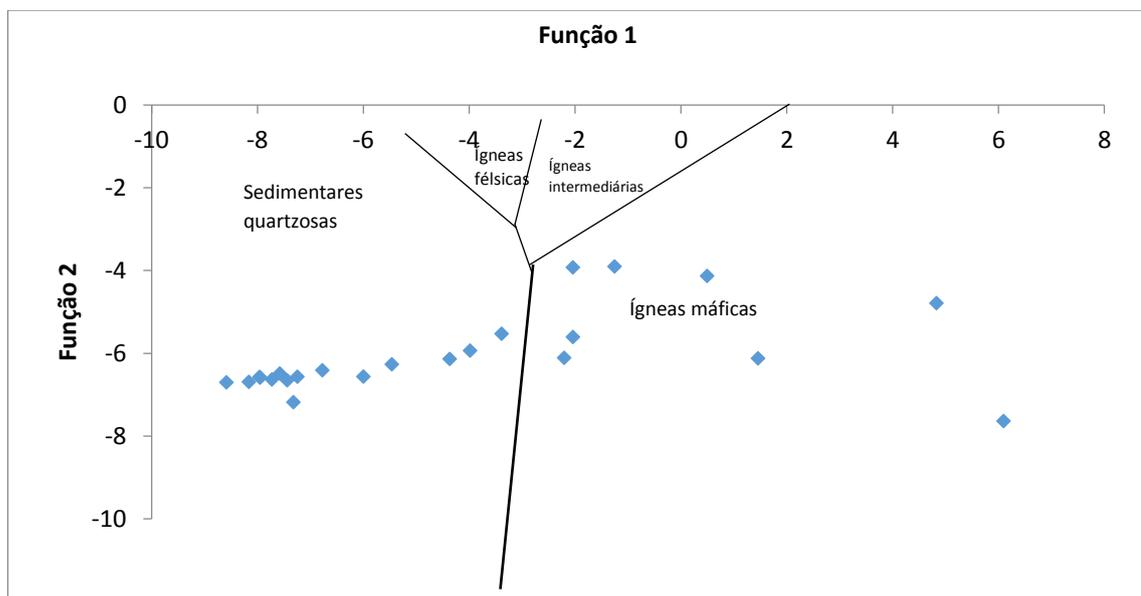
Nas Figuras 5.19 e 5.20, foram utilizados dois diagramas para classificação (nomenclatura) das rochas da Formação Içá. Os resultados sobrepõem os campos arcóseos, litoarenitos e quartzo-arenitos, em concordância com a classificação petrográfica das lâminas delgadas.

Figura 5.17- Diagrama discriminante de ambiente tectônico



Fonte: (ROLLINSON, 1993 – Figura 5.30).

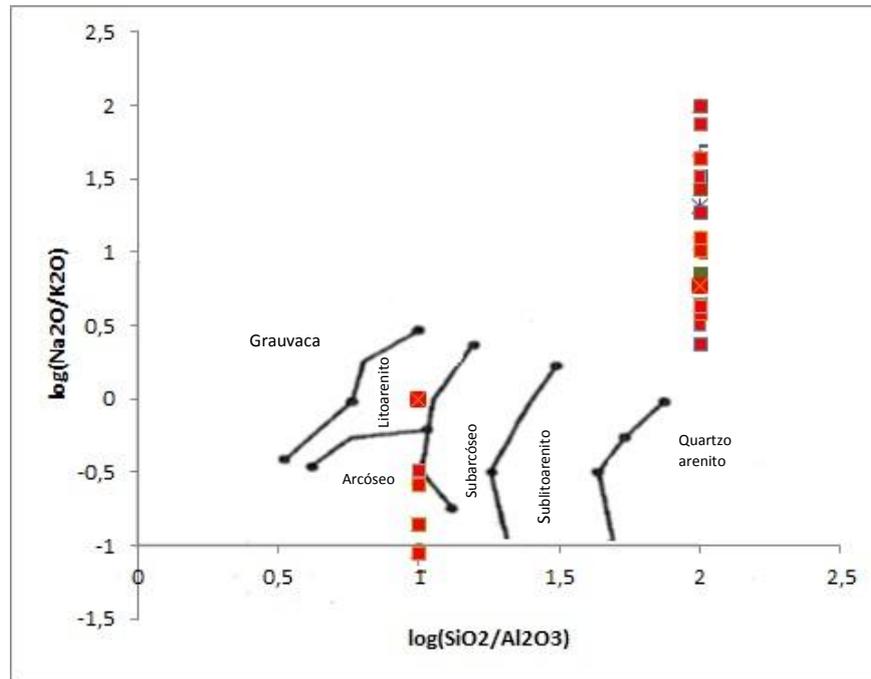
Figura 5.18 - Diagrama discriminante da assinatura química



Fonte (ROLLISON, 1993 – Figura 5.31).

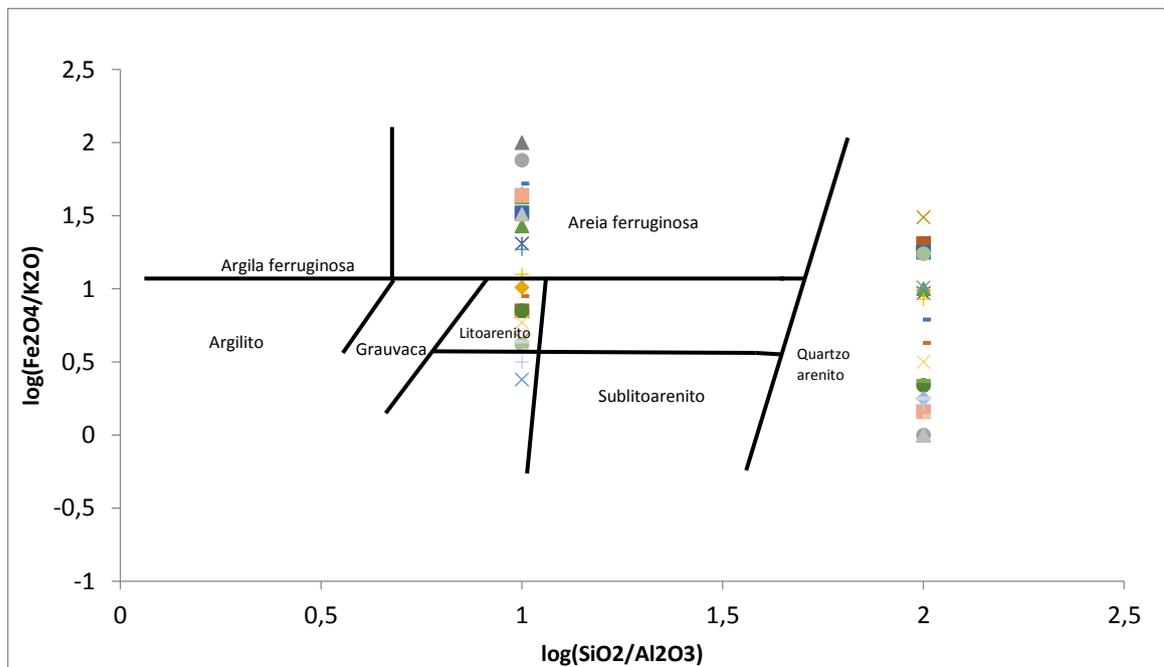
Função 1: $-1,773\text{TiO}_2 + 0,607\text{Al}_2\text{O}_3 + 0,76\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1,5\text{MgO} + 0,616\text{CaO} + 0,509\text{Na}_2\text{O} - 1,224\text{K}_2\text{O} - 9,09$
 Função 2: $0,445\text{TiO}_2 + 0,07\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,25\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1,142\text{MgO} + 0,438\text{CaO} + 1,475\text{Na}_2\text{O} + 1,426\text{K}_2\text{O} - 6,861$

Figura 5.19 - Diagrama de classificação de rochas terrígenas



Fonte: (ROLLINSON, 1993 – Figura 3.12).

Figura 5.20 - Diagrama de classificação de arenitos e argilitos



Fonte: (ROLLINSON, 1993 – Figura 3.13).

Uma interpretação das condições paleoclimáticas na área fonte de sedimentos é oferecida por Nesbitt e Young (1982) por meio de uma abordagem geoquímica, que considera a crosta superior sendo formada aproximadamente por 21% de quartzo, 41% de plagioclásio e 21% de feldspato potássico. Essa composição indica que o processo dominante durante o intemperismo químico é a degradação dos feldspatos e a concomitante formação de minerais de argila. Uma boa medida do grau de intemperismo, portanto pode ser calculada por meio do Índice Químico de Alteração que utiliza a proporção dos óxidos maiores em relação ao óxido de alumínio. $IQA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$ (NESBITT; YOUNG, 1982). Os parâmetros balizadores do IQA, utilizados por JOST et al. (1996), são o IQA dos feldspatos = 40, como indicativo de intemperismo químico ausente e o IQA da caulinita = 100 sugerindo intemperismo químico intenso.

As condições intempéricas vigentes na área fonte dos sedimentos e provavelmente durante o processo de deposição da Formação Içá foram estimadas com base na IQA. Os valores apurados para as amostras dos perfis 1 a 4 (Tabela 5.3) variam de 87 a 100, sendo que 85% apresentam valores acima de 95, indicando que a fonte dos sedimentos constituintes da Formação Içá foi submetida a condições de intemperismo químico intenso, sugerindo clima úmido e quente (NESBITT; YOUNG, 1982). A existência de grãos de feldspato, parcialmente alterados, identificados em amostras de mão e em lâminas delgadas, pode ser interpretada como um indicativo de relevo muito acidentado e de proximidade da rocha fonte.

Jost et al. (1996) utilizam o Índice de Maturidade Textural (PETTIJOHN, 1975), que se baseia na proporção relativa entre os óxidos de sílica e alumínio, expressa na equação $IMAT = [SiO_2 / (SiO_2 + Al_2O_3) \times 100]$, na busca de contribuir com a classificação de metassedimentos. Essa proporção relativa de óxidos de sílica e alumínio reflete a relação entre a fração areia e a fração argila presente nas rochas e sedimentos.

Foi calculado o IMAT para as amostras de sedimentos da Formação Içá e segundo a classificação de maturidade textural de Pettijohn (1975), as amostras analisadas correspondem às rochas sedimentares apresentados na Tabela 5.4, cujos resultados corroboram com aqueles obtidos nas descrições petrográficas de lâminas delgadas. Podem ser observados dois grupos diferentes em termos de maturidade: um grupo de 13 amostras (em 23) com maturidade mais elevada (IMAT >90) e 10 amostras com maturidade mais baixa (IMAT entre 70 e 89). As mais

imaturas são registadas no Perfil P 4 – Tucandeira. Os resultados obtidos com o IMAT mostram-se coerentes com a classificação granulométrica obtida por meio do Granulômetro a Lazer, como pode ser visto comparando-se a tabela 5.1 com a Tabela 5.4.

Tabela 5.3 - Índice químico de alteração – IQA.

Amostra	Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 4
	IQA	IQA	IQA	IQA
1	99,25569	99,31288	100	95,20646
2	100	99,50054	99,49307	93,75
3	99,23616	99,51317	99,38168	91,05691
4	99,16958	99,48589	98,69281	87,66112
5	97,22814		96,13636	
6	99,17526		95,84079	
7	97,99937		96,24238	
8			98,57046	

Tabela 5.4- Índice de Maturidade Textural – IMAT e classificação correspondente.

Perfil	IMAT	Classificação
P1	87,5665	Arenito fino
	99,01265	Quartzo arenito
	81,80766	Grauvaca
	95,29487	Subarcósio
	87,68233	Arenito fino
	94,94217	Subarcósio
	89,98029	Arenito fino
P2	91,1134	Arenito fino
	97,12085	Quartzo arenito
	96,46903	Quartzo arenito
	70,61206	Argilito
P3	98,71325	Quartzo arenito
	92,75013	Subarcósio
	98,15868	Quartzo arenito
	97,50635	Quartzo arenito
	97,83775	Quartzo arenito
	97,77934	Quartzo arenito
	97,0628	Quartzo arenito
	85,61145	Arcósio
P4	80,95821	Grauvaca
	76,37359	Argilito
	79,51139	Folhelho carbonoso
	81,45318	Siltito

5.3.2 Elementos Traços

A concentração de elementos traços em sedimentos resulta da influência de diferentes fatores (área fonte, intemperismo, diagênese, variedade de sedimentos e geoquímica da água) e, segundo Rollinson (1993), alguns elementos traços podem ser usados para identificar determinados processos e a origem dos sedimentos.

Os elementos traços mais importantes para análise de sedimentos são os Elementos Terras Raras (ETR), Th e Sc e, em menor grau, Cr e Co. São elementos de muito baixa mobilidade e com reduzida concentração nas águas do mar e dos rios, portanto a concentração desses elementos nos sedimentos se deve fundamentalmente ao transporte de material particulado e reflete a química do material fonte (ROLLINSON, 1993; CULLERS, 1994).

Elementos de baixa mobilidade (CULLERS, 2002), tais como La e Th, que são mais abundantes em rochas silicáticas do que em rochas básicas, ou Co, Sc, Cr e Ni, que são elementos com maior concentração nas rochas básicas do que nas silicáticas, podem ser utilizados para determinar a assinatura da fonte dos sedimentos, por meio dos valores da concentração natural ou por meio das razões entre La ou Th *versus* Co, Sc ou Cr.

Na Tabela 5.5, os valores obtidos para razões entre um elemento de afinidade com rochas silicáticas e outro de afinidade com rochas básicas, nas amostras da Formação Içá, foram comparados com os valores calculados para rochas sedimentares padronizadas, como o *Pós-Arquean Average Australian Shale* - PAAS (TAYLOR;McLENNAN, 1981) e o *Mid-continent Shales* - MCS (CULLERS, 1994), cuja origem de seus sedimentos, segundo os autores, está associada a uma fonte granitoide.

Observa-se que para as amostras dos perfis P1, P2, P3 e P4, as razões calculadas apresentam valores semelhantes aos valores dessas razões para o PAAS e MCS, sugerindo que o material terrígeno que deu origem à Formação Içá na região estudada seja derivado mais de rochas ricas em sílica (granitoides) do que de rochas básicas. Segundo Cullers (2002), valores muito elevados para as razões Th/Co e La/Co (perfis P1 e P2) com relação aos valores do PAAS e do MCS indicam que as rochas desses perfis receberam contribuições a partir de granitoides mais diferenciados ou retrabalhados do que aqueles que produziram os sedimentos do PAAS e MCS.

Tabela 5.5- Razões elementares indicativos de assinatura de rocha fonte.

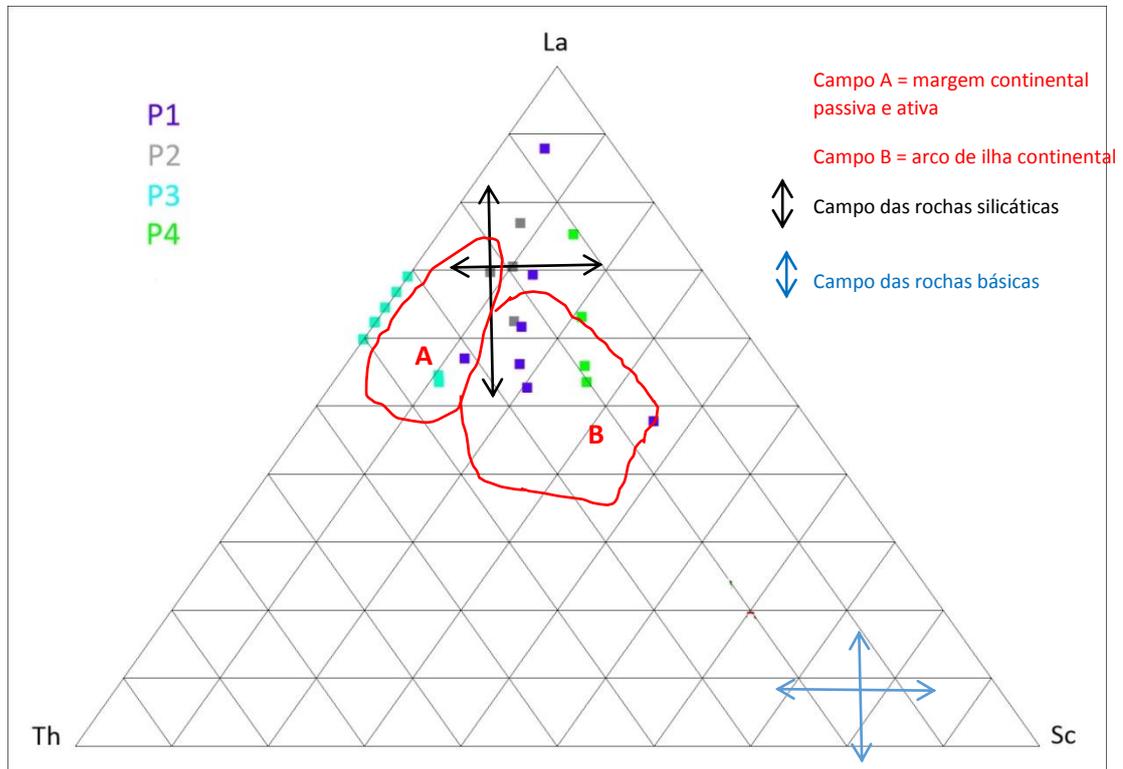
	Th/Co	La/Co	Th/Cr	La/Cr	La/Sc	Eu/Eu*(n)	ΣETR
NASC						0,15	167,21
PAAS	0,63	1,65	0,13	0,35	2,4	0,66	211,77
MCS	1,15 ±0,51	7,6±12.1	0,13±0,29	0,49±0,36	3,6±1.2	0,6±0,06	
P1	5,76	15,59			3,97	0,54	90,92
	14,34	42,42			1,32	0,50	16,206
	5,70	11,26			2,56	0,49	98,56
	7,94	14,57			4,78	0,36	53,208
	7,71	29,93			5,39	0,50	141,38
	6,97	83,56			18,22	0,56	337,573
	7,76	16,94			3,11	0,60	108,533
P2	4,94	18,04				0,52	80,754
	4,29	21,45				0,43	49,025
	4,91	15,53				0,41	44,217
	5,05	13,60				0,65	119,835
P3			0,24	0,40		0,50	14,486
			0,28	0,44		0,48	44,298
			0,19	0,42		0,46	21,039
			0,19	0,39		0,47	14,992
			0,24	0,43		0,35	21,802
			0,33	0,49		0,30	26,303
			0,22	0,37		0,40	18,32
			0,42	0,63		0,29	100,691
P4	5,21	13,80				0,64	122,855
	3,94	15,65				0,69	250,014
	1,75	12,39				0,73	453,18
	0,53	1,55				0,69	155,134

O diagrama triangular utilizando os elementos La, Th e Sc é utilizado por Rollison (1993) como indicativo de ambiente tectônico e por Cullers (2002) como indicativo da assinatura química da fonte dos sedimentos. Na Figura 5.21, construiu-se um diagrama triangular La, Th e Sc onde foram plotadas as amostras da Formação Içá. Essas se concentram no campo das rochas silicáticas e nos campos do ambiente de margem continental (passiva e ativa) e de arco de ilha continental, corroborando o diagrama discriminante de ambiente tectônico utilizado para os elementos maiores (Figura 5.17).

Em rochas detríticas, o quartzo, um dos seus maiores constituintes, é muito pobre em ETR e os argilominerais são os principais responsáveis pelo conteúdo de

ETR, transportados como íons adsorvidos, que podem também, em menor proporção, ocorrer associados aos óxidos e aos hidróxidos (BROD, 2011).

Figura 5.21 - Diagrama discriminante de ambiente tectônico



Fonte: (ROLLISON, 1994 – Figura 5.33).

Depreende-se ainda, da Tabela 5.5, que existe um maior conteúdo em Terras Raras (Σ ETR) nas amostras dos estratos inferiores do perfil. Também se destacam com maior conteúdo de ETR, os estratos mais argilosos, como aqueles do perfil P4. Sing e Rajamani (2001) afirmam que os ETR podem ser mobilizados dentro do perfil de alteração em função do pH, mas eles não deixam o sistema, se depositando quase imediatamente nos estratos inferiores do perfil. No entanto, observa-se que o solo, sobretudo no processo de laterização, quase sempre apresenta mais desses elementos pouco móveis do que seu material de origem subjacente e nos materiais mais arenosos, o processo principal para a migração desses elementos deve ser a lessivagem (translocação de material particulado fino), e não uma migração em solução devido a um pH mais ácido.

O Σ ETR para cada amostra (Tabela 5.5), quando comparado com os padrões NASC e PAAS, mostra uma redução dos Elementos Terras Raras em todos os

perfis, à exceção das amostras P1-690, P4-700 e P4-100. Esse fenômeno decorre, provavelmente, do alto teor de sílica dos estratos sedimentares da Formação Içá.

As concentrações dos ETR em rochas são geralmente normalizadas para um padrão de referência comum, visando eliminar a variação de abundância entre elementos com número atômico par e ímpar e permitir identificar qualquer fracionamento no grupo dos ETR com relação ao padrão (ROLLINSON, 1993).

De acordo com diversos autores (Tabela 5.6), a concentração de muitos elementos em rochas sedimentares de grão fino, em plataformas continentais em torno do mundo, é similar em decorrência da mistura por repetidos ciclos de erosão. Este “sedimento médio” é usado como o valor de normalização_(N) para concentrações de ETR em rochas sedimentares.

A composição mais frequentemente usada para normalização_(N) de ETR em rochas sedimentares é a do “North American Shale Composite” (NASC). Alternativas são o folhelho europeu (ES), a mistura de rocha sedimentar média pós-arqueana australiana (PPAS) e a média da crosta superior (UC). Alguns autores ainda usam a normalização por Condrito. A normalização contra o NASC é uma medida de quão típico é um sedimento, podendo identificar sutis enriquecimentos e deficiências em certos elementos (ROLLINSON, 1993).

Tabela 5.6- Valores de Padrão para normalização de ETR em rochas sedimentares por diversos autores.

ETR	NASC ⁽¹⁾	NASC ⁽²⁾	NASC ⁽³⁾	NASC ⁽⁴⁾	ES ⁽⁵⁾	PAAS ⁽⁶⁾	UC ⁽⁷⁾
La	39,000	32,000	32,000	31,100	41,100	38,200	30,000
Ce	76,000	70,000	73,000	67,033	81,300	79,600	64,000
Pr	10,300	7,900	7,900		10,400	8,830	7,100
Nd	37,000	31,000	33,000	30,400	40,100	33,900	26,000
Sm	7,000	5,700	5,700	5,980	7,300	5,550	4,500
Eu	2,000	1,240	1,240	1,253	1,520	1,080	0,880
Gd	6,100	5,210	5,200	5,500	6,030	4,660	3,800
Tb	1,300	0,850	0,850	0,850	1,050	0,774	0,640
Dy				5,540		4,680	3,500
Ho	1,400	1,040	1,040		1,200	0,991	0,800
Er	4,000	3,400	3,400	3,275	3,550	2,850	2,300
Tm	0,580	0,500	0,500		0,560	0,405	0,330
Yb	3,400	3,100	3,100	3,113	3,290	2,820	2,200
Lu	0,600	0,480	0,480	0,456	0,580	0,433	0,320
Yb		27,000			31,800	27,000	22,000

(1) Haskin & Frey, 1966
(2) Haskin & Haskin, 1966
(3) Haskin *et al.*, 1968
(4) Gromet *et al.*, 1984
(5) Haskin & Haskin, 1966
(6) McLennan, 1989
(7) Taylor & MacLennan, 1981

A Tabela 5.7 apresenta os valores de ETR das amostras da Formação Içá e também os valores normalizados para NASC, utilizando os valores definidos por Haskin et al. (1968). O objetivo dessa normalização é avaliar o quão próximo de um padrão médio estão os sedimentos da Formação Içá. As amostras da Formação Içá, em geral, apresentam valores de ETR compatíveis com os valores da média da crosta continental (TAYLOR; McLENNAN, 1985), mas mostram-se reduzidos em ETR (valores <1), quando normalizados para NASC. Apenas os argilitos do Perfil 4, no Rio Negro, mostram um enriquecimento de ETRs, com relação ao padrão NASC.

Tabela 5.7- Concentração de ETR nas amostras da Formação Içá e valores normalizados para NASC.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
P1 – 350	26,1*	39,1	4,286	13,16	2,01	0,341	1,594	0,265	0,393	1,296	0,227	1,82	0,328
	0,815625**	0,535616	0,542532	0,398788	0,352632	0,275	0,306538	0,311765	0,377885	0,381176	0,756667	0,587097	0,683333
P1 – 430	4,242	7,582	0,731	2,225	0,373	0,057	0,26	0,044	0,064	0,222	0,038	0,313	0,055
	0,132563	0,103863	0,092532	0,067424	0,065439	0,045968	0,05	0,051765	0,061538	0,065294	0,126667	0,100968	0,114583
P1 – 530	26,74	42,44	4,704	14,99	2,449	0,377	1,908	0,302	0,467	1,503	0,261	2,045	0,374
	0,835625	0,58137	0,595443	0,454242	0,429649	0,304032	0,366923	0,355294	0,449038	0,442059	0,87	0,659677	0,779167
P1 – 550	13,1	23,26	2,508	8,287	1,435	0,161	1,062	0,164	0,28	0,971	0,185	1,495	0,3
	0,409375	0,31863	0,317468	0,251121	0,251754	0,129839	0,204231	0,192941	0,269231	0,285588	0,616667	0,482258	0,625
P1 – 620	38,79	65,51	6,282	18,98	3,029	0,48	2,489	0,397	0,566	1,814	0,317	2,324	0,402
	1,212188	0,897397	0,79519	0,575152	0,531404	0,387097	0,478654	0,467059	0,544231	0,533529	1,056667	0,749677	0,8375
P1 – 690	80,39	180,7	15,08	46,55	6,578	1,112	4,379	0,52	0,343	0,878	0,112	0,805	0,126
	2,512188	2,475342	1,908861	1,410606	1,154035	0,896774	0,842115	0,611765	0,329808	0,258235	0,373333	0,259677	0,2625
P1 – 760	22,55	44,78	5,397	20,86	4,52	0,859	3,574	0,526	0,625	1,877	0,31	2,274	0,381
	0,704688	0,613425	0,683165	0,632121	0,792982	0,692742	0,687308	0,618824	0,600962	0,552059	1,033333	0,733548	0,79375
P2 – 530	25,08	39,49	3,46	9,028	1,179	0,19	0,903	0,134	0,148	0,439	0,073	0,538	0,092
	0,78375	0,540959	0,437975	0,273576	0,206842	0,153226	0,173654	0,157647	0,142308	0,129118	0,243333	0,173548	0,191667
P2 – 620	13,24	25,26	2,3	5,867	0,747	0,098	0,525	0,073	0,101	0,31	0,054	0,387	0,063
	0,41375	0,346027	0,291139	0,177788	0,131053	0,079032	0,100962	0,085882	0,097115	0,091176	0,18	0,124839	0,13125
P2 – 660	12,01	21,68	2,081	5,845	0,753	0,098	0,59	0,083	0,108	0,344	0,06	0,482	0,083
	0,375313	0,296986	0,263418	0,177121	0,132105	0,079032	0,113462	0,097647	0,103846	0,101176	0,2	0,155484	0,172917
P2 – 900	42,81	46,64	5,902	16,98	2,33	0,464	1,733	0,265	0,294	0,894	0,146	1,161	0,216
	1,337813	0,638904	0,747089	0,514545	0,408772	0,374194	0,333269	0,311765	0,282692	0,262941	0,486667	0,374516	0,45
P3- 110	3,841	5,826	0,665	2,155	0,361	0,056	0,277	0,048	0,094	0,348	0,068	0,62	0,127
	0,120031	0,079808	0,084177	0,065303	0,063333	0,045161	0,053269	0,056471	0,090385	0,102353	0,226667	0,2	0,264583
P3 – 210	12,65	17,8	2,146	7,004	1,207	0,18	0,894	0,146	0,205	0,674	0,123	1,063	0,206
	0,395313	0,243836	0,271646	0,212242	0,211754	0,145161	0,171923	0,171765	0,197115	0,198235	0,41	0,342903	0,429167
P3 – 300	5,482	9,516	1,006	3,239	0,508	0,073	0,379	0,058	0,084	0,252	0,044	0,342	0,056
	0,171313	0,130356	0,127342	0,098152	0,089123	0,058871	0,072885	0,068235	0,080769	0,074118	0,146667	0,110323	0,116667
P3 – 340	3,98	7,161	0,673	2,103	0,354	0,052	0,266	0,035	0,039	0,122	0,02	0,158	0,029
	0,124375	0,098096	0,08519	0,063727	0,062105	0,041935	0,051154	0,041176	0,0375	0,035882	0,066667	0,050968	0,060417
P3 – 380	5,241	9,933	1,08	3,677	0,621	0,068	0,452	0,057	0,07	0,216	0,036	0,294	0,057
	0,163781	0,136068	0,136709	0,111424	0,108947	0,054839	0,086923	0,067059	0,067308	0,063529	0,12	0,094839	0,11875
P3 – 381	6,225	12,04	1,286	4,335	0,776	0,072	0,556	0,074	0,089	0,281	0,05	0,434	0,085
	0,194531	0,164932	0,162785	0,131364	0,13614	0,058065	0,106923	0,087059	0,085577	0,082647	0,166667	0,14	0,177083
P3 – 410	4,523	8,462	0,856	2,905	0,51	0,062	0,356	0,048	0,06	0,184	0,034	0,268	0,052
	0,141344	0,115918	0,108354	0,08803	0,089474	0,05	0,068462	0,056471	0,057692	0,054118	0,113333	0,086452	0,108333
P3 – 465	25,67	43,13	4,994	17,02	2,858	0,263	2,166	0,308	0,378	1,266	0,232	2,011	0,395
	0,802188	0,590822	0,632152	0,515758	0,501404	0,212097	0,416538	0,362353	0,363462	0,372353	0,773333	0,64871	0,822917
P4 – 350	28,9	51,57	6,129	22,09	3,986	0,807	3,26	0,683	1,988	0,324	2,235	0,363	
	0,903125	0,706438	0,775823	0,669394	0,699298	0,650806	0,626923	0,611765	0,656731	0,584706	1,08	0,720968	0,75625
P4 – 700	52,6	104,2	12,93	48,67	9,74	2,146	7,991	1,228	1,411	3,872	0,589	4,019	0,618
	1,64375	1,427397	1,636709	1,474848	1,708772	1,730645	1,536731	1,444706	1,356731	1,138824	1,963333	1,296452	1,2875
P4 – 1000	87,89	190,2	22,89	90,31	19,21	4,501	16,59	2,509	2,75	7,304	1,072	6,908	1,046
	2,746563	2,605479	2,897468	2,736667	3,370175	3,629839	3,190385	2,951765	2,644231	2,148235	3,573333	2,228387	2,179167
P4 – 1700	32,82	64,07	7,929	29,9	5,949	1,304	4,903	0,785	0,949	2,693	0,434	2,946	0,452
	1,025625	0,877671	1,003671	0,906061	1,043684	1,051613	0,942885	0,923529	0,9125	0,792059	1,446667	0,950323	0,941667
NASC	32	73	7,9	33	5,7	1,24	5,2	0,85	1,04	3,4	0,3	3,1	0,48

*Valores analíticos.

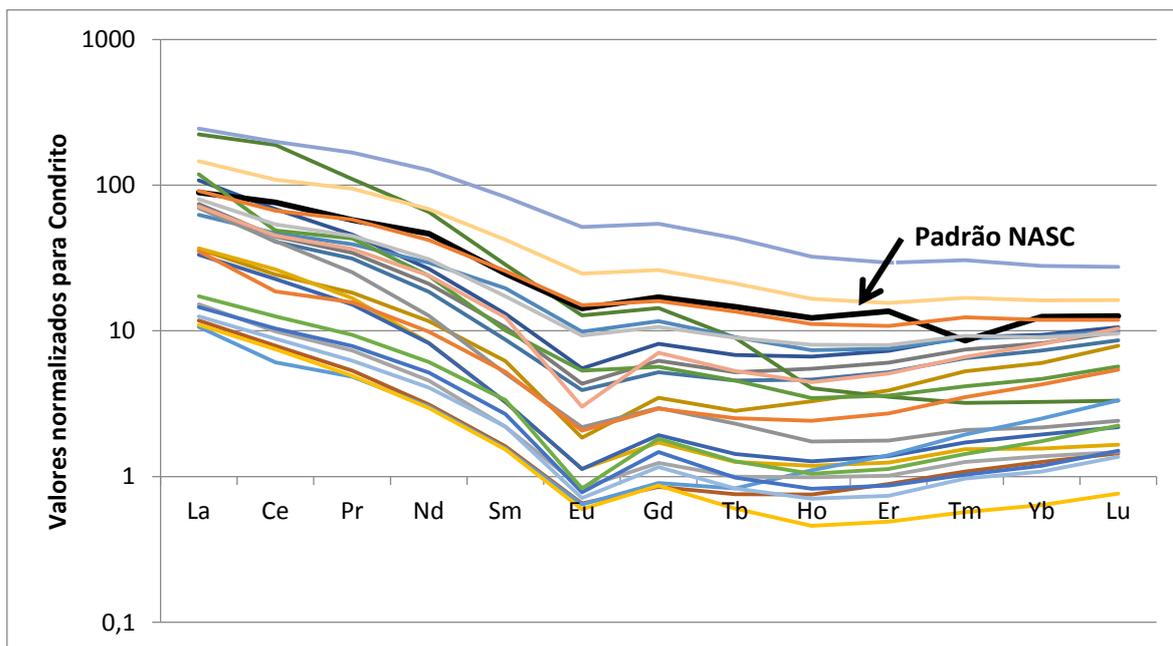
** valores normalizados para NASC

A razão $(Eu/Eu^*)_{(N)}$ para as amostras da Formação Içá (Tabela 5.5) tem valores menores do que 1,0, semelhantes aos valores de PAAS e MCS, representando uma anomalia negativa de Európio, que é frequente em rochas silicáticas. Segundo Cullers (2002) sedimentos derivados de áreas fontes intensamente intemperizadas têm sempre anomalia negativa de Eu, ao contrário das fontes moderadamente intemperizadas, que dão origem a uma fração areia com anomalia positiva de Eu. Assim, a anomalia de Eu é mais um argumento que corrobora a proposta de uma rocha fonte rica em sílica.

A Figura 5.22 apresenta o diagrama de ETR para as amostras da Formação Içá e para os sedimentos NASC, com valores normalizados para Condrito.

Observa-se um enriquecimento dos ETR Leves com relação aos ETR Pesados, destacando a anomalia negativa de Európio ($Eu_{norm}/Eu^*_{norm} < 1$). E, quando comparados com o padrão NASC, observa-se que a maior parte das amostras está reduzida em ETR. As amostras que apresentam valores de ETR semelhantes ou mais elevados do que o padrão NASC correspondem àquelas com maior conteúdo em argila, em especial as amostras do perfil P4 - Tucandeira.

Figura 5.22 - Diagrama de ETR normalizado para NASC.



5.4 Considerações sobre área fonte e ambiente deposicional

Os resultados obtidos da caracterização da Formação Içá estão sintetizados a seguir:

- (1) A Formação Içá se caracteriza por uma sucessão de estratos de sedimentos detríticos mal consolidados, onde se intercalam níveis de ruditos (predomínio de fração arenosa) e pelitos (predomínio de frações argilosas). Ao norte da área estudada, no curso médio do Rio Demini afloram arenitos grosseiros (perfis Cuieiras, P3 e P2). Descendo o rio no sentido sul, intercalações de pelitos são cada vez mais constantes (perfil P1). No Rio Negro, à jusante da foz do Rio Demini, a Formação Içá apresenta níveis espessos de siltitos e arenitos subordinados (perfil P4). Essa **gradação granulométrica de norte para sul** pode também ser observada no diagrama da Figura 5.23.
- (2) As características dos sedimentos da Formação Içá sugere que a deposição ocorreu em um **ambiente fluvial**. A gradação granulométrica indica um ambiente fluvial de média a alta energia ao Norte, em provável sistema entrelaçado com vastas barreiras arenosas, passando gradualmente em direção a Sul, para um ambiente fluvial com carga sedimentar mista e predomínio dos termos lamosos,

sugerindo amplas planícies inundadas (desenvolvimento de lagos e pântanos) entrecortadas por canais de média energia.

(3) Dados de direção de corrente obtidos a partir dos estratos cruzados nos perfis indicam um **transporte de sedimentos de norte para sul**, sugerindo que a fonte dos sedimentos encontra-se ao norte da área. A Figura 5.24 esquematiza um modelo deposicional considerando a **variação granulométrica de norte para sul, com a área fonte ao norte**.

(4) A análise dos elementos maiores e traços indica que o ambiente tectônico provável para as rochas que deram origem aos sedimentos é um ambiente de margem continental ativa passando à margem passiva, o que indica forte presença de rochas magmáticas plutônicas. **A rocha fonte foi caracterizada como rocha silicática, predominantemente**. Portanto, a área mais provável para a fonte dos sedimentos é o Escudo das Guianas, situado onde atualmente encontram-se as cabeceiras dos rios Demini, Aracá e Cuieiras.

Para corroborar ainda mais essa hipótese, temos as descrições de Reis et al. (2006) e Almeida (2006) sobre as rochas do Escudo das Guianas. Reis et al (2006) as descreve como constituídas predominantemente por gnaisses e granitoides diversos (rochas silicáticas), metamorfizados em alto grau e datados do paleoproterozóico. Almeida (2006) ainda separa essas rochas em dois domínios, sendo um de origem magmática plutônica e outro de origem sedimentar e vulcânica, interpretando-as como integrantes de arcos magmáticos em margens continentais ativas, evoluindo para margem passiva, em conformidade com as ideias de Santos (2003).

(5) O Índice Químico de Alteração indicam que os sedimentos constituintes da Formação Içá foram submetidos, na fonte e na sedimentação, a condições de intemperismo químico intenso, sugerindo **clima úmido e quente**. A presença de grãos de feldspatos, mesmo que parcialmente alterados, representam proximidade da área fonte.

Figura 5.23 – Diagrama ternário de granulometria

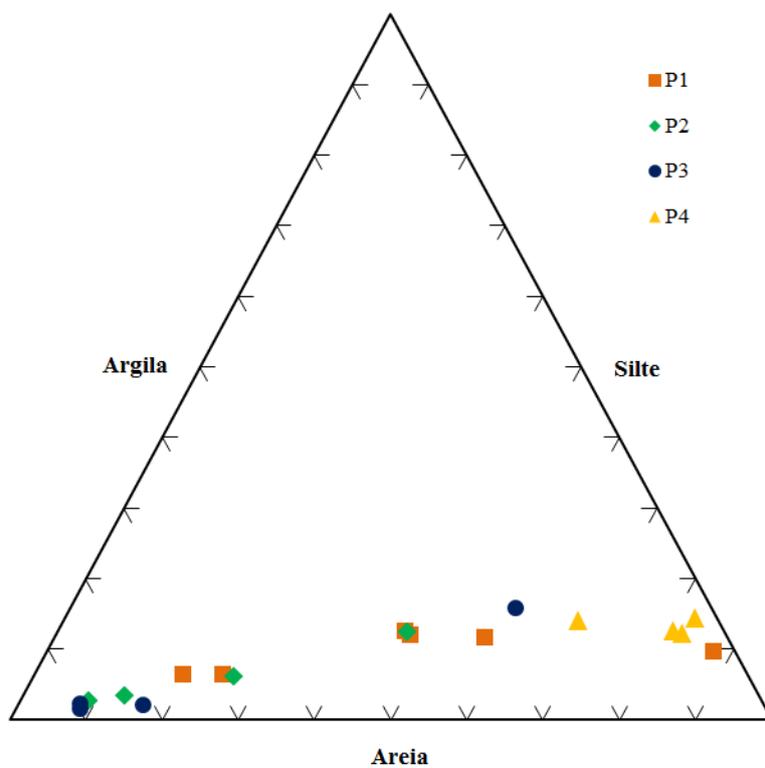
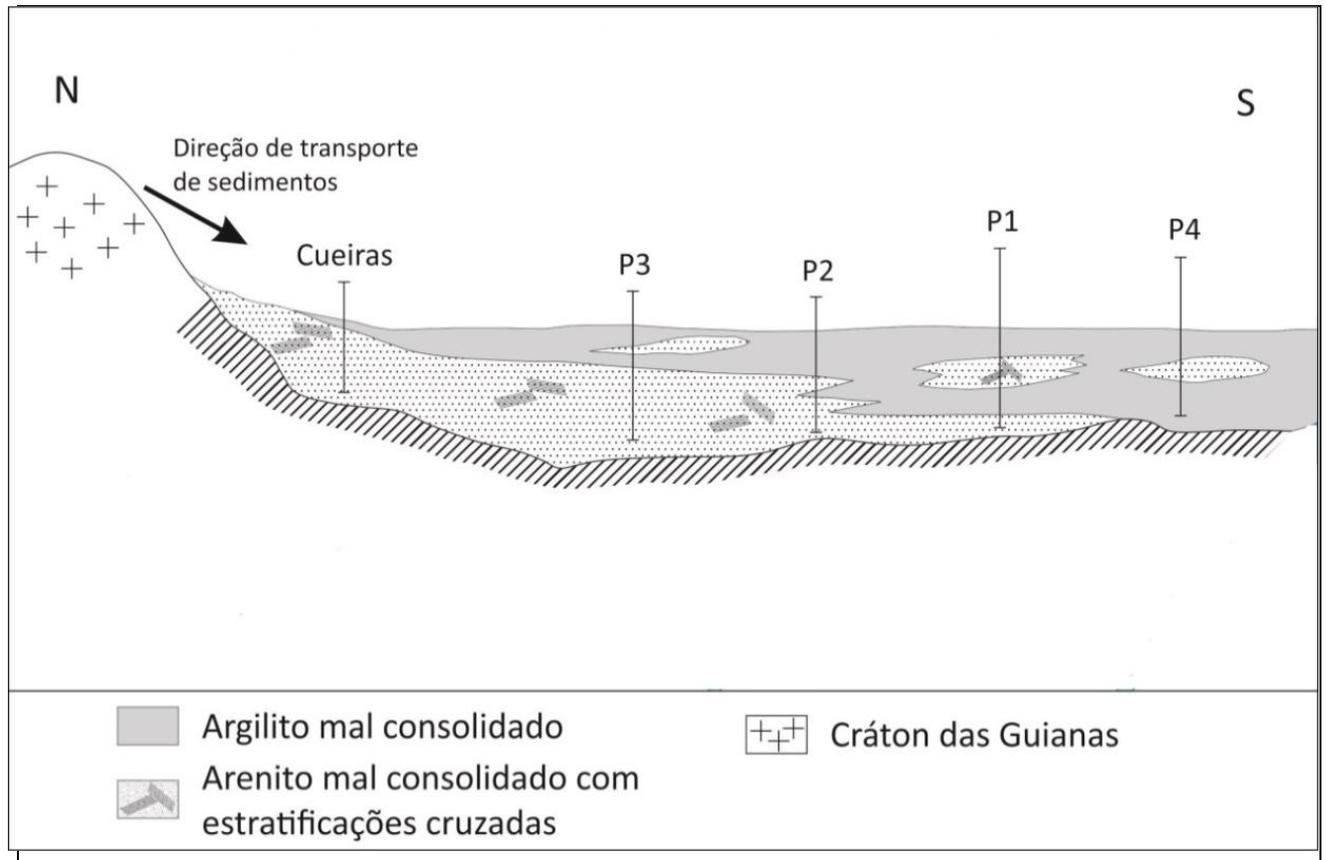


Figura 5.24 - Seção esquemática ao longo do Rio Demini com indicação do sentido do transporte de sedimentos.



A partir desses resultados podemos reconstruir o ambiente paleogeográfico da Formação Içá na bacia do Médio Rio Negro, como um ambiente fluvial de média energia e com inúmeros canais, correndo da porção mais elevada a Norte, onde se encontra a área fonte. A rocha fonte predominante caracteriza-se como um granitoide, capaz de fornecer sedimentos arenosos abundantes e sedimentos argilosos oriundos da intemperização dos feldspatos. Descendo para jusante, em direção ao Sul, tem-se uma porção mais aplainada, com predominância de lagos e pântanos, águas mais calmas que permitem a acumulação dos sedimentos mais finos, argilosos. Este modelo tem o mesmo sentido geral da rede de drenagem atual, nessa porção da Bacia do Rio Negro, representada na área pelos rios Demini e Aracá.

As condições climáticas indicam temperatura elevada e chuvas abundantes, justificando a predominância do intemperismo químico tanto na área fonte quanto no ambiente de deposição. Essas condições climáticas coadunam com a proposta de Nascimento, Bueno e Allard (2014) que defendem a formação das extensas áreas

de podzóis, em clima úmido, sobre formações fortemente empobrecidas em argila, semelhantes aos sedimentos arenosos da Formação Içá. A vegetação de campinarama que se desenvolve sobre os podzóis podem estar, portanto, mais associadas às condições arenosas do solo do que à condições de aridez climática, que não foram encontradas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALARD T. **La Kaolinite**: Un dosimeter des rayonnements naturels. Application au traçage de migrations anciennes de radioéléments dans la geosphere. Thèse de docteur. Université Paris VII – Spécialité Géochimie Fondamentale, 1994.

ALBERS A. P. F., MELCHIADES F. G., MACHADO R., BALDO J. B., BOSCHI A. O. -Um Método Simples De Caracterização De Argilo Minerais Por Difração De Raios-X. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE CERÂMICA, 45., Florianópolis, 2001. **Anais ... Florianópolis**: [s.e.], 2001.

BALAN, E. et al. Formation and evolution of lateritic profiles in the middle Amazon basin: Insights from radiation-induced defects in kaolinite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, n.69, p 2193-2204, 2005.

BROD, J. A. **Geoquímica dos Elementos Terras Raras**. Apostila de aula. 2011.

CAMPBELL, K.E. JR.; FRAILEY, C.D.; ROMERO-PITTMAN, L. The Pan-Amazonian Ucayali Penplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, n.239, 2006, p.166-219.

CULLERS R. L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. **Chemical Geology**, v.191, p.305– 327, 2002.

CULLERS R. L. The chemical signature of source rocks in size fractions of Holocene stream sediment derived from metamorphic rocks in the Wet Mountains region, Colorado, USA. **Chemical Geology**, n.113, 1994, p.327– 343.

CULLERS, R. L.; BERENDSEN, P. The provenance and chemical variation of sandstones associated with the Mid-continent rift system, USA. **Eur. J. Mineral**, n.10, 1998, p.987– 1002.

DOTT, R. H. Wacke, greywacke and matrix; what approach to immature sandstone classification. **Journal of Sedimentary Research**, v.34, n.3, 1964, p.625–632.

FARMER, V. C. **The infrares spectra of minerals**. London:Mineralogical Society, 1974.

FOLK, R. L. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin, Texas: Hemphill Publishing Company, 1980

GROMET, L.P. The North American Shale Composite: its compilation, major and trace element characteristics. **Geochim. Cosmochim. Acta**, n.48, 1984, p.2469-2482.

HASKIN, L. A. et al. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: AHRENS, L. H. (ed). **Origin and distribution of the elements**. Oxford: Pergamon, 1968. v.1, p. 889-911.

HASKIN, M. A.; FREY, F. A. Dispersed and not-so-rare-earth. **Science**, n.152, 1966, 299-314.

HASKIN, M. A.; HASKIN, L. A. Rare earths in European shales: a redetermination. **Science**, n.154, 1966, 507-509

HOORN, C. et al. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. **Science**, n.330, 2010, p. 927-931.

JOST, H. Propriedades geoquímicas e proveniências de rochas metassedimentares detríticas arqueanas dos greenstonebelts de Crixás e Guarinos, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.26, n.3, 1996, p.151-166.

MAIA, R. G. et al. **Projeto carvão no Alto Amazonas**. Final report. Rio de Janeiro CPRM, 1977.

McBRIDE, E. F. A classification of common sandstones. **J. Sed. Petro.**, n.33, 1963, p.664-669

McLENNAN, S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: LIPIN, B.R. and McKAY, G.A. (eds). Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. **Review in Mineralogy**, n.21, p. 169-200, 1989.

MOTTA, M. B. **Proveniência da Formação Içá e de sedimentos do rio Solimões, entre os municípios de Tefé e Manacapuru – Amazonas**. 2008. 112f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geologia, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2008.

NASCIMENTO, N. R.; ALLARD, T.; BUENO, G.T. **Relatório Final do Projeto Datação de Caulinitas de Formações Lateríticas na Bacia do Rio Negro: Importância na Evolução Geomorfológica e Paleoambiental da Amazônia Central – Brasil**. FAPESP: São Paulo, 2014.

NESBITT, H. W. et al. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for the provenance studies. **Journal of Geology**, n.104, 1996, p.525-542.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Early Proterozoic climates and plates motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature**, n.299, 1982, p.715-717.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Formation and diagenesis of weathering profiles. **Journal of Geology**, n.97, 1989, p.129-147.

PETTIJOHN, F. J. **Sedimentary rocks**. 2. ed., New York:Harper,1957. 718p.

REIS, Nelson Joaquim (Org.) et al. **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas**: sistema de informações geográficas – SIG: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Amazonas. Manaus: CPRM, 2006. Escala 1.1:000.000. 1 CD-ROM. Mapas Geológicos Estaduais; Programa Geologia do Brasil - PGB.

ROLLINSON, H. R. **Using geochemical data**: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman:Edinburgh Gate, 1993. 352 p.

RUSSELL, J. D; FRASER, A. R. Infrared methods. IN: WILSON, M. J. **Clay mineralogy**: Spectroscopic and chemical determinative methods. London: Chapman and Hall, 1994, p. 11-67

SANTOS, J. O. S. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, Luiz Augusto et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: texto, mapas e SIG. [Geology, tectonics and mineral resources of Brazil:text, maps e GIS]. Brasília: CPRM, 2003. 692 p. il. Anexo: 1 DVD. ISBN 8523007903.

SINGH, P.; RAJAMANI, V. REE geochemistry of recent clastic sediments from the Kaveri floodplains, southern India: Implication to source area weathering and sedimentary processes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.65, n.18, p. 3093–3108, 2001.

TAYLOR, S. R.; McLENNAN, S. M. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. **Phil. Trans. R. Soc.**, A301, 1981, 381-399.

6 DATAÇÃO DOS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO IÇÁ NA BACIA DO RIO NEGRO - AM

A Formação Içá é descrita por Maia et al. (1977), na bacia do Rio Solimões, a sudoeste da região amazônica, como uma unidade Cenozoica, sobreposta à Formação Solimões, com características fluviolacustrinas, cuja fonte de sedimentos situa-se à oeste, provavelmente na cordilheira andina. No entanto, estudos posteriores, apresentados a seguir, são divergentes quanto à idade da Formação Içá.

Latrubesse et al. (1994) e Rossetti et al. (2005, 2012) admitem idade Plio-Pleistocênica para essa formação e um estudo palinológico (pólen *Alnus* - biozona *Alnipollenite verus*), realizado na região de Coari, atribuem idade pleistocênica para o topo da Formação Içá (SILVEIRA, 2005).

Campbell et al. (2006) correlacionam a Formação Içá do Baixo Amazonas com as Formações Madre de Dios e Ucayali da região do Alto Amazonas. A partir de um dado $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em cinzas vulcânicas presentes na base da Formação Madre de Dios, esses autores sugerem uma idade aproximada de 9,5 a 9,0 Ma (Mioceno Tardio) para o início da deposição dos conglomerados basais e um outro dado, também em cinzas vulcânicas no topo da sequência, a indica o fim da deposição há aproximadamente 2,5 Ma, no Plioceno Médio.

Nascimento, Allard e Bueno (2014), em sua revisão sobre a evolução geomorfológica, pedológica e climatológica do Baixo Amazonas, propõem uma coluna cronoestratigráfica para a Bacia do Rio Negro, indicando a deposição dos sedimentos da Formação Içá a partir do Mioceno tardio até a passagem do Plioceno-Pleistoceno.

No documentário “GEOBIAMA: Uma Expedição Científica na Amazônia” (GEOBIAMA, 2015) Rossetti defende uma idade Pleistocênica para a Formação Içá.

Considerando as dificuldades dos diversos métodos para a datação de formações recentes, apresenta-se aqui um estudo de caso em que se aplica uma nova metodologia de datação absoluta, com base nos defeitos induzidos pela radiação na estrutura cristalina de caulinitas (ALLARD, 1994; CLOZEL et al., 1994), buscando contribuir para o entendimento desse período recente na região Amazônica.

5.1 Materiais e Métodos

Um argilomineral muito frequente em sedimentos é a caulinita, fruto da alteração de feldspatos, feldspatóides e outros silicatos, durante o intemperismo químico ou evento hidrotermal, podendo formar-se também por processos diagenéticos em bacias sedimentares (MACIAS;CHESWORTH, 1992; BEAUVAIS; BERTAUX, 2002).

A caulinita é conhecida também, por incorporar defeitos estruturais de diferentes tipos (CLOZEL et al., 1994). Diversos trabalhos (ANGEL; JONES; HALL, 1974; ALLARD et al., 2012) sugerem que muitas das propriedades físicas e químicas das argilas podem ser influenciadas pela presença desses defeitos na sua estrutura. O termo defeito, segundo Angel, Jones e Hall (1974) é usado em sentido amplo, incorporando qualquer modificação da rede cristalina que a diferencie da composição ideal. Essas modificações podem ser impurezas de átomos ou íons, tanto entre os estratos ou diretamente substituindo os íons normais da rede, ou podem ser vazios e centros de defeitos.

Em todas as caulinitas naturais são detectados centros de defeito (CLOZEL et al., 1994), que já foram interpretados como vazios positivos presos em átomos de oxigênio. No entanto, foi demonstrado, através de experimentos e estudos de sistemas de alteração natural (ANGEL; JONES; HALL, 1974; MULLER et al., 1990, 1992 apud CLOZEL et al., 1994), que esses centros vazios são defeitos induzidos pela radiação (RID – *Radiation Induced Defects*) e que esses RIDs podem ser medidos através do método de Ressonância Paramagnética Eletrônica.

Os defeitos induzidos pela radiação (RID) são usados como indicativos das condições de formação e de evolução dos ambientes onde a caulinita está presente (MULLER;CALAS, 1993). Nesse trabalho utiliza-se a concentração de RIDs nas caulinitas como indicativo do tempo de exposição desses minerais à radiação natural, ou seja, da idade do mineral (ALLARD, 1994).

A radiação natural, responsável pela indução de defeitos nas caulinitas, é constituída por partículas α (núcleos de Hélio), partículas β (elétrons) e raios γ que são emitidas pelo Potássio 40 e pelos canais de desintegração do Urânio e do Tório 232 (ALLARD, 1994).

Nas caulinitas, são conhecidos quatro tipos de defeitos induzidos pela radiação (RID): os centros A, A', B e H. O centro A é o mais importante, por ser

estável à escala do tempo geológico, permitindo sua utilização para medir o tempo de exposição das caulinitas à radiação, ou seja, a idade das caulinitas (CLOZEL et al., 1994).

A Ressonância Paramagnética Eletrônica (RPE) é o método aplicado em espécies paramagnéticas que possuem elétrons desemparelhados, sendo adaptada para detectar íons de elementos de transição (Fe^{3+} , Mn^{2+} , V^{4+} , Cr^{3+} ...), terras raras, radicais livres orgânicos ou pontos de defeitos dentro dos minerais (ex: defeitos de radiação).

O espectrômetro de RPE mede a absorção, a uma dada frequência, em função de um campo magnético estático. Os defeitos estruturais das caulinitas, identificados por essa técnica, podem, segundo Allard (1994) e Angel et al. (1974), ter duas origens, que são a substituição do alumínio pelo ferro, dentro da rede cristalográfica, ou os defeitos eletrônicos induzidos pela radiação natural (centros de defeitos). Estes podem ser diferenciados na sua assinatura espectral. A Figura 6.1 apresenta um exemplo das características dos centros de defeitos (RID), observadas nos espectrogramas de RPE.

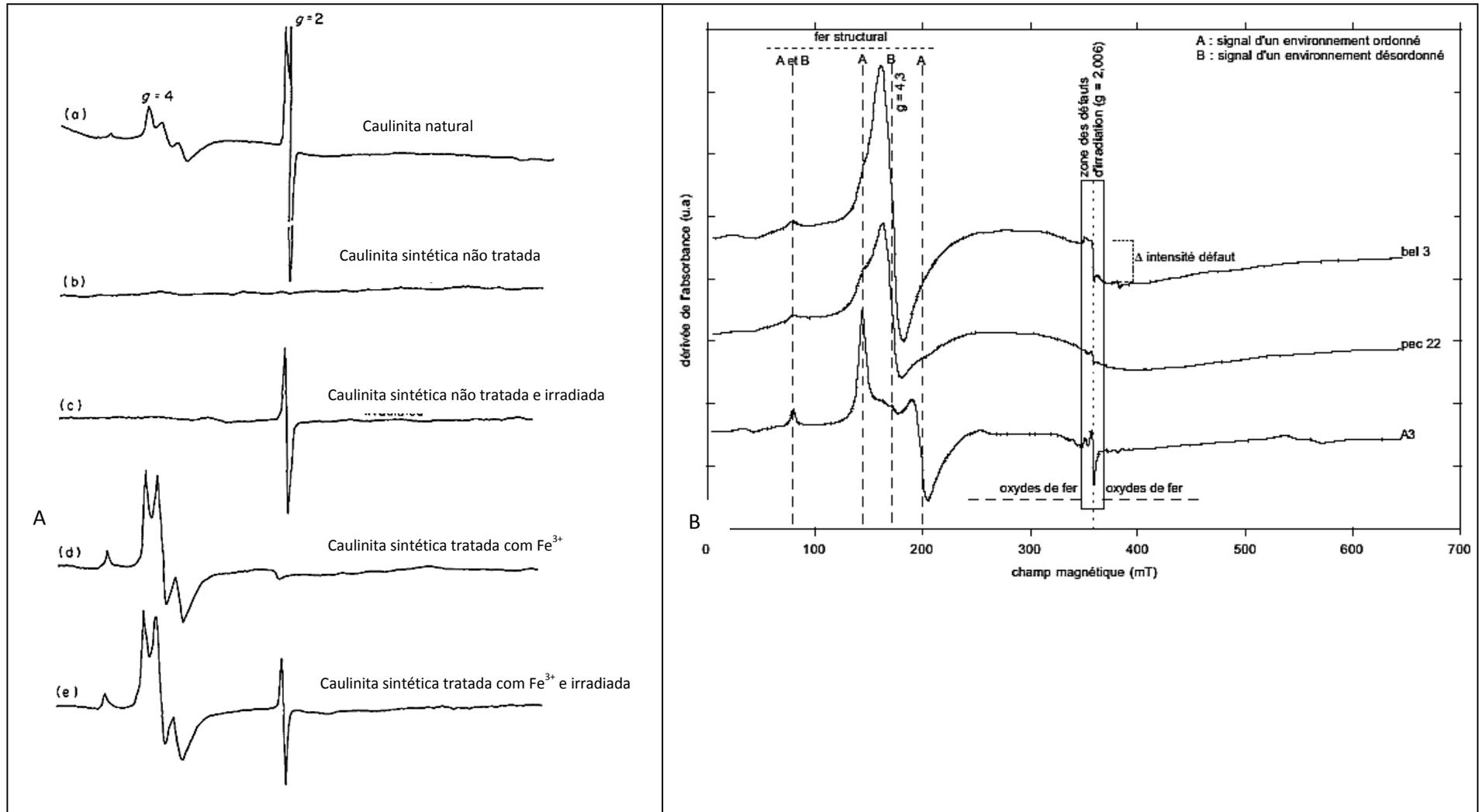
A datação absoluta por RPE baseia-se no **Princípio da Dosimetria** (HENNIG; GRÜN, 1983), que consiste em estabelecer a função que descreve o aumento da concentração de centros de radiação no mineral de acordo com a dose de radiação. O procedimento de datação se dá por meio das seguintes etapas.

(1) Caracterização da caulinita por Raio-X e Infravermelho.

(2) Medição da concentração de defeitos induzidos pela radiação (RIDs) na caulinita por Ressonância Paramagnética Eletrônica.

Figura 6.8- (A) Comparação dos defeitos induzidos pela substituição do ferro e pela radiação em caulinitas naturais e sintéticas.

(B) Exemplos de espectros de RPE em amostras naturais, com indicação das zonas do Ferro estrutural e da zona dos defeitos de irradiação



Fonte: (ANGEL et al., 1974).e (B) (XAVIER, 2014).

(3) Determinação da **Paleodose**, dose de radiação recebida pela caulinita desde a sua formação (ALLARD, 1994), obtida por meio de irradiações artificiais (produzidas por íons de Hélio simulando partículas alfa) na mesma amostra, que mostram curvas de crescimento (curva de dosimetria) do tipo:

$$[C] = [C_s] (1 - e^{-\lambda (D + P)}) \quad - \text{equação 1}$$

Onde: C = concentração de defeitos,
 C_s = concentração saturada,
 λ = termo exponencial de eficácia,
 D = dose artificial e
 P = paleodose.

(4) Determinação do **Débito de Dose**, dose teoricamente recebida pela caulinita em função da concentração natural de radioelementos (ALLARD, 1994), obtida por meio de cálculo, a partir da concentração de radioelementos e de taxas unitárias fornecidas por Aikten (1985) (Tabela 6.1).

(5) **Correção do Débito de Dose** em função de parâmetros como o teor em água ou a distribuição microscópica de urânio obtida por traços de fissão induzidos (BALLAN et al., 2005).

(6) **Cálculo da idade** por meio da relação:

$$\text{Idade} = \frac{\text{paleodose}}{\text{taxa de dose}}$$

A **paleodose** é calculada a partir da curva produzida segundo uma série de irradiações artificiais de diferentes intensidades e a intensidade dos defeitos produzidos na amostra em função dessas irradiações (Figura 6.2). Essa série de irradiações artificiais é produzida pelo Acelerador de íons Hélio (He^+) (Figura 6.3).

O **Débito de Dose** é calculado multiplicando-se a concentração de radioelementos na amostra de solo ou sedimento pelas taxas unitárias fornecidas por Aitken (1985) apresentadas na Tabela 5.1. A radiação natural em materiais sob ação intempérica são geradas pelo ^{40}K , ^{238}U , ^{232}Th e pelos isótopos filhos dos dois últimos (IVANOVITCH; HARMON, 1982). Segundo Aitken (1985) 90% da irradiação

emitida pelos canais de decaimento são oriundas da radiação alfa, principal fonte dos defeitos induzidos por radiação das caulinitas.

A **Correção do Débito de Dose** é necessária para aumentar a precisão da idade calculada. Na presença de água (umidade do sedimento) a radiação pode ser atenuada, ou seja, é necessário mais radiação ou mais tempo de radiação para gerar a mesma quantidade de defeitos na caulinita. Portanto, a idade calculada sem a correção pela presença de água representa uma **idade mínima**. Da mesma forma, a cartografia de Urânio na amostra visa identificar se o Urânio encontra-se na superfície da caulinita ou em outro mineral. Se o U não se encontra na caulinita, essa não será afetada, mas a metodologia de cálculo parte dos dados de química total da amostra de solo ou sedimento.

Tabela 6.2- Dados das taxas unitárias de radiação para U, Th e K

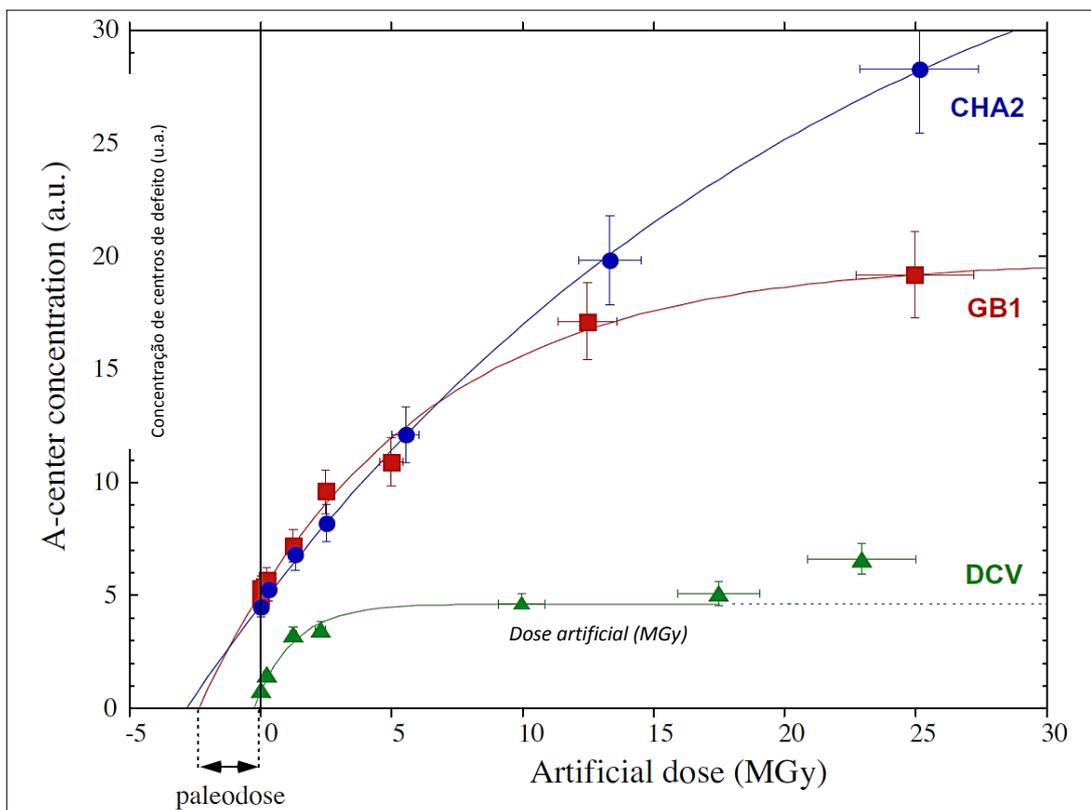
Canal de desintegração	ALPHA			BETA		GAMA		TOTAL
	nº	Energia acumulada (MeV)	Débito de dose (mGy/ka)	Energia acumulada (MeV)	Débito de dose (mGy/ka)	Energia acumulada (MeV)	Débito de dose (mGy/ka)	Débito de dose (mGy/ka)
$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$	8	42,9	2681,25	2,3	143,75	1,83	114,37	2939,37
$^{238}\text{U} \rightarrow ^{222}\text{Rn}$	4	18,4	11550	0,93	58,12	0,0064	4,19	1212,31
$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$	7	41,8	16923,08	1,2	485,83	0,57	230,77	17639,68
U natural	7,96	42,8	2779,22	2,25	146,1	1,77	114,93	3040,25
U natural (-> Rn)	4,13	19,4	1259,74	0,94	61,04	0,086	5,58	1326,36
$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$	6	35,9	738,68	1,39	28,6	2,5	51,44	818,72
$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{220}\text{Rn}$	3	15	308,64	0,5	10,28	1,01	20,78	339,7

para 1 ppm do radioelemento pai

Radioelemento	BETA		GAMA		TOTAL
	Energia acumulada (MeV)	Débito de dose (mGy/ka)	Energia acumulada (MeV)	Débito de dose (mGy/ka)	Débito de dose (mGy/ka)
^{40}K	0,583	830	1,461	241	1071

Fonte: (AITKEN, 1985).

Figura 6.2- Curvas de Dosimetria para a caulinita em amostras de diferentes graus de ordem cristalina.



Fonte: (ALLARD et al., 2012)

.Quanto melhor a ordem cristalina, menor o patamar de saturação em centro de defeitos

Figura 6.9 - Acelerador ARAMIS que simula ação de raios ionizantes (Orsay, França).



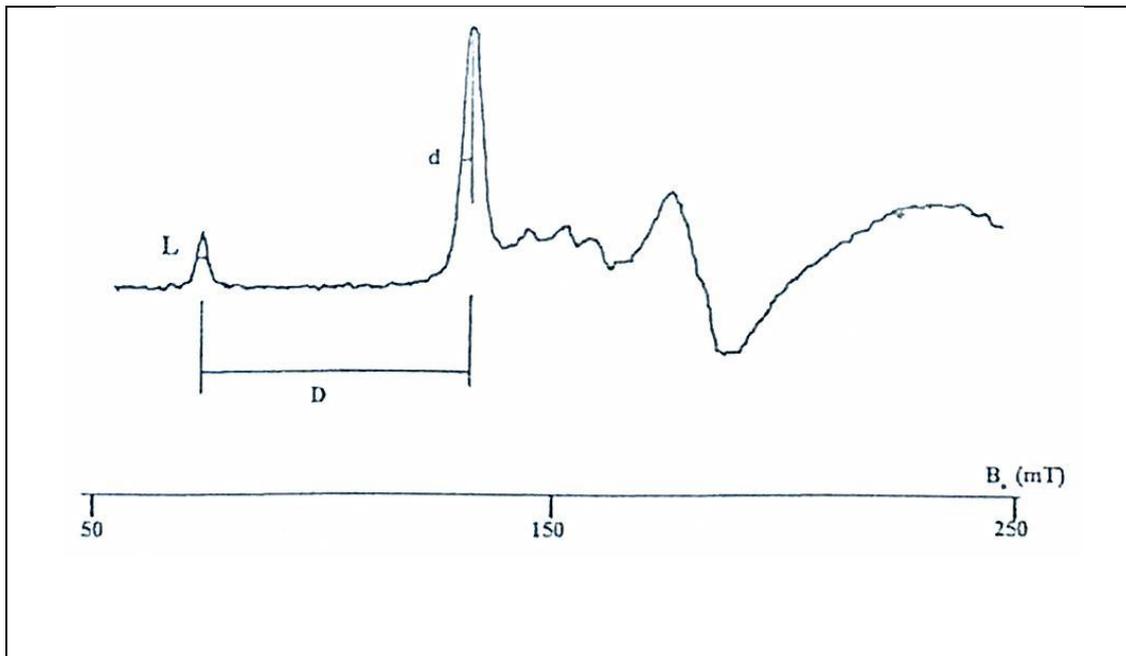
Foram descritos e amostrados detalhadamente perfis ao longo do Rio Demini, na bacia do Rio Negro, selecionados como os mais representativos da Formação Iça na região.

As amostras coletadas foram submetidas à destruição da matéria orgânica (oxirredução com Peróxido de Hidrogênio), retirada do ferro (Citrato Bicarbonato Dithionita – CBD) e à separação granulométrica em frações maior e menor do que 5 μm (Lei de Stokes). Para identificação e caracterização dos minerais na fração menor que 5 μm foram utilizadas os métodos de Difração de Raios-X e de Espectrometria de Infravermelho. A mesma fração foi analisada por RPE.

Com base no espectograma de RPE de cada amostra foi realizado o cálculo do Índice de Cristalinidade e o Índice de Defeitos das amostras (ALLARD, 1994). O Índice de Cristalinidade fornece uma ideia da desordem cristalina do argilomineral. Esse índice é baseado na influência da presença Fe^{3+} na estrutura cristalina desses minerais, substituindo o Al^{3+} nos octaedros. A largura dos picos na região do espectro RPE onde se manifesta a presença do Fe^{3+} é sensível a imperfeições no cristal e pode, assim, ser usada para indicar uma tipologia das caulinitas (ALLARD,

1994). Ele é determinado pela relação L/D (Figura 6.4). Esse índice permite, portanto, distinguir diferentes populações de caulinitas, ou seja, caulinitas formadas em diferentes condições.

Figura 6.10- Cálculo do Índice de Cristalinidade das caulinitas



Fonte: (ALLARD, 1994).

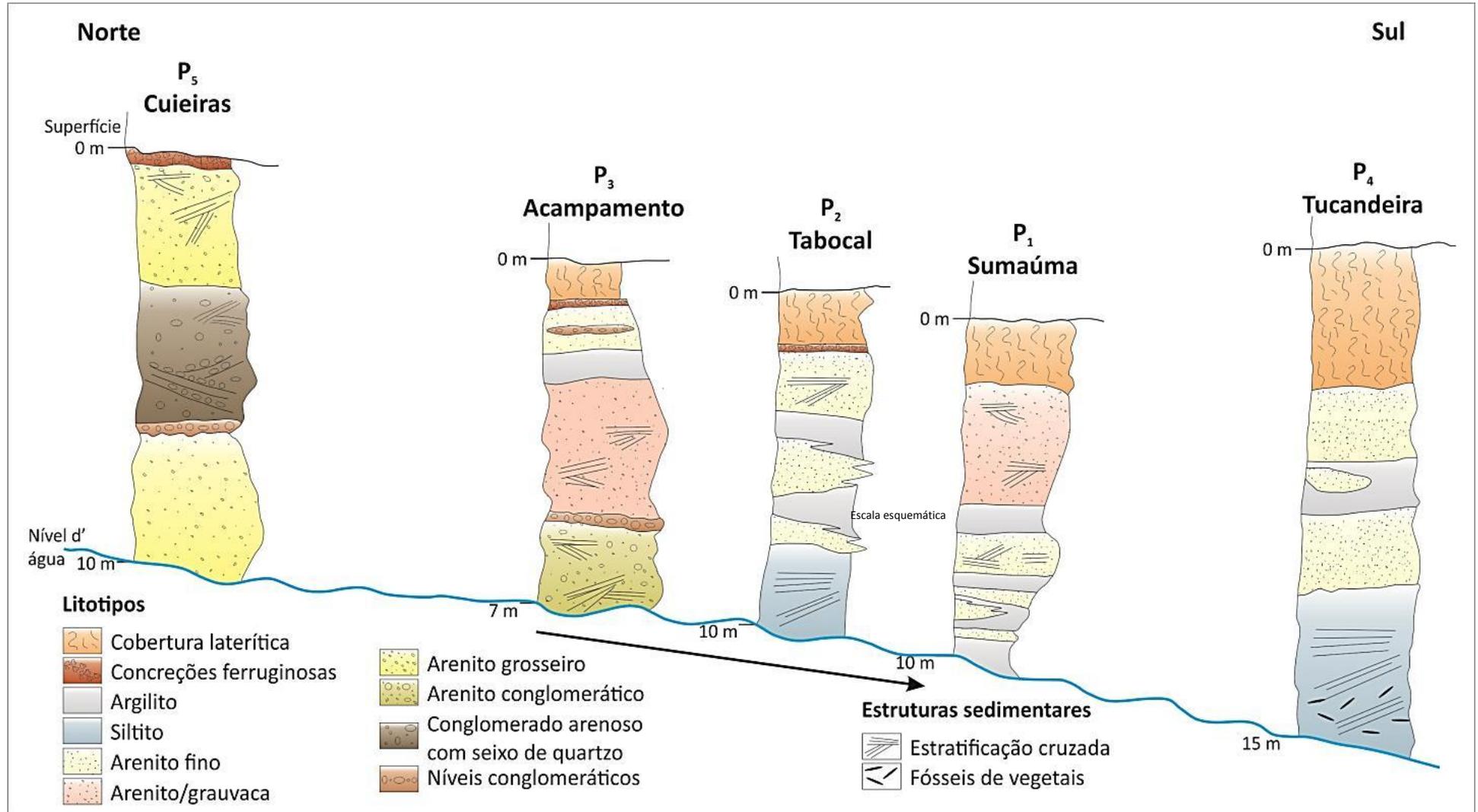
O Índice de Defeitos (ALLARD, 1994) representa a concentração do defeito induzido pela radiação natural das caulinitas presentes nas amostras. Esse índice é calculado a partir da fórmula $ID = f(I)$; onde (I) é a diferença da intensidade de absorção entre o ponto mais alto e o mais baixo da curva na zona de defeitos de cada espectrograma. Quanto menor o índice de defeitos, menor a quantidade de radiação natural recebida pela amostra desde a formação das caulinitas (paleodose), que pode ser interpretado como menor tempo de exposição à radiação ou doses menores de radiação.

Quatro amostras foram utilizadas para determinação da dosimetria (Paleodose e Débito de Dose) e cálculo da idade: três do perfil P1 (P1-350, P1-620, P1-760) e uma do perfil P2 (P2-530).

6.2 Caracterização Sedimentológica da Formação Içá na Bacia do Rio Negro

A Formação Içá caracteriza-se, na área estudada, por uma sucessão de estratos arenosos intercalados com estratos argilo-siltosos (Figura 6.5). No perfil situado mais ao norte, no médio curso do Rio Demini, aflora arenito grosseiro conglomerático, feldspático, com seixos semi-arredondados de quartzo subcentimétricos com gradação normal e estratificação cruzada acanalada decimétricas a métricas, indicando ambiente fluvial de média energia e proximidade de área fonte. A jusante, no sentido sul, observam-se intercalações cada vez mais constantes de lentes métricas de siltito com laminações cruzadas. No Rio Negro, à jusante da foz do Rio Demini, a Formação Içá apresenta níveis espessos de argilo-siltito laminado e maciço, com restos de matéria orgânica nos quais se reconhecem folhas e outras estruturas vegetais, e laminações cruzadas, níveis menos possantes de arenito são identificados nas porções superiores. A gradação granulométrica, de norte para sul, desta unidade sedimentar, sugere afastamento da área fonte e a passagem gradual de ambiente fluvial de média a alta energia em um provável sistema entrelaçado, para um ambiente fluvial com carga sedimentar mista e predomínio dos termos lamosos indicando amplas planícies inundadas (desenvolvimento de lagos e pântanos) entrecortadas por canais de baixa energia.

Figura 6.5 - Perfis detalhados e amostrados na Formação Içá (escala horizontal esquemática)



).

6.3 Caracterização das Caulinitas

Os difratogramas de Raio-X identificaram a caulinita como o mineral de argila largamente predominante, ocorrendo ocasionalmente lepidocrocita e illita (Figuras 6.7 e 6.8).

Os espectrogramas de Infravermelho (Figuras 6.9 e 6.10) confirmam a caulinita como mineral abundante, com as quatro bandas de absorção entre 3400 e 3700 cm^{-1} . O grau de desordem cristalográfica das amostras pôde ser estimado a partir da presença e da intensidade do par de picos situados a 3669 e 3652 cm^{-1} (PROST et al., 1989), o que permitiu agrupá-las de acordo com esse grau de desordem, sendo o grupo G1 de menor desordem e o G3 de maior ($G1 < G2 < G3$).

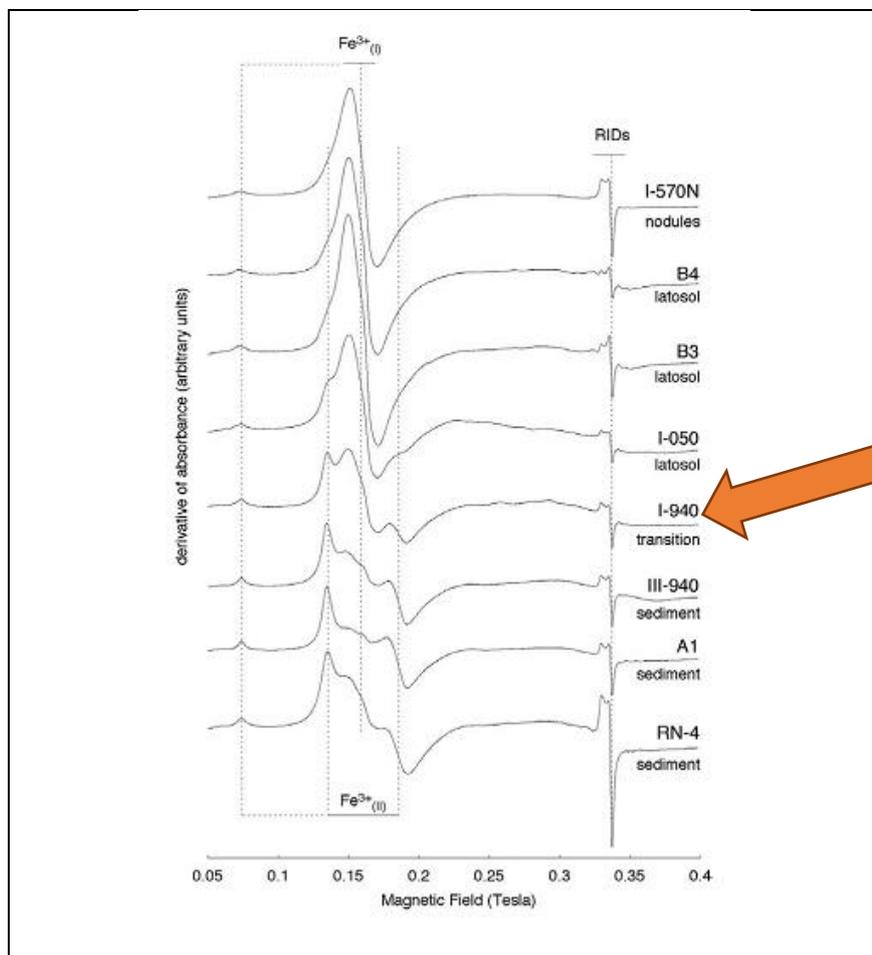
De acordo com Balan et al. (2005), na zona dos ions Fe^{3+} substituindo Al^{3+} distingue-se duas contribuições: um sinal centrado em 1600 kT e outro sinal com ressonâncias perto de 1360 kT e 1800 kT. Estas contribuições são referidas como $\text{Fe}^{3+}_{(I)}$ e $\text{Fe}^{3+}_{(II)}$, respectivamente, e ambas atuam para um fraco sinal em 740 kT. Em caulinitas naturais, a contribuição relativa do sinal de $\text{Fe}^{3+}_{(II)}$ diminui em função da desordem da caulinita. O sinal de $\text{Fe}^{3+}_{(II)}$ corresponde a locais dentro caulinita com pouco defeito enquanto que o sinal de $\text{Fe}^{3+}_{(I)}$ é produzido por alterações de simetria devido à distribuição aleatória das unidades de octaédricos vagos em camadas sucessivas. Esses mesmos autores afirmam ainda, que em uma série de amostras estudadas, as caulinitas de origem sedimentar sempre apresentam uma contribuição maior do sinal de $\text{Fe}^{3+}_{(II)}$, enquanto caulinitas de latossolo mostram principalmente o sinal do $\text{Fe}^{3+}_{(I)}$ (Figura 6.6).

Os espectrogramas de RPE são apresentados nas Figuras 6.11, 6.12, 6.13 e 6.14, para as amostras dos perfis P1, P2, P3 e P4. Observa-se que os espectrogramas mostram duas zonas de concentração de picos (BALAN et al., 2005): (1) o domínio superparamagnético ou zona de defeitos induzidos pela radiação (RID) centrado a 3300 kT e (2) a zona dos ions Fe^{3+} substituído por Al^{3+} dentro da folha dioctaédrica da estrutura de caulinita, concentrados entre 740 a 1800 kT.

A partir da análise da Figura 6.6, extraída de Balan et al. (2005), e comparando-a com os espectrogramas de RPE das argilas da Formação Içá nos perfis P1 e P2, nota-se que estas assemelham-se àquelas indicadas na figura como

caulinitas de transição, indicando que as argilas da Formação Içá não são bem cristalizadas e apresentam certo grau de desordem. Os espectrogramas dos perfis P1 e P2 sugerem, portanto, que as caulinitas analisadas não são caulinitas que vieram com o sedimento, nem caulinitas neoformadas do solo, correspondem a uma caulinita que iniciou seu processo de adaptação ao ambiente de deposição. Os espectrogramas das caulinitas do perfil P4 se assemelham àquelas indicadas como de latossolos, com alto grau de desordem.

Figura 6.6 – Espectrogramas de RPE de amostras de caulinita de origem diversa



(Balan et al 2005)

A Figura 6.15 apresenta o Índice de Cristalinidade (IC) e o Índice de Defeitos (ID) calculado para cada uma das amostras dos três perfis. Todos os IC obtidos nos espectrogramas das caulinitas dos perfis P1, P2 e P4 são maiores que 0,1, indicando que não se trata de caulinitas bem cristalizadas, pois aquelas bem cristalizadas possuem IC < 0,1 (ALLARD, 1994). Quanto ao Índice de Defeitos (ID),

apenas uma amostra do perfil P2 e uma do perfil P4 apresentam concentração de defeitos mais elevada que as demais amostras. As quatro amostras irradiadas para datação, circuladas na Figura 6.15, apresentam os índices IC e ID relativamente próximos, sugerindo que as caulinitas podem ser de uma mesma população.

Figura 6.7 - Difratomogramas de RX para as amostras dos perfis P1, P4.

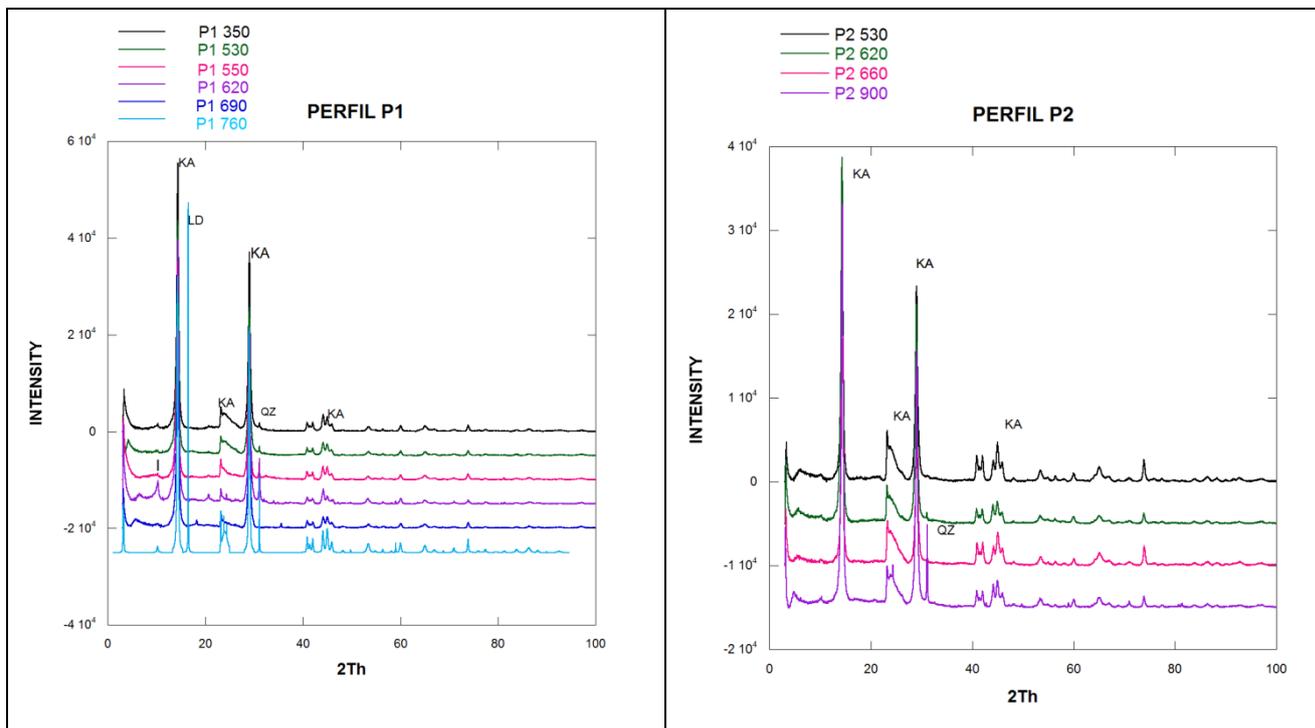


Figura 6.8- Difratomogramas de RX para as amostras dos perfis P3, P4.

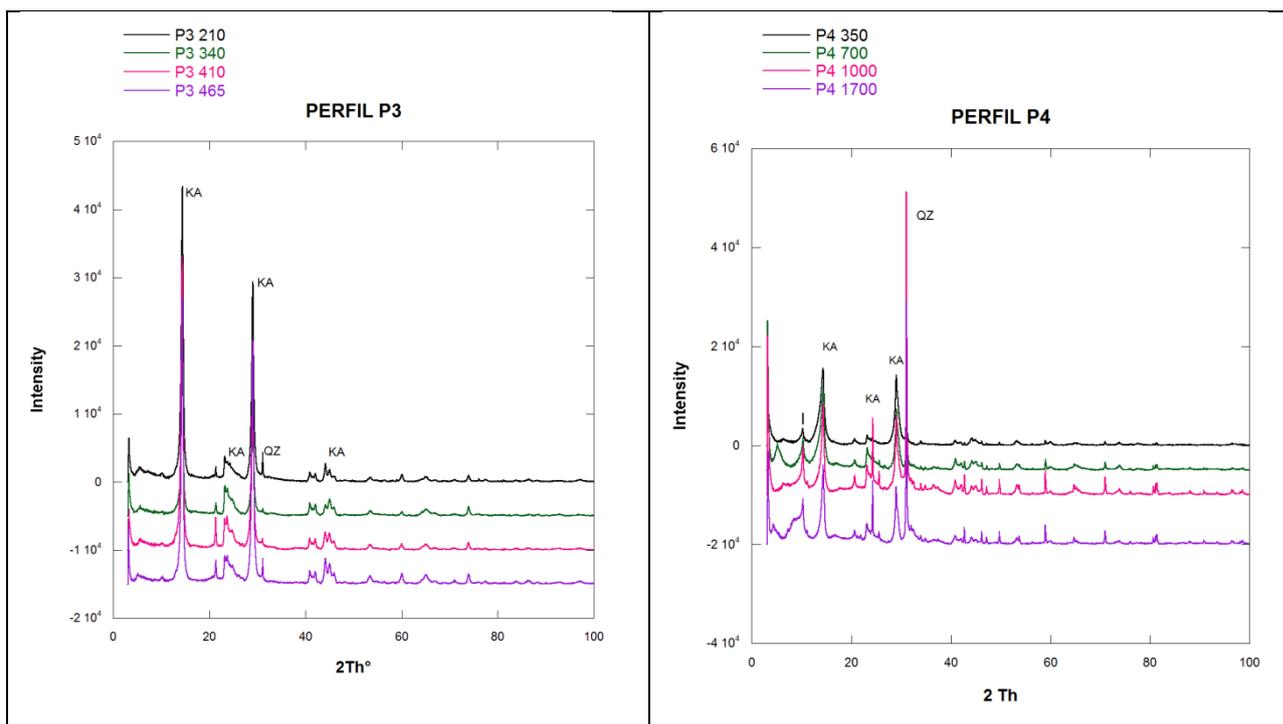


Figura 6.9 - espectrograma de IR das amostras dos perfis P1, P2

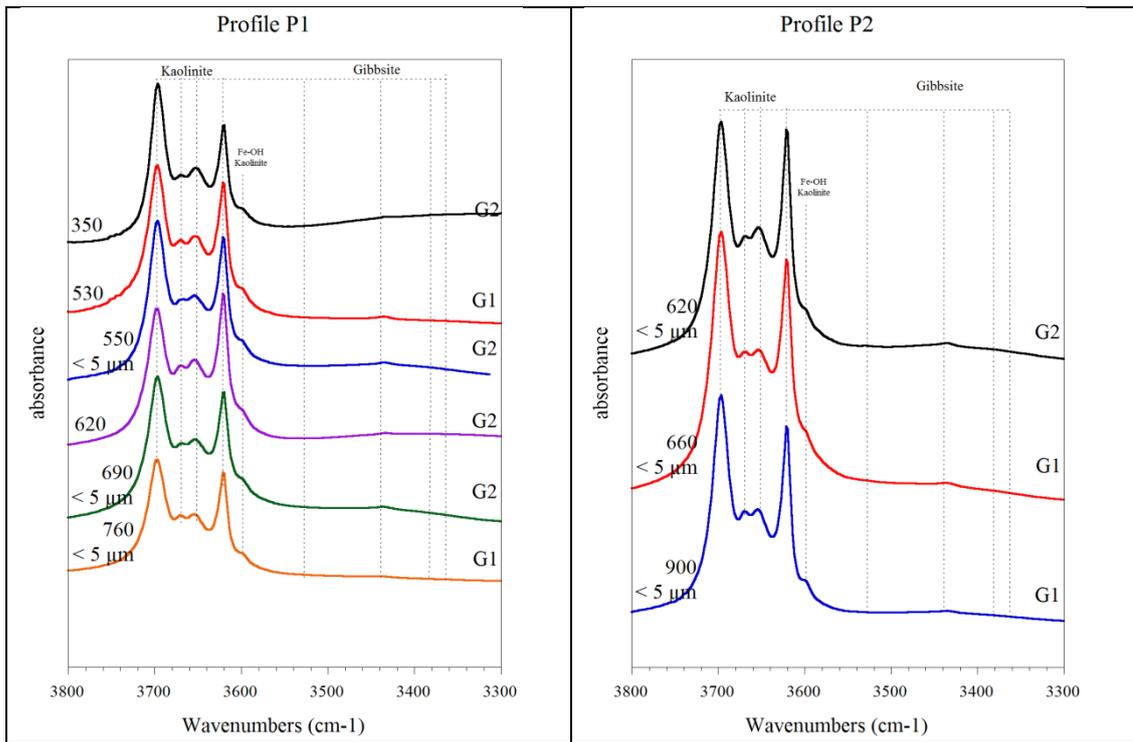


Figura 6.10 - espectrograma de IR das amostras dos perfis P3 e P4

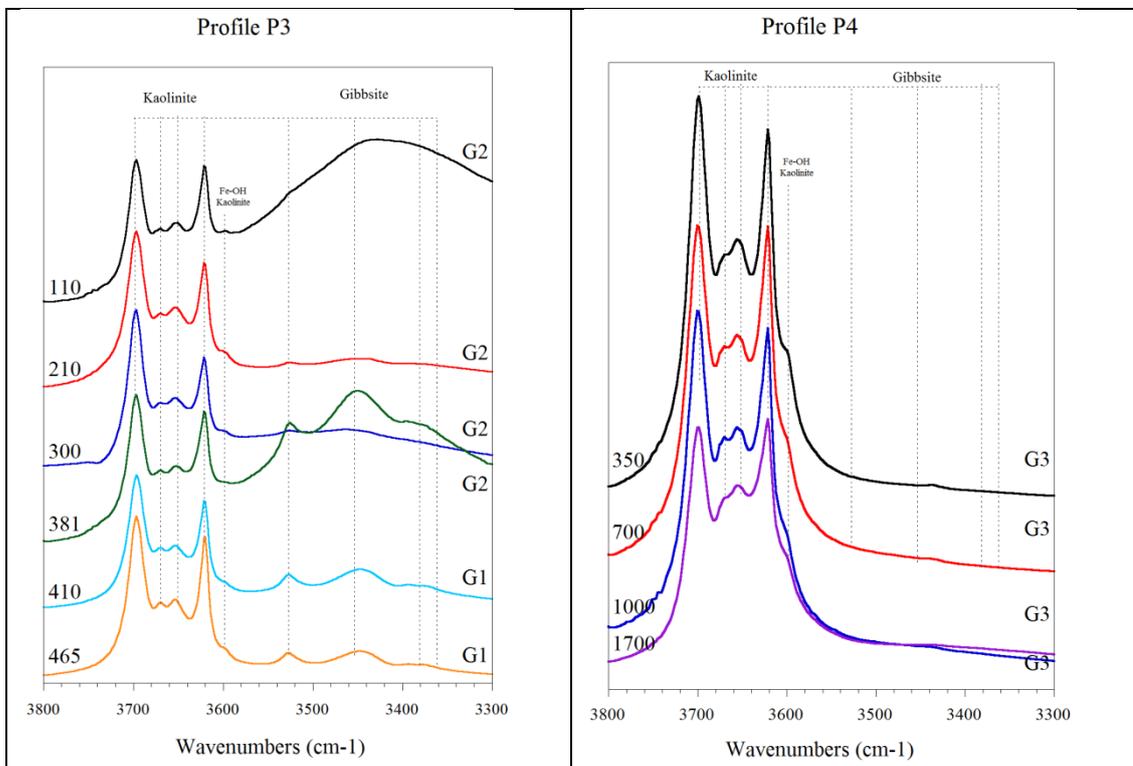


Figura 6.11- Espectogramas normalizados para o Perfil 1, com detalhe da zona de defeito.

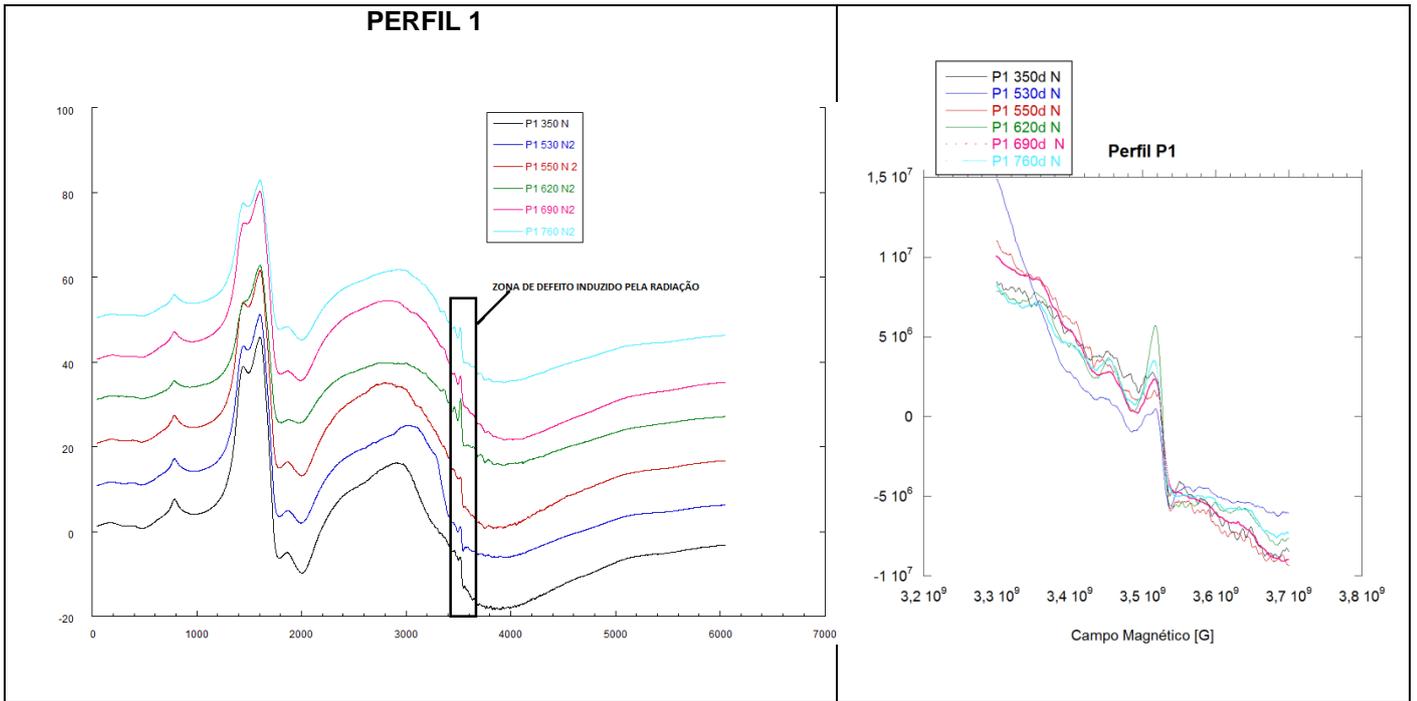


Figura 6.12 - Espectogramas normalizados para o Perfil 2, com detalhe da zona de defeito.

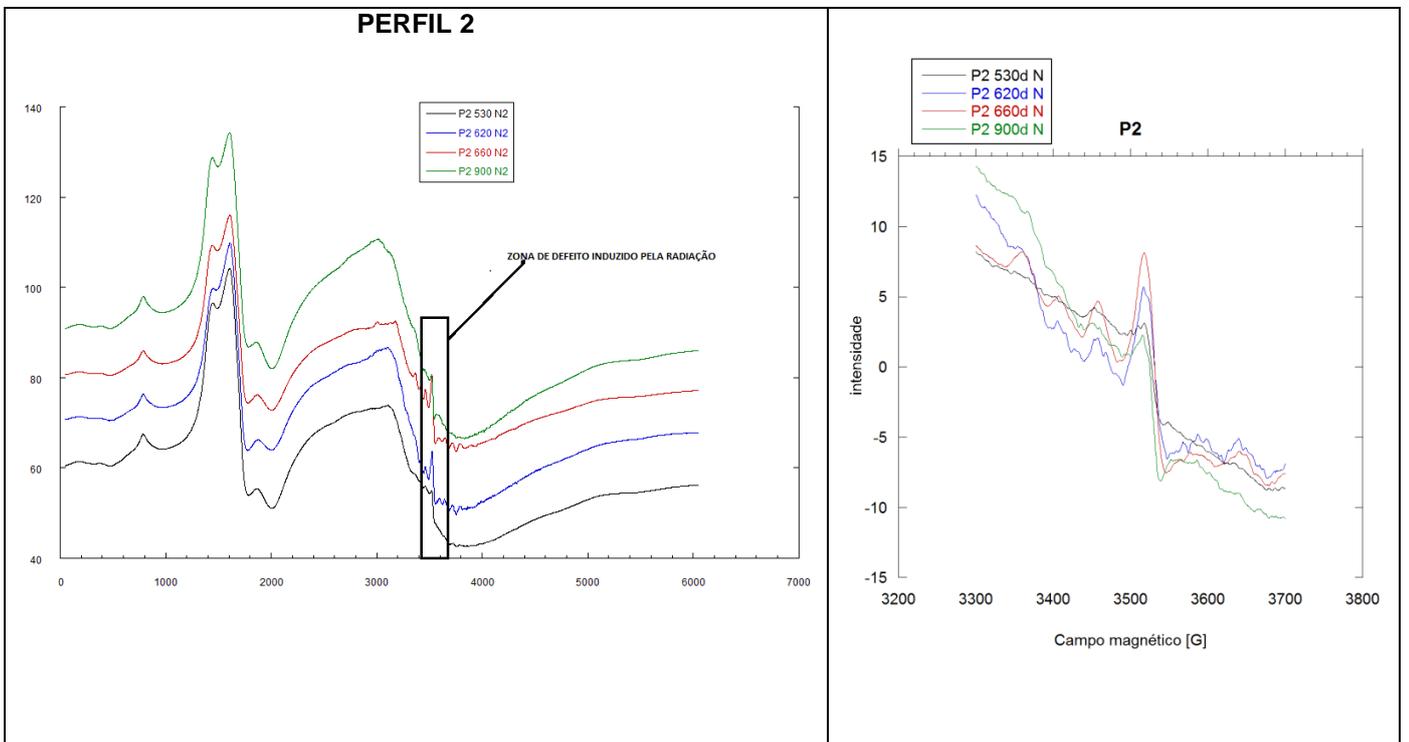


Figura 6.13 - Espectogramas normalizados para o Perfil 3, com detalhe da zona de defeito

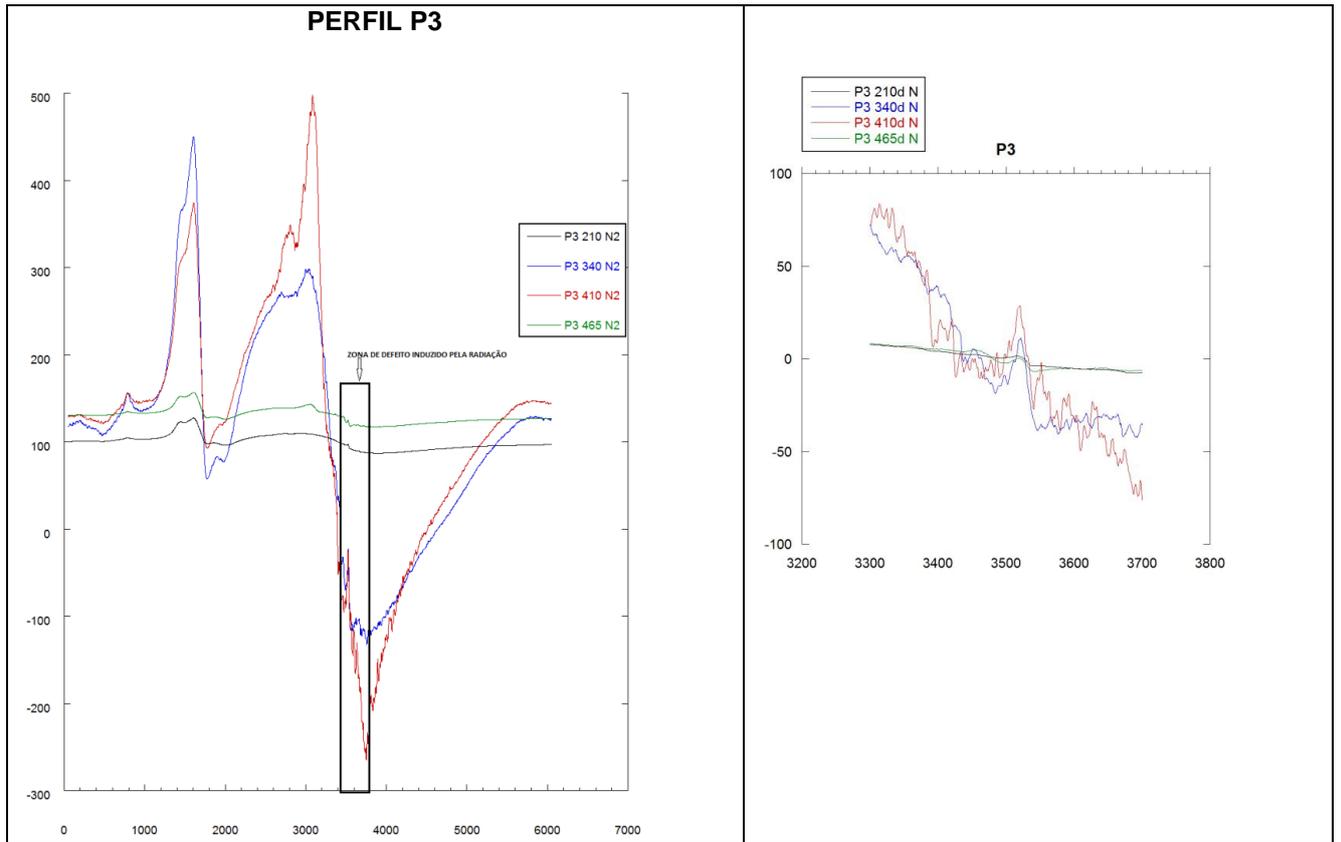


Figura 6.14 - Espectogramas normalizados para o Perfil 4, com detalhe da zona de defeito. **PERFIL 4**

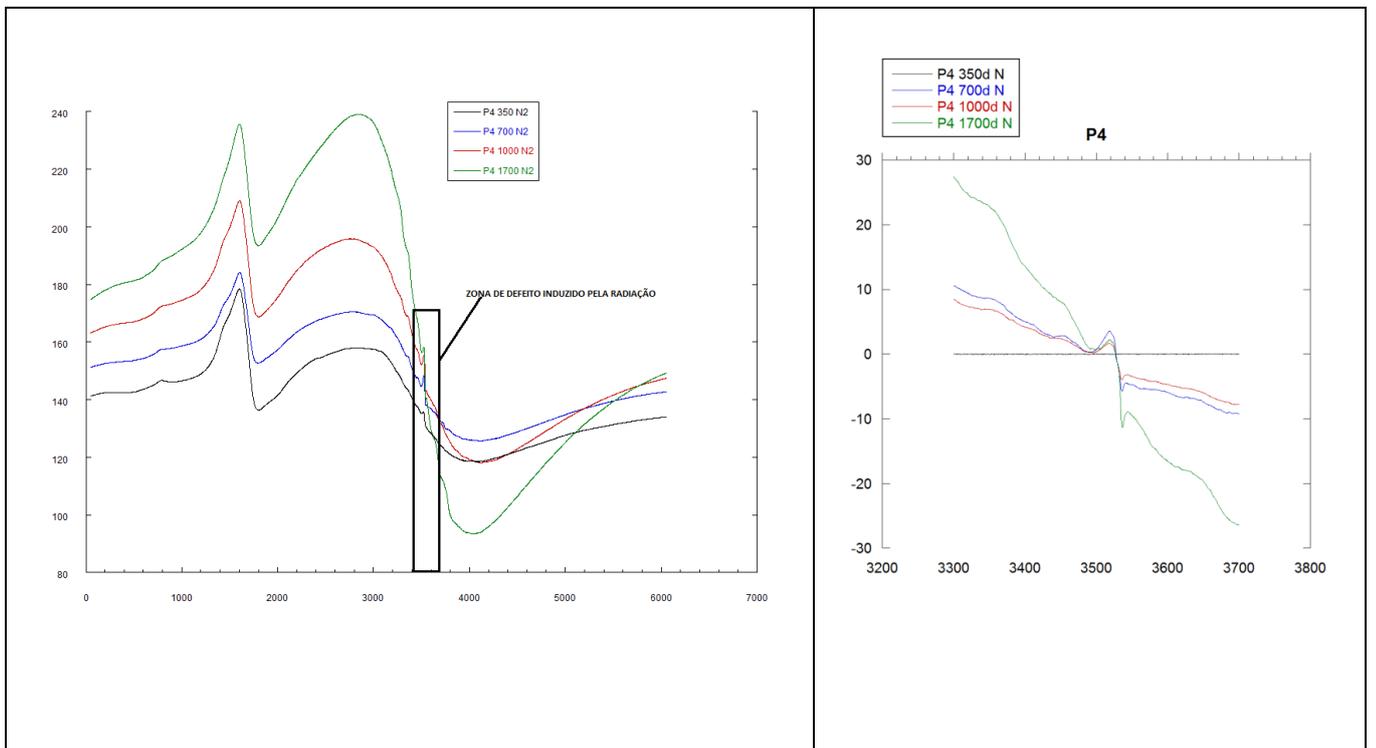
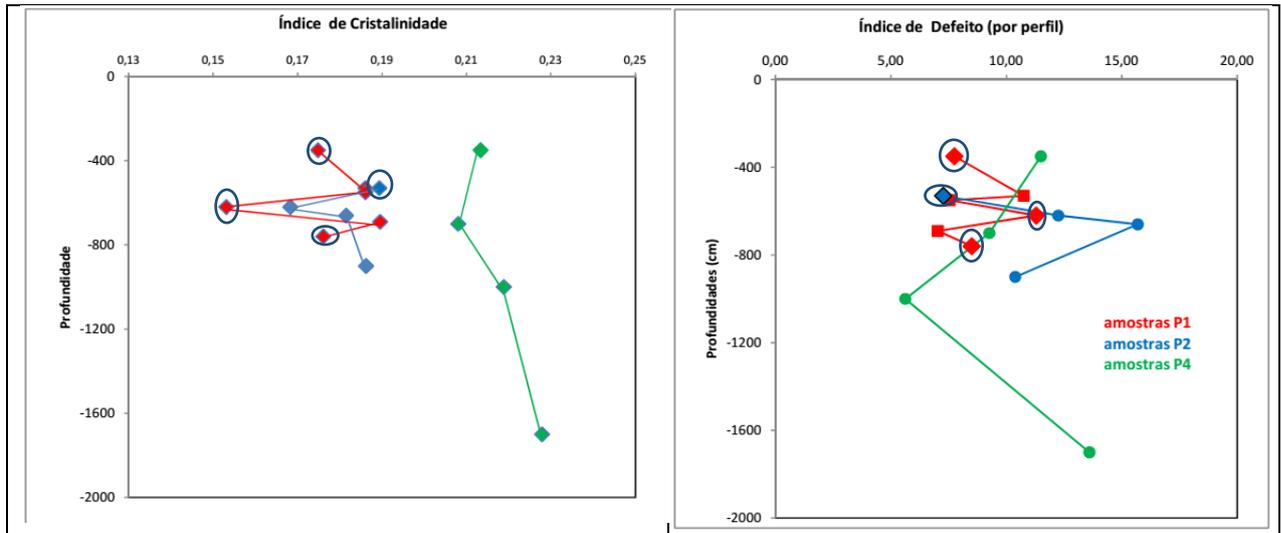


Figura 6.15 - Índice de defeitos para as amostras dos perfis P1, P2 e P3.



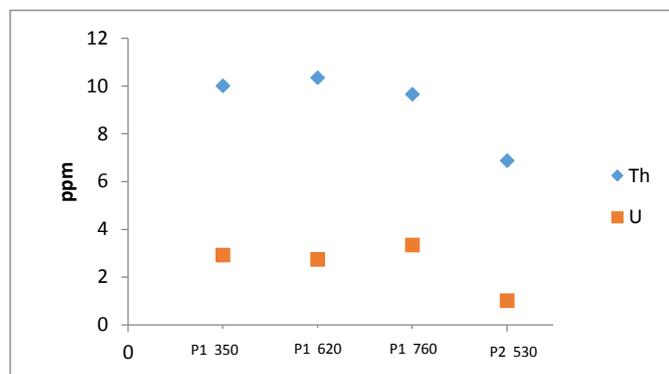
6.4 Dosimetria

Quatro amostras foram irradiadas para avaliação da dosimetria. Os dados químicos das amostras irradiadas estão apresentados na Tabela 6.2. Na Figura 6.16 ressalta-se a quantidade, presente em cada amostra, de radioelementos (U e Th) capazes de produzir radiação natural sobre as caulinitas.

Tabela 6.2- Dados químicos de elementos maiores e radioelemento.

Amostra	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	PF %	Total %	Tb ppm	U ppm
P1 - 350	79,83	11,34	1,76	0,01	0,02	< L.D.	< L.D.	0,09	0,67	< L.D.	5,91	99,62	0,265	3,34
P1 - 620	81,15	11,40	0,66	0,01	0,07	< L.D.	0,03	0,30	0,71	< L.D.	5,50	99,82	0,397	2,919
P1 - 760	84,46	9,41	0,78	0,01	0,04	< L.D.	0,01	0,18	0,52	< L.D.	4,73	100,13	0,526	2,736
P2 - 530	85,95	8,38	0,45	0,00	< L.D.	< L.D.	0,01	0,05	0,37	< L.D.	4,24	99,46	0,134	1,011

Figura 6.16 - Quantidade de U e Th (ppm) presentes nas amostras irradiadas.



O cálculo do **Débito de Dose** (taxa de produção de defeitos com relação à intensidade da radiação) é obtido multiplicando-se ao teor de cada elemento radioativo (U, Th e K) presente na amostra pela taxa unitária de radiação indicada por Aitken (1985). A Tabela 6.3 traz os cálculos para as amostras P1-350, P1-620, P1-760, P2-530, considerando um sistema fechado, ou seja, o U contido na caulinita, que corresponde à cadeia completa de decaimento do Urânio, sem perda dos elementos gasosos (por exemplo, o Rn).

Tabela 6.3- Cálculo do débito de dose em sistema fechado.

Amostr a	Prof cm	Química total			Taxa de radiação - sistema fechado ($\alpha+\beta+\gamma$) mGy/ka (AITKEN, 1985)			Cálculo débito de dose Sistema fechado			
		K ₂ O %	Th ppm	U ppm	U natural ppm	²³² Th - ²⁰⁸ Pb ppm	⁴⁰ K %	U mGy/ka	Th mGy/ka	K mGy/ka	TOTAL mGy/ka
P1 - 350	350	0,09	9,65	3,34	3040,25	818,72	1071	10154,44	7900,65	91,04	18146,12
P1 - 620	620	0,30	10,00	2,92	3040,25	818,72	1071	8874,49	8187,20	318,09	17379,78
P1 - 760	760	0,18	10,34	2,74	3040,25	818,72	1071	8318,12	8465,56	192,78	16976,47
P2 - 530	530	0,05	6,87	1,01	3040,25	818,72	1071	3073,69	5624,61	49,27	8747,57

As Figuras 6.17 e 6.18 apresentam as curvas de dosimetria das amostras P1-350, P1-690, P1-760 e P2-530, que são representadas pela equação 2 (semelhante a equação 1):

$$\gamma = m1*(1-\exp(-m2*(M0+m3))) - \text{equação 2}$$

onde: $\gamma = [C]$ = concentração de defeitos
 $m1 = [Cs]$ = concentração saturada
 $m2 = \lambda$ = eficácia

$M0 = D$ = dose de irradiação

$m3 = P$ = paleodose (parâmetro a determinar)

Figura 6.17 - Curva de Dosimetria das amostras P1 350 e P1 620.

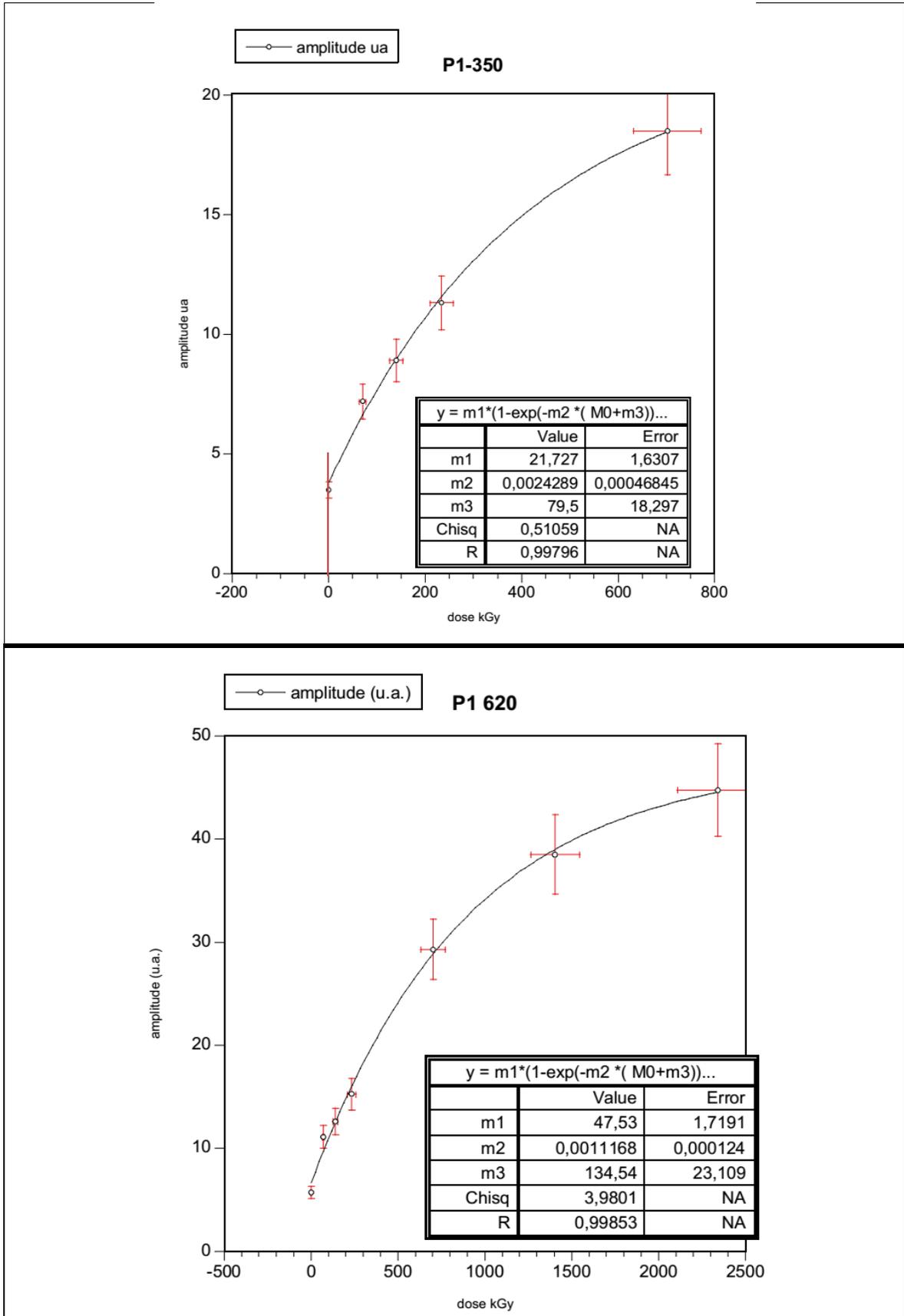
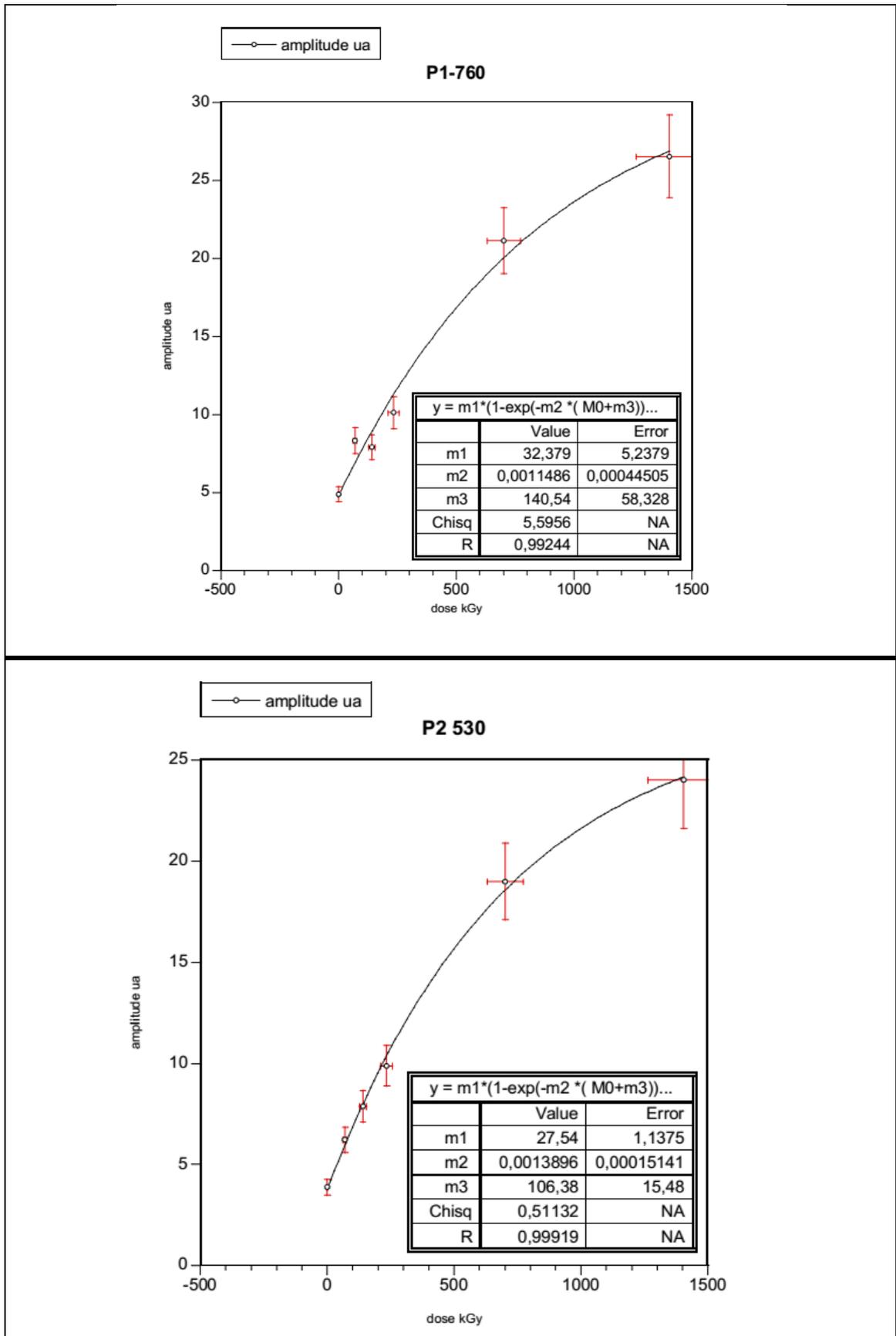


Figura 6.18 - Curva de Dosimetria das amostras P1 760 e P2 530.



Na Tabela 6.4 encontram-se os dados de Paleodose, Débito de Dose, a Idade e a taxa de incerteza (Erro Estimado) sobre as idades calculadas para cada amostra.

As taxas de incerteza do método, materializadas pela distância dos pontos para a curva de dosimetria, referem-se a erro na leitura da dose administrada pelo acelerador de partículas ($\pm 10\%$), a intensidade dos sinais de defeitos e ao pressuposto definido para cálculo do débito de dose, de que o U está totalmente contido na caulinita. Estes erros podem ser reduzidos com a utilização de parâmetros como o teor em água ou com a distribuição microscópica do urânio obtida por traços de fissão induzidos, o que não foi possível realizar nesse trabalho, portanto a idade obtida é considerada a idade mínima da amostra.

Tabela 6.4 - Cálculo da idade das amostras.

Amostra	Paleodose kGy	Débito de dose mGy/ka	IDADE (Ma) Paleodose/debito de dose	Erro %
P1 350	79,5	18146,12	4,38	22,98
P1 620	134,53	17379,78	7,74	17,17
P1 760	140,54	16976,47	8,28	41,50
P2 530	106,38	8747,57	12,16	8,42

O grau de desordem cristalográfica observado para as amostras da Formação Içá, por meio dos diversos métodos utilizados (IR, RPR e IC), indica que esses sedimentos foram expostos, após a sua formação, a uma determinada taxa de radiação por determinado tempo. As idades obtidas para as quatro amostras, perfil P1 e P2, mostram-se coerentes com o grau de desordem das caulinitas e com o processo deposicional proposto para a sequência (Figura 6.5). Ou seja, as caulinitas irradiadas já mostram uma adaptação ao ambiente (caulinitas de transição) e as idades obtidas não refletem a idade de formação do sedimento, são mais jovens.

A amostra P1-760, coletada à profundidade de 760 cm, na base da sequência tem a idade mais antiga do perfil (8,28 Ma), apesar do grande erro apresentado (41,5%) associado a presença de umidade e/ou a distribuição do U na amostra.

A amostra P1-620, coletada mais no meio do pacote (profundidade de 620 cm) tem uma idade menor (7,74 Ma) e a amostra coletada no topo, logo abaixo da camada de solo (profundidade de 350 cm) apresenta a idade mais jovem (4,38 Ma), ambas com erros estimados significativamente menores (17,17% e 22,98%, respectivamente).

A amostra P2-530 foi datada com 12,16 Ma e com o menor erro (8,42%), foi coletada a 530 cm de profundidade, cerca de 50 km a montante e a norte do perfil P1, portanto mais próximo à área fonte provável, indicando deposição anterior às demais amostras.

As idades obtidas indicam que a deposição da Formação Içá acontece pelo menos desde o Mioceno Médio, em um processo que se estende até o final do Plioceno, quando ocorreu a abertura da drenagem da Bacia Amazônica para o Atlântico no final do Plioceno (NASCIMENTO; ALLARD; BUENO, 2014), indicando uma duração aproximada para a “Bacia Içá” de 10 Ma.

Essa evolução da bacia Içá é concordante em parte com a proposição de Campbell, Frailey e Romero-Pittman (2006) que estimam que a sedimentação Içá ocorreu após a fase orogénica Quéchuá I da Cordilheira dos Andes (12 Ma) até o final do Plioceno, com base em dados de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, compreendendo o período entre 9 ou 9,5 Ma até $\pm 3,1$ Ma.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AITKEN M J. **Thermoluminescenc dating**. London: Academic Press, 1985. p. 359.

ALARD T. **La Kaolinite: Un dosimeter des rayonnements naturels**. Application au traçage de migrations anciennes de radioéléments dans la geosphere. Thèse de docteur. Université Paris VII – Spécialité Géochimie Fondamentale, 1994.

ALLARD, T. Radiation-induced Paramagnetic Defects in Natural Kaolinites: Alpha Dosimetry with ion beam Irradiation. **Physics and Chemistry of Minerals**, v.21, p.85-96, 1994.

ALLARD, T. Radiationinduced defects in clays minerals: a review. **Nuclear instruments and methodes in physics research B**, v.277, p.112-120, 2012.

ANGEL, B. R.; JONES, J. P. E.; HALL, P. L. Electron spin resonance studies of doped synthetic kaolinite I. **Clay Minerals**, v.10, p.247-255, 1974.

BALAN, E. et al. Formation and evolution of lateritic profiles in the middle Amazon basin: Insights from radiation-induced defects in kaolinite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, n.69, p 2193-2204, 2005.

BEAUVAIS, A.; BERTAUX, J. In situ characterization and differentiation of kaolinites in lateritic weathering profiles using infrared microspectroscopy. **Clays and Clay Minerals**, v.50, n.3, p. 314-330, 2002.

CAMPBELL K.E.JR.; FRAILEY, C.D.; ROMERO-PITTMAN, L. The Pan-Amazonian Ucayali Penneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, n.239, p.166-219, 2006.

CLOZEL, B.; ALLARD, T.; MULLER, J. P. Nature and stability of radiation induced defects in natural kaolinites: New results and a reappraisal of published works. **Clays and clay minerals**, v.46, p.657–666, 1994.

GEOBIAMA: Uma Expedição Científica na Amazônia. Documentário científico. Brasil. 25min. Direção: Fábio Rubinato. Produção: PATES/ GEOBIAMA. 2015. Disponível em em

http://www.sescsp.org.br/programacao/70206_GEOBIAMA+UMA+EXPEDICAO+CIENTIFICA+NA+AMAZONIA acessado em

IVANOVITCH M., HARMON R.S. **Uranium series disequilibrium**: Applications to environmental problems. New York: Oxford Science Publications, 1982..

LATRUBESSE, E.; RANCY, A.; RAMONELL, C. G.; SOUZA FILHO, J. P. A Formação Solimões: uma formação do Mio-Plioceno da Amazônia sul-ocidental. In:

SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994. **Boletim de Resumos Expandidos...**, 1994. Belém:SBG-Núcleo Norte,1994. p. 204-205.

MACIAS, F.; CHESWORTH, W. Weathering in humid regions, with emphasis on igneous rocks and their metamorphic equivalents. In: MARTINI, I. P.; CHESWORTH, W.(Eds.). **Weathering, soils and paleosols**. Amsterdam:Elsevier Science Publishers, 1992, p. 283- 305.

MULLER. J.P., G. CALAS. Genetic significance of paramagnetic centers in kaolinites. In Kaolin Genesis and Utilization. BUNDY, M.; MURRAY, H. H.; HARVEY, C. eds. Bloomington, Indiana: **The Clay Minerals Society**, Special Pub., 1., p. 261-289. 1993.

MULLER J. P.; BOCQUIER, G. Textural and mineralogical relationships between ferruginous nodules and surrounding clayey matrices in a laterite from Cameroon. In.: SCHULTZ, L. G.; OLPHEN; H. van; MUMPTON, F. A. (eds). **The Clay Minerals Society**. Bloomington, Indiana, 1987. p.186-194. (International Clay Conference, 1985, Denver)

NASCIMENTO, N. R.; ALLARD, T.; BUENO, G.T. **Relatório Final do Projeto Datação de Caulinitas de Formações Lateríticas na Bacia do Rio Negro: Importância na Evolução Geomorfológica e Paleoambiental da Amazônia Central – Brasil**. FAPESP: São Paulo, 2014.

PROST R. et al. Infrared Study of Structural OH in Kaolinite, Dickite, Nacrite, and Poorly Crystalline Kaolinite At 5 To 600 K. **Clays and Clay Minerals**, v.37, n.5, p.464-468, 1989.

REIS, N. J. (Org.) et al. **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas: sistema de informações geográficas – SIG: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Amazonas**. Manaus: CPRM, 2006. Escala 1.1:000.000. 1 CD-ROM. Mapas Geológicos Estaduais; Programa Geologia do Brail – PGB

ROSSETTI, D. F. Application of SRTM images and sedimentology to characterize Neogene and Quaternary deposits of the Brazilian Amazon. In.:**SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO**, 12., **Anais ...** Goiânia, Brasil, 2005. INPE, p.1869-1874.

ROSSETTI, D. F. et al. Late Quaternary sedimentary dynamics in Western Amazonia: implications for the origin of savanna/forest contrasts. **Geomorphology** (Amsterdam), v. 177-17, p. 74-92, 2012.

SILVEIRA, R. R. **Cronoestratigrafia e Interpretação Paleoambiental dos Depósitos Mioceno da Formação Solimões, região de Coari, AM**. 2005. 117p.

Dissertação (Mestrado) - Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2005.

XAVIER, F. **Recherche de générations de kaolinites dans des sols d'Amazonie (Brésil):** contraintes pour un nouveau modèle de latérite. 2014. *Spécialité Master "Environnements Continentaux et Hydrosciences"*. IMPMC - Université Pierre et Marie Curie. Paris, 2014

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O objetivo desse trabalho esteve centrado na caracterização sedimentológica, mineralógica e geoquímica da Formação Içá na Bacia do Rio Negro (AM), associada a sua datação radiométrica, com o foco em desvendar um pouco mais da história geológica dessa unidade no contexto da evolução ambiental da região amazônica.

A presença da Formação Içá na Bacia do Rio Negro é confirmada pelos diversos afloramentos, nas calhas dos rios Aracá, Demini e Cuieiras, de uma sequência de sedimentos detríticos, arenoargilosos e pouco consolidados (espessura superior a 25 m), sotoposta a formações pedogenéticas. As características desses sedimentos estão de acordo com os sedimentos descritos por Maia et al. (1977) como da Formação Içá.

A fonte dos sedimentos foi posicionada ao norte da área com base nas medições realizadas em estratos cruzados e na gradação granulométrica de norte para sul, indicando a passagem gradual de um ambiente fluvial de média a alta energia, para um ambiente fluvial com carga sedimentar mista e predomínio dos termos lamosos em amplas planícies inundadas, entrecortadas por canais de baixa energia.

A origem dos sedimentos, obtida pelo estudo geoquímico, em especial a análise dos elementos maiores e traços, indicam rochas silicáticas de ambiente de margem continental ativa a passiva. Essas características coincidem com a descrição de Almeida (2006) para as rochas existentes no Escudo das Guianas.

A datação radiométrica utilizada corresponde a um método de datação inovador, capaz de datar formações recentes, já testado com sucesso na região de Manaus (ALLARD et al., 2012; XAVIER, 2014). As quatro amostras analisadas foram submetidas rigorosamente aos procedimentos de preparação e as idades obtidas indicam uma sedimentação Içá ocorrendo totalmente dentro do Neógeno, desde o Mioceno Médio até o final do Plioceno. Esse resultado está de acordo com as idades obtidas por Campbell, Frailey e Romero-Pittman (2006) e atribuídas aos sedimentos da Formação Madre de Deus, considerada equivalente a Formação Içá.

Cabe ressaltar que a Formação Içá, como a unidade geológica mais recente da região amazônica é o substrato para os solos e ecossistemas desta região da

Amazônia. O gradiente granulométrico e mineralógico observado de Norte para Sul tem certamente significativas implicações nos sistemas ambientais, se configurando como tema para futuros trabalhos na área.

No entanto, para confirmação e estabelecimento de uma história mais consistente, um número maior de amostras precisa ser analisado. Ainda na fase de preparação das amostras, 8 amostras foram selecionadas, representando todos os perfis, no entanto fatores externos e não controláveis só viabilizaram a datação de quatro amostras.

Da mesma forma, a magnitude do erro observada nas datações pode ser reduzida com a utilização do método de cartografia de fissão, que permite precisar a fonte das radiações dentro da caulinita.

Assim, a título de aprimoramento e continuação desse trabalho de pesquisa, observa-se a necessidade de datação de mais amostras, com a utilização das técnicas mais precisas de redução do erro. Considera-se importante também, a separação de diferentes gerações de caulinitas, através da técnica de Difractometria de Infravermelho, que pode contribuir significativamente para compreensão e posicionamento temporal da evolução dos processos deposicional, diagenético e pedogenético que afetaram essa região nos períodos recentes.