

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

DEPÓSITOS CENOZÓICOS DA PORÇÃO OESTE DA
BACIA DO AMAZONAS.

HUMBERTO DIAS ABINADER

MANAUS
2008

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

HUMBERTO DIAS ABINADER

DEPÓSITOS CENOZÓICOS DA PORÇÃO OESTE DA
BACIA DO AMAZONAS.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geologia, área de concentração em Geologia Regional.

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira

MANAUS
2008

HUMBERTO DIAS ABINADER

DEPÓSITOS CENOZÓICOS DA PORÇÃO OESTE DA
BACIA DO AMAZONAS.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociência da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geologia, área de concentração em Geologia Regional.

Aprovado em:

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Emílio Alberto Amaral Soares.
(DEGEO/UFAM)

Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica.
(IG/UFPA)

Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
(DEGEO/UFAM)

Dedico esta dissertação de Mestrado aos meus pais
Tobias Mousse Abinader e
Cleomar Dias Abinader.
Aos meus irmãos
Claudia Dias Abinader Vizotto e
Samir Dias Abinader.
E por último, à minha avó
Maria Leonor Cabral Dias.

*“Deduction is science, not speculation,
and there is no substitute for creative thinking.”*

K. J. HSÜ.

AGRADECIMENTOS.

Meus agradecimentos a todas as pessoas e instituições que contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia Ambiental e Geologia Regional do Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas, por dar o apoio logístico para a realização desta dissertação.

Ao meu orientador Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira, pela excelente orientação, pelas discussões e principalmente pela paciência ao longo desses longos dois anos. Não poderia ter trabalhado com um profissional melhor.

Ao Prof. Dr. Emilio Soares pelas sugestões e pelo inestimável apoio na etapa de campo.

Ao Prof. Dr. Wernner Truckenbrodt, pelas sugestões, e apoio na elaboração desta dissertação e por momentos de descontração.

Aos Professores do Departamento de Geociências (UFAM) Lucindo Antunes Fernandes Filho e Valmir da Silva Souza, pelas discussões e colaboração.

Aos geólogos da PETROBRAS Raimundo Nonato e Wanderley Filho, pelo apoio na logística e discussões nos trabalhos de campo.

Aos colegas da Universidade Federal do Pará, especialmente ao Rick Souza de Oliveira, Anna Andressa Nogueira, Luciana Brelaz, Anderson Conceição Mendes, e Igor R. Diniz por terem me ajudado no período em que finalizei esta dissertação.

Aos meus amigos, os geólogos Joelson Lima Soares, Roberto César de Mendonça Barbosa e Hozerlan Pereira Lima, pela ajuda nas discussões de textos científicos e pelos momentos de descontração.

Aos meus pais Tobias Mousse Abinader e Cleomar Dias Abinader, pelo seu apoio incondicional, nesta fase da minha vida. E aos meus irmãos Claudia Dias Abinader Vizotto e Samir Dias Abinader, pelo incentivo e admiração.

Ao meu grande amigo e Geólogo José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior por sua ajuda nas pesquisas bibliográficas, confecção de figuras e pela sincera e verdadeira amizade, sempre presente nos bons e maus momentos da minha vida acadêmica e no desenrolar dessa dissertação.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 01.** Geologia e localização da área de estudo: A) situação geotectônica da Bacia do Amazonas; B) estratigrafia do Meso-cenozóico da Bacia do Amazonas (baseado em CUNHA 1994 e ROZO *et al.* 2005); C) localização dos afloramentos estudados (1-21).....4
- Figura 02.** Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas (CUNHA *et al.* 1994).....10
- Figura 03.** Arcabouço estratigráfico com as principais unidades sedimentares e superfícies estratigráficas (Paleossolos lateríticos S1, S2 e S3). O asterisco (*) indica a idade obtida por DINO *et al.* (2006) com base em palinomorfos do Mioceno Médio a Superior.....14
- Figura 04.** Idades U-Pb de grãos detríticos de zircões da Formação Alter do Chão na região de Obídos na Bacia do Amazonas (ADC Obídos) e amostras de calha do poço 31MT-0003-AM na Bacia do Solimões, Formação Iranduba (Red05-01) e Formação Novo Remanso (White05-02). O “n” indica o numero de grãos de zircão analisados em cada amostra (MAPES *et al.* 2006).....15
- Figura 05.** Blocos na base das escarpas oriundos do desmantelamento de paleossolos lateríticos que denunciam à presença de depósitos neógenos as margens do Rio Solimões.....17
- Figura 06.** Afloramento do topo da Formação Alter do Chão na cidade de Manaus, estrada do Turismo. A superfícies estratigráfica S1 é definida por um paleossolo laterítico com feições colunares, e deslocada por falhas normais neotectônicas.....18
- Figura 07.** Porto do São Raimundo, cidade de Manaus, a S1 marca o contato entre as formações Alter do Chão e Iranduba (A). Horizonte mosqueado com feições tubulares e ramificado (B), e fragmento de um molde de raiz preenchido por óxidos e hidróxidos de ferro (C).....19
- Figura 08.** Seção panorâmica do contato entre as formações Alter do Chão e Iranduba ou superfícies estratigráficas S1 (paleossolo laterítico). (A) Notar que a superfície estratigráfica evolui lateralmente para uma superfície erosiva caracterizada por paleocanais esculpidos sobre os depósitos da Formação Alter do Chão. (B) A base dos canais é marcada pela presença de conglomerados.....21
- Figura 09.** Paleossolo laterítico (S1) desenvolvido sobre o topo da Formação Alter do Chão em contato direto com a base da Formação Iranduba. A crosta forma um horizonte parcialmente endurecido com aspecto mosqueado.....22
- Figura 10.** Paleossolo laterítico (S2) na região de Iranduba. A) platô sustentado pelo paleossolo laterítico (S2) desenvolvido sobre a Formação Iranduba. As caixas localizam as figuras 8B e 8C. B) fragmentos irregulares e arredondados da crosta ferruginosa cimentados por óxidos e hidróxidos de ferro. C) aspecto colunar da crosta laterítica.....23

- Figura 11.** Paleossolo laterítico (S2) que marca o contato entre as formações Iranduba e Novo Remanso. A figura B esta é localizada pela caixa (A). Crosta laterítica com aspecto cavernoso desenvolvida sobre a Formação Iranduba (B).....24
- Figura 12.** Paleossolo laterítico (S1 + S2) que marca o contato entre as formações Alter do Chão e Novo Remanso, na Comunidade do Novo Remanso, próximo ao Município de Itacoatiara. Observar a irregularidade da superfície. Estratos da Formação Iranduba não foram observados nesta região.....25
- Figura 13.** Detalhe do paleossolo laterítico (S1 + S2). Fragmentos de crosta ferruginosa e pisolítica cimentados por óxidos e hidróxidos de ferro.....26
- Figura 14.** Paleossolo laterítico (S3) que marca o topo da Formação Novo Remanso na Comunidade do Barro Branco (A). Bloco rolado da crosta com textura porosa e vermiforme e aspecto envernizado (B).....27
- Figura 15.** Perfis estratigráficos dos depósitos da Formação Alter do Chão que afloram continuamente ao longo da área de estudo, os quais constituem o embasamento das unidades neógenas.....32
- Figura 16.** Mapa geológico e medidas de paleocorrente ao longo dos rios Solimões e Amazonas. As medidas de paleocorrente foram obtidas em depósitos fluviais das formações Içá e Alter do Chão e em depósitos deltaicos e distributarios da Formação Solimões. Localização das medidas: 1 – Monte Alegre, 2 – Alter do Chão, 3 – Serra de Óbidos, 4 – Serra de Parintins, 5 – Serra do Pio, 6 – rodovia BR-174, 7 – Manaus, 8 – Manacapuru-Iranduba, 9 – Coari e 10 – Barro Alto (MAPES *et al.* Inédito).....33
- Figura 17.** Estratificações cruzadas de baixo ângulo e *swaley* geradas em um regime de fluxo superior durante uma tempestade (A). Estratificação cruzada sigmoidal, caracterizando depósitos de uma frente deltaica e prodelta (C). Deformações plásticas associadas a estruturas de *ball and pillow* e laminações convolutas (C e D). Retrabalhamento dos depósitos por organismos, indicados pelos icnogêneros *Thalassinoides* e *Taenidium* (E).....35
- Figura 18.** Perfis estratigráficos correspondentes as formações Alter do Chão (Cretáceo Superior), Iranduba (Mioceno Inferior) e Novo Remanso (Mioceno Médio – Superior). Mapa com a localização dos perfis ao longo dos rios Solimões e Amazonas.....37
- Figura 19.** Depósitos da Formação Iranduba. Observar a suave inclinação dos estratos para W.....39
- Figura 20.** Sucessão entre as principais fácies (Aa, Plc) observadas na Formação Iranduba.....40
- Figura 21.** Estratificação cruzada acanalada (Fácies Aa) com *lags* na base do *set*.....40
- Figura 22.** *Lags* com clastos de argilito em base de *sets* de estratificações cruzadas ou em base de canal. Observar a tabularidade de alguns clastos de argilito.....41

- Figura 23.** Traços endocriais meniscados nas fácies Aa e At, do icnogênero *Taenidium*.....23
- Figura 24.** Sistema fluvial meandrante para a origem da Formação Iranduba, desenvolvido sobre os depósitos da Formação Alter do Chão e gerando a S1.....46
- Figura 25.** Fácies Ai. Arenito caulínico com estratificações planas incipientes. A obliteração das estruturas primária foi provocado pela ação do intemperismo.....50
- Figura 26.** Feições tubulares, que marcam o topo da Formação Novo Remanso, produzidas pela percolação e precipitação de óxidos e hidróxidos de ferro, posteriormente endurecidas.....50
- Figura 27.** Moldes e contra moldes de lenhos fossilizados por óxidos e hidróxidos de ferro marcam o topo da Formação Novo Remanso na comunidade do Barro Branco.....51
- Figura 28.** Reconstituição paleoambiental da Formação Novo Remanso, característico de um sistema fluvial meandrante de energia moderada que evolui sobre os depósitos das formações Alter do Chão e Iranduba. A sedimentação desta unidade foi controlada por falhas normais neotectônicas.....28
- Figura 29.** Porcentagens dos minerais pesados das amostras coletadas nas formações Iranduba e Novo Remanso. Notar que a quantidade de minerais pesados é mais elevada na fração fina (0,250-0,125).....56
- Figura 30.** Prancha de minerais pesados coletados em amostras (fração 0,125 – 0,063 mm) da Formação Iranduba, I – zircão prismático, II – zircão arredondado, III – rutilo e IV – turmalina.....57
- Figura 31.** Prancha de minerais pesados coletados de amostras (fração 0,125 – 0,063 mm) da Formação Novo Remanso. Notar que a quantidade de turmalina é maior que na da Formação Iranduba (Figura 30), I – zircão prismático, II – zircão arredondado, III – rutilo e IV – turmalina.....58
- Figura 32.** Gráficos indicam a porcentagem do índice de ZTR (zircão+turmalina+rutilo). Índice de ZTR da Formação Novo Remanso e Formação Iranduba . Notar a diferença na porcentagem dos índices nas duas unidades.....59
- Figura 33.** Proposta de correlação estratigráfica entre as unidades miocenas da Bacia do Amazonas com Plataforma Bragantina/Bacia do e São Luís a leste (Rossetti, 2001) e Bacia do Solimões a oeste. O asterisco (*) na coluna da Bacia do Amazonas indica as datações feitas através de palinomorfos na Formação Novo Remanso com idade do Mioceno Médio ao Mioceno Superior (Dino *et al.* 2005), na coluna da Bacia do Solimões os asteriscos indicam as datações feitas para as formações Solimões (Mioceno Superior) e Iça (Pleistoceno) (Silveira *et al.* 2005).....62

Figura 34. No mesocretáceo as áreas soerguidas estavam à NE da América do Sul e toda a drenagem migrava para oeste (Mapes *et al.* Inédito) em direção ao Pacífico (A). O início da Orogenia Andina no eocretáceo, ainda permitia o fluxo transcontinental para oeste, ainda restringisse as incursões marinhas (B). Na área estuda os depósitos da Formação Alter do Chão representavam um sistema fluvio-deltaico-lacustre com migração preferencial para SE (C). Com a contínua orogenia dos Andes, surgem áreas soerguidas na região ocidental da Amazônia, expondo as rochas cretáceas aos processos de lateritização com a formação da superfície estratigráfica S1 (D).....65

Figura 35. A contínua orogenia dos Andes no Eomioceno cessou as incursões marinhas a oeste da América do Sul, promoveu o surgimento do Arco do Purus, que ao longo do Mioceno desempenhava um papel de barreira geográfica entre as bacias do Solimões (BS) e Amazonas (BA) (A). A subsidência que ocorreu na porção ocidental da Amazônia, promoveu a deposição da Formação Iranduba, caracterizada por um sistema fluvial meandrante desenvolvido sobre depósitos da Formação Alter do Chão (B). Pulsos neotectônicos que ocorreram ao longo do todo o Mioceno causaram o soerguimento de regiões a leste do Arco de Purus e conseqüentemente a exposição de parte da Formação Iranduba e início da lateritização, formando a superfície estratigráfica S2 (C).....66

Figura 36. Ao final do mesomioceno as bacias do Solimões (BS) e do Amazonas (BA) passavam por uma fase de subsidência e eram separadas pelo Arco do Purus (A). Na porção centro oeste da Bacia do Amazonas se desenvolveu um sistema fluvial meandrante que migrava na direção leste-sudeste responsável pela deposição da Formação Novo Remanso que tinha sua sedimentação controlada por um sistemas de falhas normais neotectônicas (B). Ao final do neomioceno a continua ação das movimentações tectônicas provocaram o soerguimento dos depósitos da Formação Novo remanso o que acarretou na formação da superfície S3 marcada por uma paleossolo laterítico (C). Ao longo do Plioceno ambas as bacias foram preenchidas e encobriram o Arco do Purus e a atual drenagem do sistema Solimões-Amazonas iniciou-se (D).....67

Figura 37. Mapa da atual disposição das principais bacias sedimentares presentes na parte ocidental da Amazônia, a linha vermelha tracejada indica a seção WE esquemática da fig. B (A). Esquema representando um corte transversal W-E, inferindo o ocmportamento do Arco do Purus que pode ser um *Forebulge* (B). Escala vertical exagerada. (modificado de RODAZZ *et al.* 2005).....69

LISTA DE TABELAS

<u>Tabela 01.</u>	Fácies da Formação Iranduba. Identificação das fácies, descrição e interpretação dos processos sedimentares.....	38
<u>Tabela 02.</u>	Descrição e interpretação das associações de fácies da Formação Iranduba.....	44
<u>Tabela 03.</u>	Fácies da Formação Novo Remanso. Resumo das fácies e estruturas e interpretação dos processos sedimentares.....	49
<u>Tabela 04.</u>	Descrição e interpretação das associações de fácies da Formação Novo Remanso.....	52

RESUMO

A história geológica do Cenozóico na Bacia do Amazonas ainda é pouco conhecida. Após a idade Cretácea ter sido estendida também para os depósitos mais jovens da Bacia do Amazonas, somente a partir do início deste século depósitos cenozóicos foram descritos localmente nos terraços dos rios Solimões e Amazonas. A análise estratigráfica da região centro-oeste da Bacia do Amazonas, entre as cidades de Manacapuru e Itacoatiara, Estado do Amazonas, permitiu individualizar duas unidades cenozóicas, as formações Iranduba e Novo Remanso, que registram a história miocena-pleistocena do sistema fluvial Amazônico. Ambas as unidades sobrepõem-se aos depósitos siliciclásticos cretáceos da Formação Alter do Chão, separadas pelas superfícies estratigráficas S1, S2 e S3, que na sua maioria são marcadas pela presença de paleossolos lateríticos. A Formação Iranduba é caracterizada por arenitos médios a grossos, mal selecionados, de coloração avermelhada, com estratificações cruzadas acanalada, tabular e estratificação heterolítica inclinada, bem como intercalações de pelito. Traços endocriais (*Taenidium*) e marcas de raízes ocorrem no topo dos ciclos granodecrescentes ascendentes. A Formação Novo Remanso caracteriza-se por camadas de arenitos ferruginosos grossos e arenitos finos a médios caulíníticos com estratificação plana incipiente, e pelitos subordinados. Localizadamente, ocorre estratificação heterolítica inclinada com níveis de argilito cinza, rico em detritos orgânicos e palinomorfos do Mioceno Médio a Superior. Moldes e contramoldes de lenhos fossilizados por óxidos e hidróxidos de ferro ocorrem localmente. Estas unidades são interpretadas como produtos de canais fluviais e planície de inundação, relacionados a um sistema fluvial meandrante. A integração de dados estratigráficos e disponíveis na literatura permitiu correlacionar às unidades cenozóicas da Bacia do Amazonas com aquelas conhecidas na Bacia do Solimões e Plataforma Bragantina/Bacia de São Luis. Dados geonológicos demonstraram a ausência de fontes andinas sugerindo limitada conexão com a drenagem da Bacia do Solimões e indica o Arco de Purus como uma barreira geográfica no final do Mioceno até o Plioceno. A configuração atual da drenagem transcontinental Solimões-Amazonas, parece ter se estabelecido após o Plioceno e as mudanças paleoambientais e paleogeográficas podem ter contribuído principalmente para a biodiversidade atual amazônica.

Palavras Chaves: Formação Iranduba, Formação Novo Remanso, Cenozóico, Bacia do Amazonas

ABSTRACT

The geological history of Cenozoic in the Amazonas Basin is not well known yet. After the Cretaceous ages had been extended also to younger deposits from Amazonas Basin, only in the beginning of this century, Cenozoic deposits were described locally on fluvial scarps of Solimões and Amazonas rivers. Based-outcrop facies and stratigraphic analysis of the central-west region of Amazonas Basin, between Manacapuru and Itacoatiara towns, state of Amazonas, allowed to individualize two Cenozoic units, the Iranduba and Novo Remanso formations that recorded the Miocene-Pleistocene history of the Amazon fluvial system. Both units overlie Cretaceous siliciclastics deposits of the Alter do Chão Formation and are separate by stratigraphic surfaces S1, S2 and S3 associated to lateritic paleosoils. The Iranduba Formation is characterized by poor sorted, reddish, medium to coarse grained sandstones with trough and planar cross stratification, inclined heterolithic stratification and interbedded pelites. Trace fossil (*Taenidium*) and roots marks occur in the top of the fining upwards cycles. The Novo Remanso Formation is characterized by coarse grained to ferruginous sandstones and fine to medium grained kaolinitic sandstones with incipient planar stratification and subordinates pelites. Locally, occurs inclined heterolithic stratification with pelites rich in organic detritus and Late to Middle Miocene palynomorphs, and woods fragments fossilized by oxides and hydroxide of iron. Those units are interpreted as deposits of fluvial channels and flood plains, related to a meandering fluvial system. The integration of stratigraphic analysis and available data in the literature allowed the correlation with others Cenozoic units from Amazonas and Solimões basins and Bragantina Platform/São Luis Basin. Geochronological data show the absence of Andean sedimentary source that suggested a limited connection with the Solimões Basin drainage and indicate that Purus Arch was a geographic barrier in the Late Miocene to Pliocene. The current configuration of the Solimões-Amazonas transcontinental drainage seems has established after the Pliocene. The paleoenvironment and paleogeographic changes have contributed mainly to the current Amazon biodiversity.

Key words: Iranduba Formation, Novo Remanso Formation, Cenozoic, Amazon basin

SUMÁRIO

Agradecimentos	i
Lista de Figuras	ii
Lista de Tabelas	vii
Resumo	viii
Abstract	ix
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. APRESENTAÇÃO	1
1.2. AREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS	2
1.3. OBJETIVOS	2
2. MÉTODOS	5
2.1. ANÁLISE DE FÁCIES	5
2.2. ANÁLISE LITOESTRATIGRÁFICA	5
2.4. MINERAIS PESADOS	6
3. A BACIA DO AMAZONAS	8
3.1. ASPECTOS TECTONO-ESTRUTURAIS	8
3.2. LITOESTRATIGRAFIA	9
4. ESTRATIGRAFIA	13
4.1. COMPOSIÇÃO GERAL DO ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO	13
4.2. SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS	16
4.2.1. Descrição das superfícies	16
4.2.2. Origem das superfícies	28
4.3. A FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO: EMBASAMENTO DAS UNIDADES NEÓGENAS	30
5. UNIDADES NEÓGENAS E PALEOAMBIENTE	36
5.1. FORMAÇÃO IRANDUBA	38
5.1.1. Descrição e interpretação de fácies	38
5.1.1.1. <i>Arenito médio a grosso com estratificação cruzada acanalada - Aa</i>	38
5.1.1.2. <i>Arenito médio a grosso com estratificação cruzada tabular - At</i>	41
5.1.1.3. <i>Pelito com laminação cruzada cavalgante - Plc</i>	42
5.1.1.4. <i>Siltito com laminação plana paralela - Sp</i>	43
5.1.1.5. <i>Arenito médio maciço - Am</i>	43
5.1.2. Associação das fácies	43
5.1.3. Modelo deposicional	45

5.2. FORMAÇÃO NOVO REMANSO	47
5.2.1. Trabalhos prévios	47
5.2.2. Descrição e interpretação das fácies	48
5.2.2.1. Arenito médio com estratificação incipiente – Ai	49
5.2.2.2. Arenito/Pelito com estratificação heterolítica inclinada – APh	51
5.2.2.3. Argilito maciço – Sm	51
5.2.3. Associação de Fácies	52
5.2.4. Modelo deposicional	53
6. MINERAIS PESADOS	55
6.1. DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA	56
6.1.1. Minerais pesados da Formação Iranduba	56
6.1.2. Minerais pesados da Formação Novo Remanso	57
6.2. ÍNDICE ZTR	59
6.3. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	59
7. CORRELAÇÃO REGIONAL DOS DEPÓSITOS NEÓGENOS DA BACIA DO AMAZONAS	61
8. RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL E HISTÓRIA EVOLUTIVA	63
9. CONCLUSÕES	71
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	74

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

A Era Cenozóica é caracterizada por importantes eventos climáticos, bioevolutivos e tectônicos que resultaram na configuração atual dos continentes e na diversificação da flora e fauna, em particular, pela evolução dos mamíferos. Na Amazônia, essas mudanças começaram a ser discutidas principalmente para se entender a origem, evolução e os mecanismos que controlam a biodiversidade moderna (RENAUD & DAM 2002, ROSSETTI *et al.* 2005, JARAMILLO *et al.* 2006). Este extenso ecossistema é, em grande parte, resultante da evolução do sistema fluvial. O registro geológico destes eventos pode ser investigado ao longo das escarpas fluviais, formadas por sedimentos acumulados desde o final do Mesozóico. Neste caso, a leitura geológica desses depósitos necessita de uma detalhada análise estratigráfica e sedimentológica, muitas vezes prejudicada devido à densa cobertura vegetal, a escassez e intemperismo dos afloramentos, bem como as dificuldades de acesso através da floresta tropical. Pode-se dizer que as exposições às margens dos rios amazônicos são realmente “janelas de oportunidade” para a observação do registro geológico. Atualmente as interpretações da origem e idade dos depósitos sedimentares cenozóicos desta região são variadas. Enquanto o registro cenozóico é incontestável nas bacias subandinas e do Solimões, depósitos desta idade na Bacia do Amazonas são ainda pouco conhecidos. Os dados estratigráficos para a Bacia do Amazonas ainda são escassos e não permitem entender com maior precisão a história geológica dos últimos 30 milhões de anos desta região.

A análise faciológica e estratigráfica de depósitos cenozóicos na porção Oeste da Bacia do Amazonas, particularmente nas exposições ao longo dos rios Solimões

e Amazonas, permitiu reconstituir o paleoambiente deposicional de parte do sistema fluvial neógeno, além de reformular o arcabouço estratigráfico da região. A proposição de uma nova unidade geológica e a composição de um arcabouço estratigráfico balizado em superfícies de descontinuidade marcadas, em grande parte, por paleossolos lateríticos, contribuir para um melhor entendimento do registro cenozóico desta parte da Amazônia.

1.2. ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS

A área de estudo situa-se na porção centro-oeste da Bacia do Amazonas, englobando os municípios de Manacapuru, Iranduba, Manaus e Itacoatiara, Estado do Amazonas (Figura 1). O levantamento dos perfis estratigráficos foi realizado em terraços da margem esquerda dos rios Solimões e Amazonas, onde a sucessão cenozóica estudada expõe-se descontinuamente, alternando-se com zonas sem afloramentos, com os depósitos cretáceos da Formação Alter do Chão e com sedimentos quaternários. Na maioria das vezes as exposições são completamente obliterados por processos intempéricos o que dificulta a leitura de estruturas sedimentares. Os afloramentos são expostos no período de estação seca (setembro a janeiro) e os trabalhos de campo se concentraram nesse período.

1.3. OBJETIVOS

O objetivo dessa dissertação foi caracterizar os depósitos de idade neógena da Bacia do Amazonas, aflorantes entre as cidades de Manacapuru, Iranduba, Manaus e Itacoatiara, Estado do Amazonas (Figura 1). Para esta caracterização, o estudo integrou dados estratigráficos e sedimentológicos com auxílio de minerais pesados, e foi proposta uma evolução geológica para região estudada, enfatizando os eventos de deposição e exposição subaérea, os quais foram tentativamente correlacionados

com aqueles descritos para Amazônia ocidental e oriental, na a região norte do Brasil.

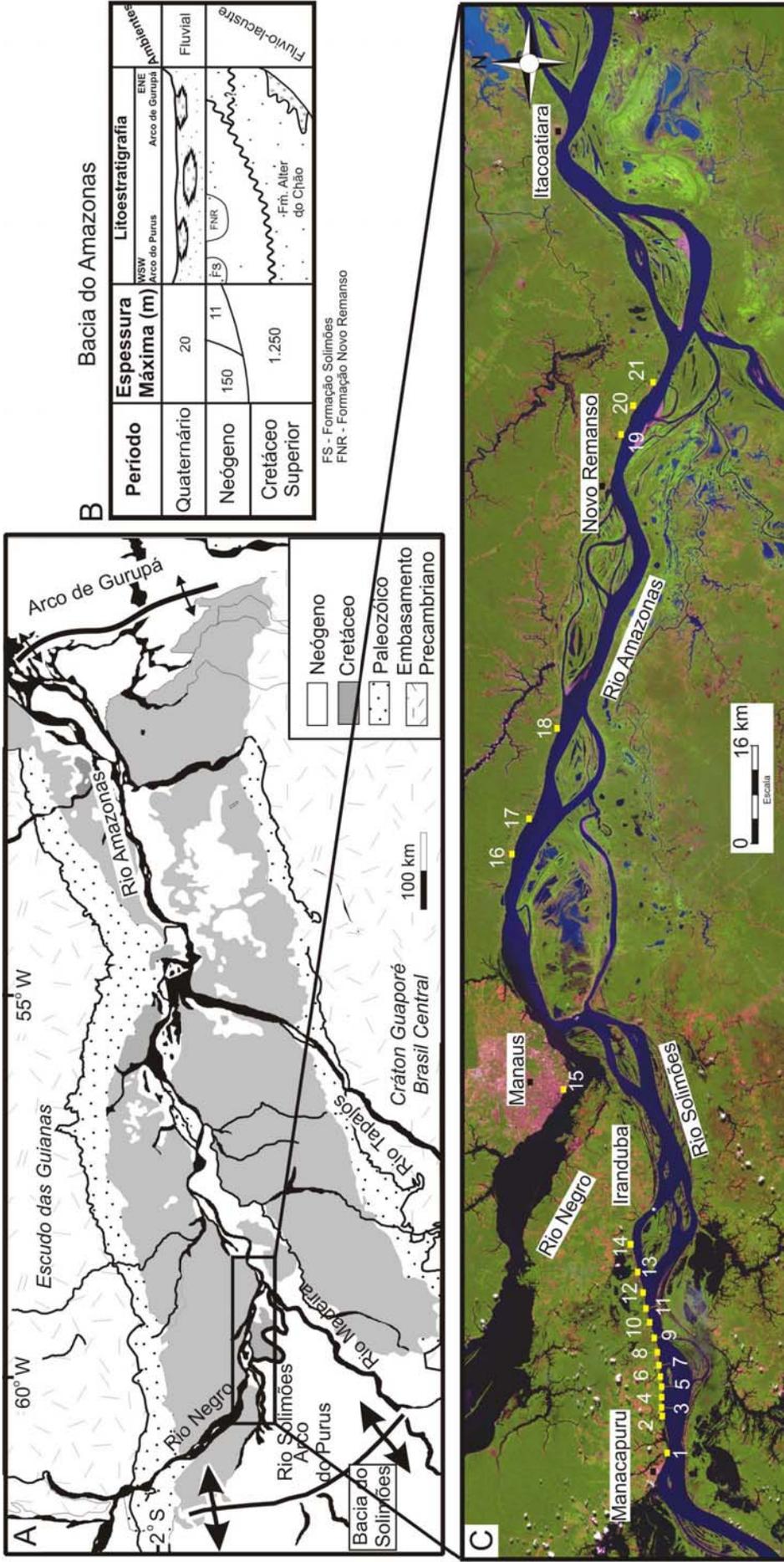


Figura 1. Geologia e localização da área de estudo: A) situação geotectônica da Bacia do Amazonas; B) estratigrafia do Mesocenoico da Bacia do Amazonas (baseado em Cunha, 1994 e Roza et al., 2005). C) localização dos afloramentos estudados (1 -21).

2. MÉTODOS

2.1 ANÁLISE DE FÁCIES

A pesquisa proposta envolveu a aplicação da técnica de modelamento de fácies (WALKER 1990 e 1992) em afloramentos de rochas siliciclásticas. Esta técnica consiste na individualização e descrição de fácies sedimentares, em contextos espaciais bidimensionais e tridimensionais, para entender os processos sedimentares indicativos de como as fácies foi originada. O estudo combina a análise da geometria dos depósitos e seus elementos arquiteturais, para a definição da arquitetura deposicional, revelando a relação de espaço e tempo dos depósitos (ALLEN & ALLEN, 1990). As fácies deposicionais são agrupadas em associações de fácies co-genéticas e contemporâneas que permitem o reconhecimento dos ambientes e sistemas de deposição, sintetizadas em blocos diagramas.

2.2 ANÁLISE LITOESTRATIGRÁFICA

A litoestratigrafia da porção noroeste da Bacia do Amazonas foi reavaliada neste trabalho, de acordo com a normalização de PETRI *et al.* (1986), auxiliadas pelo estudo de fácies, que foram determinantes para o reconhecimento e mapeamento das unidades e suas superfícies limitantes. A descrição de fácies, na escala dos diferentes litotipos, foi obtida através da análise de afloramentos que ocorrem principalmente nos terraços fluviais ao longo dos rios Solimões e Amazonas (Figura 1). A descrição foi auxiliada pela confecção de perfis estratigráficos e seções panorâmicas, estas últimas obtidas a partir de fotomosaicos de afloramentos seguindo o procedimento de WIZEVICH (1991) e ARNOT *et al.* (1997).

O mapeamento de superfícies com significado estratigráfico (*p.e.*, linhas de pedra, crostas lateríticas, outros tipos de paleossolos e discordâncias) foi fundamental para a composição do arcabouço estratigráfico da área estudada. Estas

superfícies foram componentes cronoestratigráficos importantes para alicerçar a história geológica da área. A descrição e classificação geral de perfis lateríticos seguiu o trabalho de COSTA (1991) para o grau de maturidade (maturos e imaturos) e retrabalhamento (autóctones e alóctones). Levou-se em consideração a importância dos paleossolos lateríticos como excelentes guias estratigráficos do Cenozóico (KOUTSHOUBEY & TRUCKENBRODT 1981, TRUCKENBRODT *et al.* 1987, HORBE *et al.* 2001 e ROSSETTI 2001).

Coletas sistemáticas de amostras em função das diferentes unidades/fácies ajudaram a precisar as descrições de campo no laboratório e para análises de minerais pesados.

2.3. MINERAIS PESADOS

Minerais pesados são acessórios de alta densidade ($2,85\text{g/cm}^3$) que constituem no máximo 1% do volume das rochas sedimentares e sedimentos. São sensíveis indicadores da proveniência de sedimentos, embora processos superimpostos como intemperismo, abrasão, fracionamento hidrodinâmico e diagênese que atuam durante o ciclo sedimentar podem obscurecer a assinatura original (MORTON 1985 e MORTON & HALLSWORTH 1999). Entretanto, essa assinatura mesmo modificada pode servir para a individualização de unidades sedimentares distintas principalmente para unidades com baixa resolução bioestratigráfica (TRUCKENBRODT *et al.* 2005 e NASCIMENTO *et al.* 2007).

A determinação de assembléias de minerais pesados seguiu as técnicas clássicas descrita em MORTON & HALLSWORTH (1994). Os minerais pesados foram concentrados por bromofórmio e posteriormente confecção de lâminas, para a avaliação sob microscópio óptico. No estudo de proveniência dos minerais pesados, foram considerados vários fatores que estão intrinsecamente relacionados

ao transporte (arredondamento, abrasão) e intemperismo (dissolução, hidratação). A importância do transporte e sua influência na maturidade textural e composicional do sedimento, está relacionada a ação do retrabalhamento mecânico/hidrodinâmico por um longo período de tempo que acaba por selecionar as partículas em função do tamanho, esfericidade, arredondamento e resistência à abrasão até o sítio deposicional (MORTON, 1985). Além do estudo morfológico foram também usados os índices ΣZTR (zircão+turmalina+rutilo) e O/T (opacos/transparentes), os quais medem a maturidade do sedimento e podem ser utilizados na separação de unidades litoestratigráficas.

3. A BACIA DO AMAZONAS

3.1. ASPECTOS TECTONO-ESTRUTURAIS

O sistema fluvial da Amazônia está encaixado em uma extensa depressão intracratônica limitada ao Norte pelo Escudo das Guianas e ao Sul pelo Escudo Brasil Central (Figura 1A). Esta depressão se subdivide nas bacias do Acre, Solimões, Amazonas e Marajó as quais são separadas pelos arcos estruturais de Iquitos (entre as bacias do Acre e do Solimões), Purus (bacias do Solimões e do Amazonas) e arco do Gurupá (bacias do Amazonas e do Marajó). As descontinuidades dos afloramentos da sucessão sedimentar da Bacia do Amazonas ao longo do Rio Solimões-Amazonas são explicadas pela presença destes arcos estruturais (MERTES *et al.* 1996). Por exemplo, o arco de Purus já era soerguido no Plaeozóico, enquanto os arcos de Iquitos e de Gurupá se desenvolveram ao longo do Mesozóico (CAPUTO 1984). Com o desenvolvimento da orogenia dos Andes, esses arcos estruturais se tornaram ativos desde o Mioceno, constituindo-se barreiras geográficas importantes ou divisores, alterando assim toda a distribuição da Bacia de drenagem Amazônica.

A Bacia do Amazonas, objeto deste estudo, é uma bacia do tipo intracratônica e foi implantada sobre províncias do Cráton Amazônico (Figura 1). Abrange uma área de cerca de 400.000 km², possui um formato alongado na direção WSW-ENE. O pacote sedimentar é constituído predominantemente de rochas siliciclásticas paleozóicas, intrudido por diques e soleiras de diabásio com mais de 5.000 m de espessura (CAPUTO 1984).

CAMPOS e TEIXEIRA (1988) por meio de dados sísmicos, propuseram quatro episódios para a evolução tectônica da Bacia do Amazonas ao longo do Mesozóico e Cenozóico, a saber: 1) distensão E-W durante o Jurássico-Triássico seguidos por

um magmatismo básico; 2) um regime compressivo E-W e soerguimento no Eocretáceo; 3) relaxamento dos esforços compressivos e a formação de espaço de acomodação para a deposição da seqüência cretácea-terciária a partir do Cretáceo Superior; e 4) cisalhamento ao longo do Paleógeno gerando assim áreas transpressivas e transtensivas. WANDERLEY FILHO e COSTA (1991) também abordaram a evolução da Bacia do Amazonas através de quatro episódios tectônicos: 1) extensão no final do Jurássico seguida por soleiras de diques de diabásio; 2) movimentos transcorrentes no início do Cretáceo; 3) domínio de um regime extensional durante o Mesocretáceo até o Terciário Inferior, marcado, em parte, pela deposição da Formação Alter do Chão; e 4) domínio de um regime transcorrente dextral a partir do Terciário Médio.

O quadro neotectônico no centro-oeste da Amazônia é enquadrado em um modelo que indica a atuação de um binário dextral, composto por segmentos transpressivos e transcorrentes, decorrentes da translação e rotação da América do Sul para oeste (HASUI 1990, COSTA *et al.* 1991, COSTA & HASUI 1997).

3.2. LITOESTRATIGRAFIA

O embasamento cristalino da Bacia do Amazonas é composto por rochas pertencentes ao Supergrupo Uatumã que consiste em vulcânicas ácidas (Grupo Iricoumé e Suíte Intrusiva Mapuera) de idade mesoproterozóica (ARAÚJO NETO & MOREIRA 1978, VEIGA JR. *et al.* 1979, SANTOS 1984) e rochas sedimentares neoproterozóicas do Grupo Purus, representado pelas formações Prosperança e Acari, constituída por pelitos, arenitos, conglomerados e rochas carbonáticas (CUNHA *et al.* 1994, NOGUEIRA & SOARES 1996). O arcabouço estratigráfico fanerozóico da Bacia do Amazonas é subdividido em quatro seqüências deposicionais, separadas por discordâncias produzidas por orogêneses (Figura 2).

Estas seqüências constituem os grupos Trombetas (Ordoviciano Superior - Devoniano Inferior), Urupadi-Curuá (Devoniano Inferior - Carbonífero Inferior), Tapajós (Carbonífero Superior - Permiano) e Javari (Cretáceo Superior - Terciário) (CUNHA *et al.* 1994).

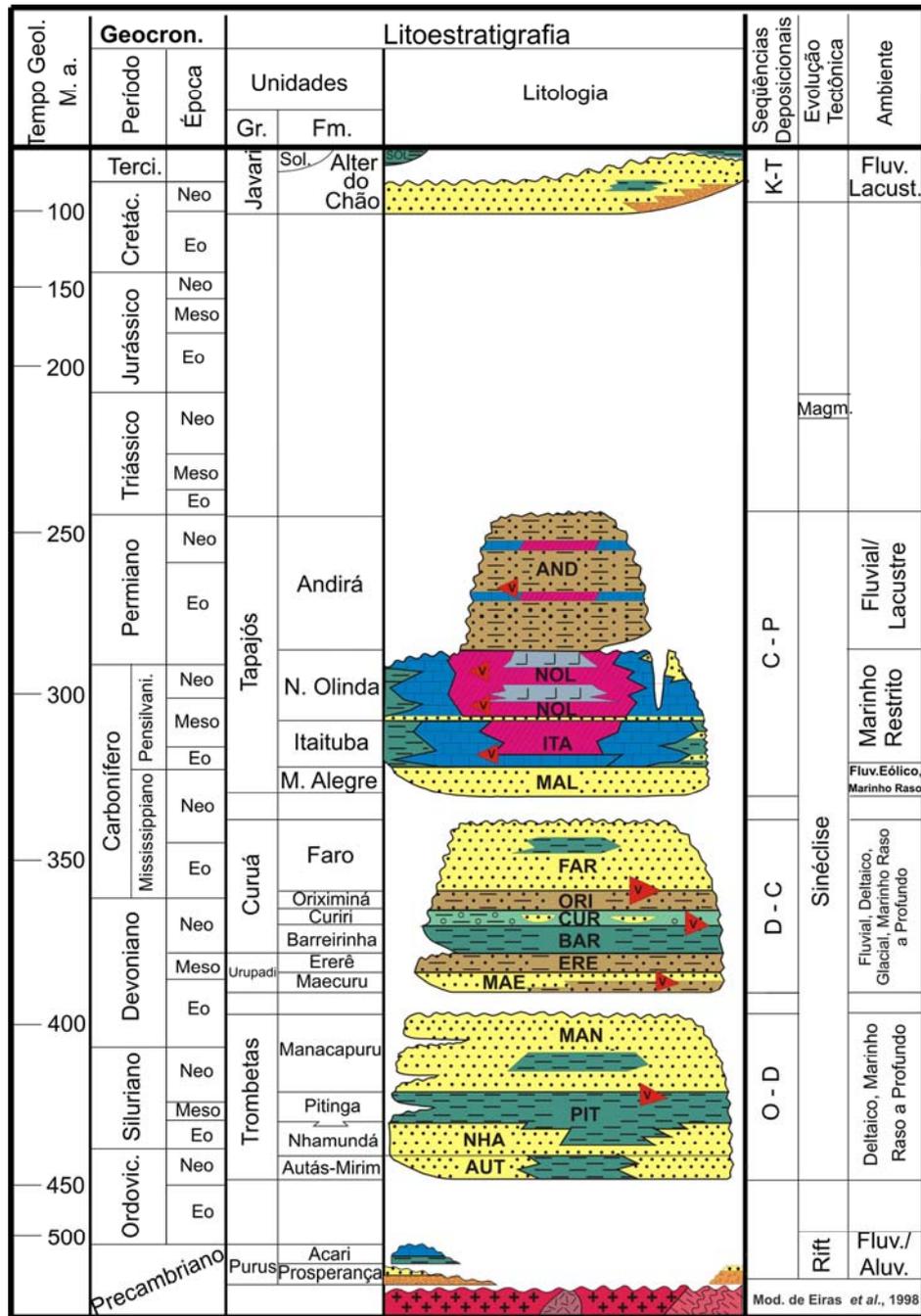


Figura 2. Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas (Cunha *et al.* 1994).

A seqüência do Grupo Trombetas é transgressiva-regressiva e está truncada por uma discordância decorrente da Orogenia Caledoniana. É formada pelas unidades Autás-Mirim (arenitos e folhelhos), Nhamundá (arenitos, folhelhos e diamictitos glaciais), Pitinga (folhelhos, depositados no auge da transgressão) e Manacapuru (arenitos e folhelhos). A segunda seqüência, que inclui os grupos Urupadi e Curuá é constituída pelas formações Maecuru (arenitos e folhelhos), Ererê (arenitos, siltitos e folhelhos), Barreirinha (folhelhos negros, depositados no auge da transgressão), Curiri (diamictitos glaciais, folhelhos e siltitos), Oriximiná (arenitos e folhelhos) e Faro (arenitos). O topo desta seqüência é marcado por uma discordância relacionada à Orogenia Eo-Herciniana. A seqüência do Grupo Tapajós é transgressiva-regressiva, depositada sob condições climáticas quentes e áridas, que inclui as formações Monte Alegre (arenitos, siltitos e folhelhos), Itaituba (calcários fossilíferos), Nova Olinda (evaporitos) e Andirá (*red beds*), esta última caracterizando o início da continentalização completa da Bacia do Amazonas. O topo da seqüência é caracterizado por uma discordância, reflexo da Orogenia Gonduanide. No Jurássico e Eocretáceo, não há registro sedimentar; entretanto a Bacia do Amazonas foi palco de manifestações magmáticas básicas, relacionadas à separação das placas Africana e Sul-Americana. A seqüência neocretácea-terciária é composta pelos depósitos flúvio-lacustres das formações Alter do Chão e Solimões, reunidas no Grupo Javari (Figuras 1 e 2).

Até a década passada, a presença de depósitos cenozóicos na Bacia do Amazonas estava restrita ao topo da Formação Alter do Chão (TRAVASSOS & BARBOSA FILHO 1990). Até então, a coluna estratigráfica produzida pela Petrobrás influenciou os diversos estudos estratigráficos da região e a maioria, to dos depósitos neógenos não foi reconhecida (Figura 2). ROZO *et al.* (2004) iniciaram esta

discussão com a descoberta de uma unidade miocena, a Formação Novo Remanso, que será tratada mais tarde neste trabalho (Figura 1). O posicionamento estratigráfico da Formação Novo Remanso foi determinado pela análise de material esporo-palínico, o que determinou uma idade que abrange o Mesomioceno ao Neomioceno, estabelecida pela presença do espécie-guia *Grimmsdalea magnaclavata*, sendo a primeira comprovação de depósitos miocenos na porção oeste da Bacia do Amazonas (DINO *et al.* 2006). Por outro lado, os depósitos quaternários têm sido descritos amplamente por diversos autores (IRIONDO 1982; SOARES *et al.* 2001, LATRUBESSE & FRANZINELLI 2002, ROZO 2004, ROSSETTI *et al.* 2004, SOARES 2007).

4. ESTRATIGRAFIA

4.1. COMPOSIÇÃO GERAL DO ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

A sucessão neógena estudada foi gerada durante o Mioceno, e consiste de dois megaciclos de raseamento ascendente com mais de 30 m de espessura de rochas siliciclásticas (topo marcado por crostas lateríticas) (Figura 3). Estes pacotes constituem associações faciológicas típicas de depósitos fluviais das formações Iranduba e Novo Remanso, que recobrem os depósitos cretáceos da Formação Alter do Chão (Figura 3). Neste trabalho é apresentada a integração dos aspectos sedimentológicos e estratigráficos dos depósitos neógenos, anteriormente considerados como pertencentes às porções superiores da Formação Alter do Chão. Além disso é proposta a formalização do termo “Formação Iranduba”, para depósitos que ocorrem de forma discordante entre a Formação Alter do Chão e Formação Novo Remanso. O ordenamento estratigráfico foi embasado principalmente pelo reconhecimento das superfícies-chave S1, S2 e S3 representados por paleossolos lateríticos (Figura 3). Após a apresentação do arcabouço estratigráfico serão descritas e interpretadas as superfícies estratigráficas e as unidades neógenas.

Estudos feitos a partir da análise de material orgânico (palinomorfos) encontrados em camadas de argilas cinza na Formação Novo Remanso, Município de Manacapuru, indicam uma idade miocena para esses depósitos (DINO *et al.* 2006). MAPES *et al.* (2006) realizou estudos referentes à datação de zircões detríticos através do método U-Pb em amostras das formações Alter do Chão, Iranduba e Novo Remanso, e constatou que zircões contidos na Formação Alter do Chão indicam idades que variam de 2088 ± 7 Ma a 1648 ± 77 Ma, provenientes da província Maroni-Itacaiunas. Já os zircões contidos nas amostras dos depósitos neógenos indicaram idades que variam de 1904 ± 7 a 1910 ± 7 Ma, sendo que os

grãos mais jovens apresentam idades entre 1465 ± 51 e 1346 ± 49 Ma (Figura 4), e são provenientes da província Ventuari-Tapajós do Cráton Amazônico. Com esses resultados é possível separar os depósitos da Formação Alter do Chão das formações Iranduba e Novo Remanso, e, além disso, foi constatado que não há zircões de origem andina nas amostras das unidades neógenas, ou seja, durante a deposição dessas unidades, no Mioceno, não havia nenhuma conexão direta com a Bacia do Solimões e a drenagem oriunda dos Andes.

Período	Época	Idade (Ma)	Esp. (m)	Unidades Estratigráficas Bacia do Amazonas (Abinader et al. 2007)	Descrições
QUATERNÁRIO	Holoceno	0.01	5	Colúvios/terra preta indígena	
	Pleistoceno		7	Terraços fluviais (Unidades Pleistocenas)	Areias siltosas, moderadamente a bem selecionadas, de cor cinza, formando pares de estratificação heterolítica. Argilas cinzas com laminação plano paralela e acamamento maciço.
NEÓGENO	Plioceno	5		Paleossolo Laterítico S3	Paleossolo laterítico com textura porosa e vermiforme e aspecto colunar.
			Sup.	*	Fm. Novo Remanso
	Mioceno	13		Paleossolo Laterítico S2	Paleossolo laterítico com três níveis distintos: 1) um aspecto colunar; 2) e 3) fragmentos irregulares e arredondados cimentados por óxido e hidróxido de ferro, terceiro que também é caracterizado por laterita cavernosa que seguem antigos planos de estratificação.
			Med.	25	Fm. Iranduba
	Inf.	23		Paleossolo Laterítico S1	Paleossolo laterítico maciço, cavernoso de coloração marrom avermelhada.
PALEÓGENO	Oligoceno	33		Fm. Alter do Chão	Arenitos médios, argilitos e conglomerados, com estratificações cruzadas acanalada e tabular, estratificação do tipo <i>swaley</i> , estratificação plano-paralela, acamamentos com deformações <i>ball and pillow</i> , convolutas e maciço. Gretas de contração marca de raízes e bioturbações (<i>Taenidium</i> e <i>Thalassinoides</i>).
	Eoceno	55			
	Paleoceno	65			
CRETÁCEO	Superior		30		

Figura 3. Arcabouço estratigráfico com as principais unidades sedimentares e superfícies estratigráficas (Paleossolos lateríticos S1, S2 e S3). O asterisco (*) indica a idade obtida por DINO *et al.* (2006) com base em palinomorfos do Mioceno Médio a Superior.

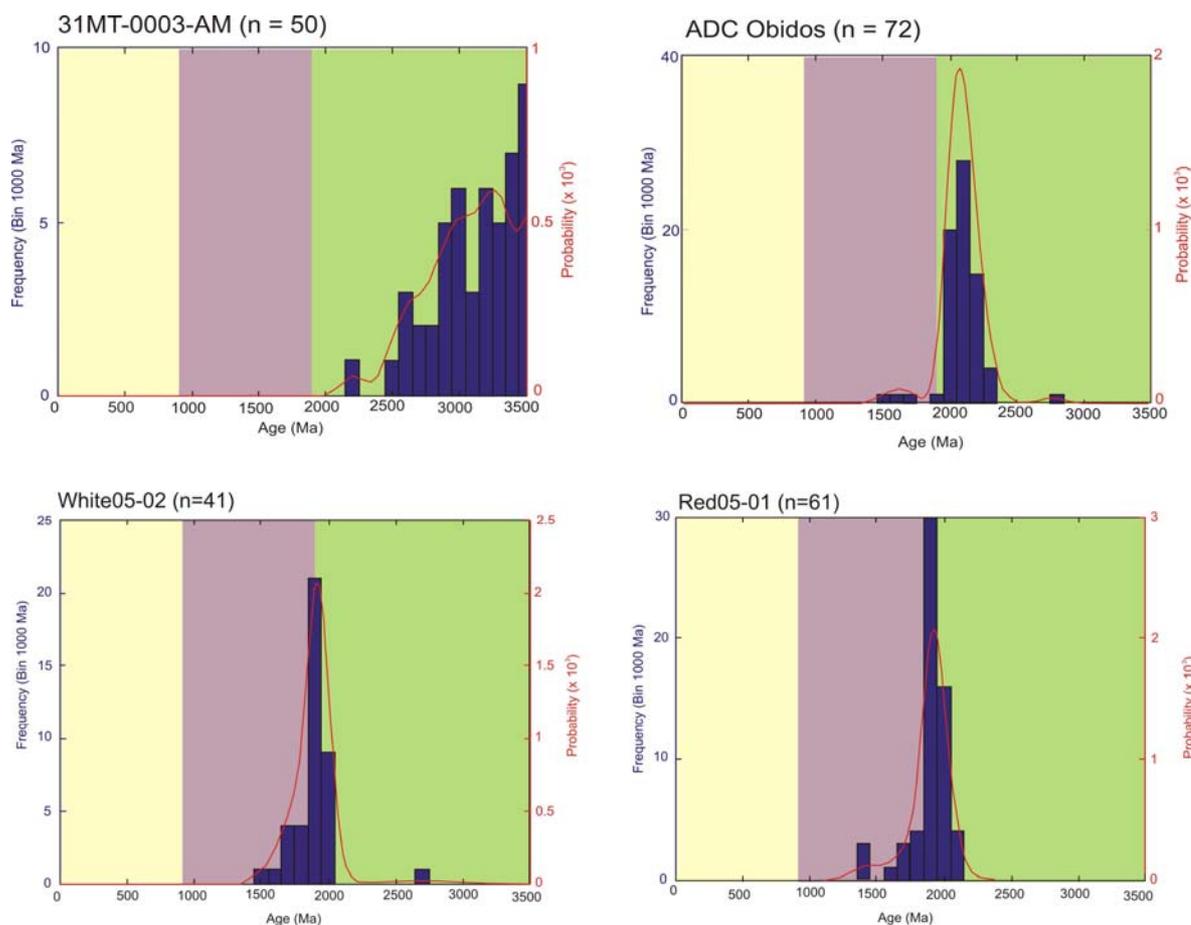


Figura 4. Idades U-Pb de grãos detríticos de zircões da Formação Alter do Chão na região de Obidos na Bacia do Amazonas (ADC Obidos) e amostras de calha do poço 31MT-0003-AM na Bacia do Solimões, Formação Iranduba (Red05-01) e Formação Novo Remanso (White05-02). O “n” indica o numero de grãos de zircão analisados em cada amostra (MAPES *et al.* 2006).

4.2. SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS

4.2.1. Descrição das superfícies

O Cenozóico da Amazônia oriental nos estados do Pará e Maranhão tem sido subdividido em unidades estratigráficas separadas por significativas superfícies de descontinuidade, geralmente marcadas por paleossolos lateríticos (TRUCKENBRODT & KOUTSCHOUBEY 1988 e ROSSETTI 2001). Relação semelhante foi encontrada na parte noroeste da Bacia do Amazonas, onde depósitos miocenos da Formação Novo Remanso, sobrepostos a Formação Alter do Chão. São limitados por paleossolos lateríticos ferruginosos (ROZO *et al.* 2005). Na área estudada três superfícies estratigráficas marcadas, em grande parte, por paleossolos lateríticos foram observadas e denominadas de S1, S2 e S3, as quais limitam as unidades cenozóicas: A S1, desenvolvida sobre a Formação Alter do Chão; a S2, no topo da Formação Iranduba; e a S3, encontrada no topo da Formação Novo Remanso (Figura 3).

A lateritização desenvolveu-se por processos relacionados à alternância entre um clima úmido e seco, associado os soerguimentos tectônicos e, na região costeira com alternância do nível do mar (HORBE *et al.* 2001 e ROSSETTI 2001), causando a alteração química e mineralógica das rochas, formando crostas com texturas variadas e denunciam intervalos de exposição subaérea ao longo de uma sucessão estratigráfica (HORBE *et al.* 2001).

Na área estudada, blocos de crosta ferruginosa, desmantelados dos paleossolos lateríticos, encontram-se acumulados nas margens dos rios e denunciam os depósitos neógenos, uma situação similar a descrita por ROZO *et al.* (2005) (Figura 5).



Figura 5. Blocos na base das escarpas oriundos do dismantelamento de paleossolos lateríticos que denunciam à presença de depósitos neógenos as margens do Rio Solimões.

A S1 é definida por um paleossolo laterítico que se desenvolveu sobre rochas cretáceas da Formação Alter do Chão (COSTA 1991, HORBE *et al.* 2001). Nos platôs de até 160 m de altitude na Região de Manaus, ao norte da área estudada. O paleossolo ou perfil laterítico é geralmente completo com crosta de composição sílico-ferruginosa, localmente aluminosa e recoberta por latossolos amarelos (FERNANDES FILHO *et al.* 1997, HORBE & COSTA 1999 e HORBE *et al.* 2001). A crosta ferruginosa pode ser contínua por dezenas de metros ou parcialmente dismantelada formando, algumas vezes, linhas ou camadas de pedra que, localmente, podem ser deslocadas por falhas normais neotectônicas (Figura 6).

No Porto de São Raimundo a S1 é recoberta pelos arenitos médios a grossos e seixosos da Formação Iranduba (Figura 7A). Representa uma superfície erosiva, marcada pela presença de freqüentes moldes de raízes preenchidos por óxidos e hidróxidos de ferro (Figura 7C). Os moldes de raízes têm tamanho que variam de 30 cm a 1m e geralmente recobrem um horizonte mosqueado (Figura 7B), com feições tubulares ramificadas, exibindo halo de desferrificação esbranquiçado (ABINADER, 2006).

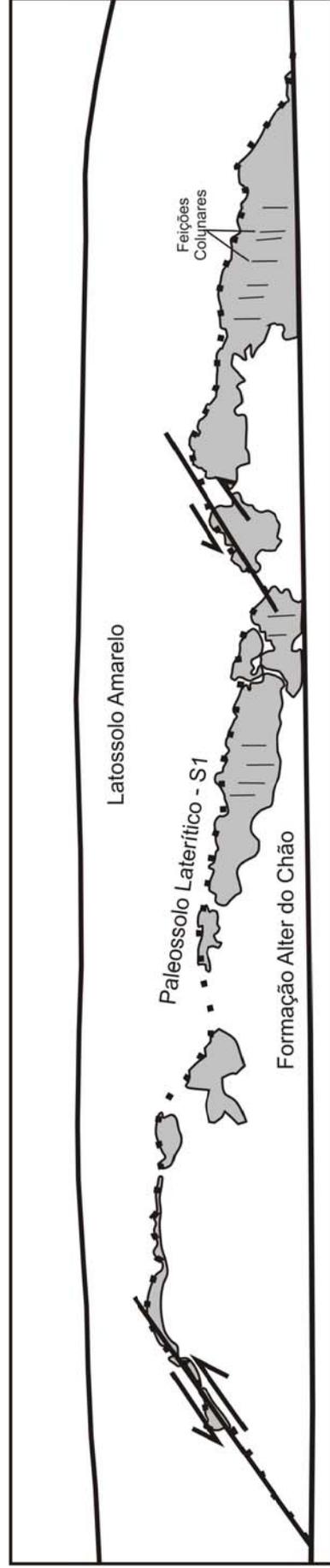
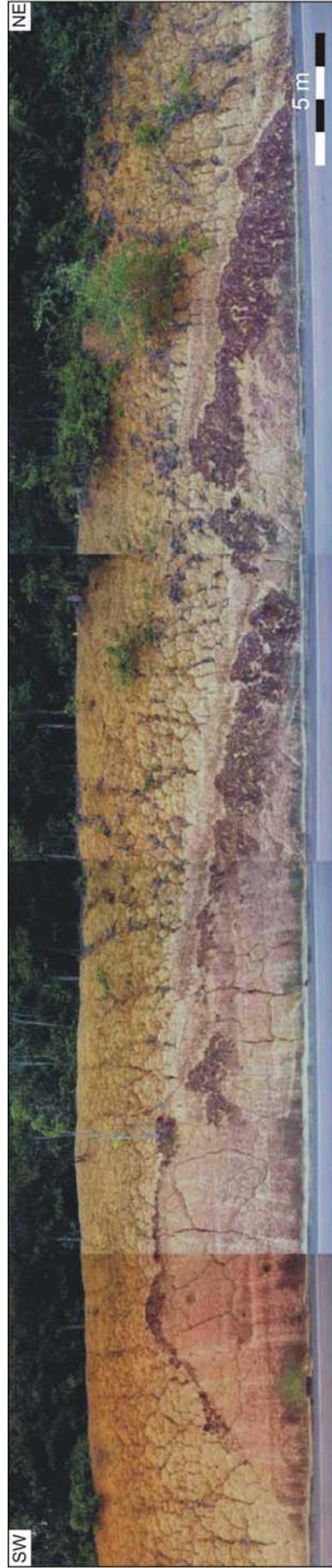


Figura 6. Afloramento do topo da Formação Alter do Chão na cidade de Manaus, estrada do Turismo. A superfície estratigráfica S1 é definida por um paleossolo laterítico com feições colunares, e deslocada por falhas normais neotectônicas.

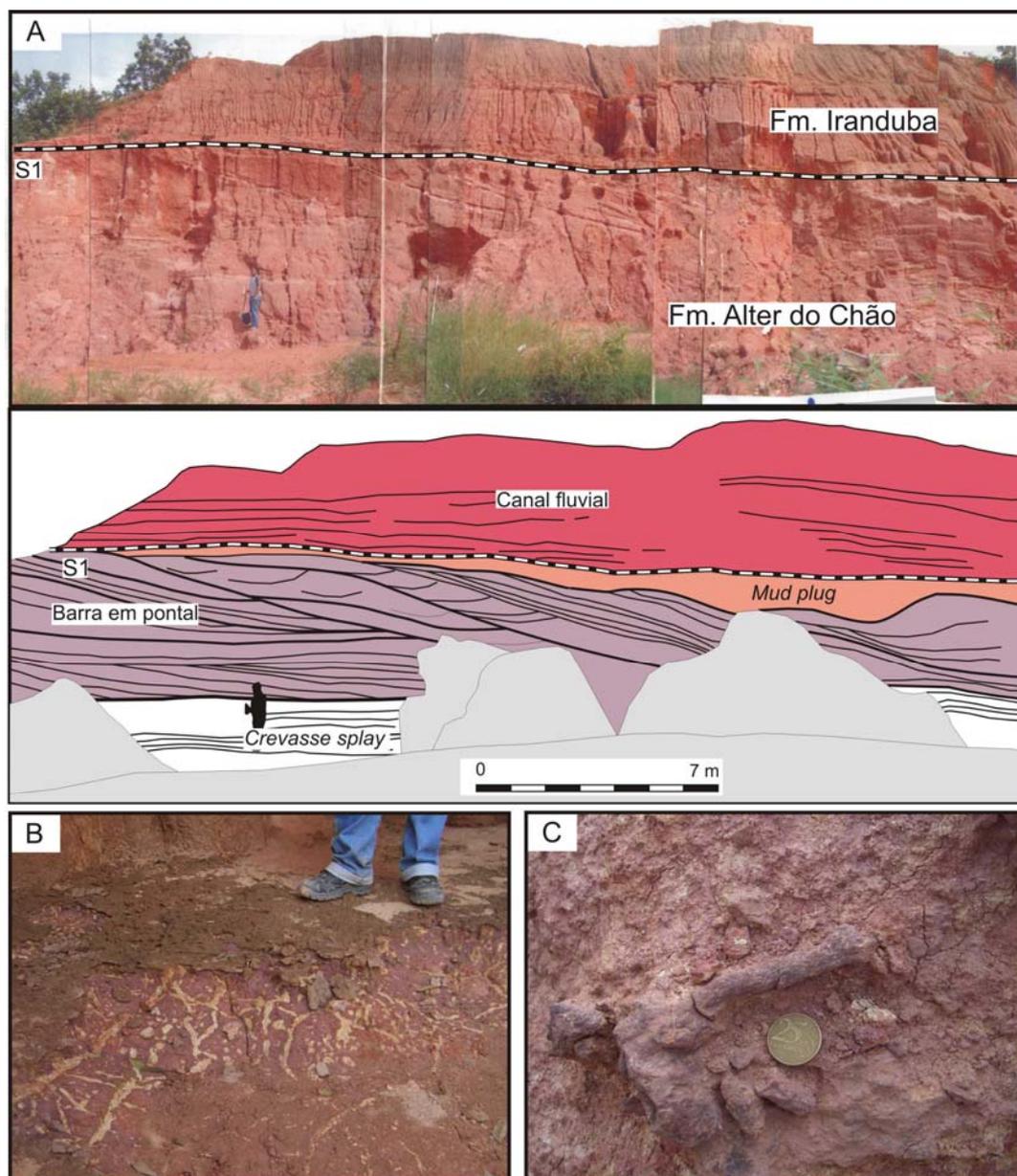


Figura 7. Porto do São Raimundo, cidade de Manaus, a S1 marca o contato entre as formações Alter do Chão e Iranduba (A). Horizonte mosqueado com feições tubulares e ramificado (B), e fragmento de um molde de raiz preenchido por óxidos e hidróxidos de ferro (C).

Na região entre os municípios de Iranduba e Manacapuru a S1 é predominantemente erosiva, sendo raramente definida por um paleossolo laterítico. Este, quando ocorre, é descontínuo devido à erosão promovida durante a deposição da Formação Iranduba (Figuras 8 e 9). Em Iranduba, a crosta observada alcança aproximadamente 30 cm de espessura e forma um horizonte parcialmente

endurecido, mosqueado e, às vezes, friável (Figuras 8 e 9). As irregularidades erosivas da S1 são produzidas por escavações ou canais métricos de até 3 m de profundidade, incisos nos arenitos da Formação Alter do Chão (Figura 8B). Estes canais são preenchidos por arenitos e conglomerados de arcabouço fechado, na base da Formação Iranduba, com clastos de argilitos e arenitos silicificados da Formação Alter do Chão. A continuidade lateral da S1 alcança algumas centenas de metros. De Iranduba até Manacapuru esta superfície é pouco observada devido à escassez de afloramentos do topo da Formação Alter do Chão, ocorrendo somente exposição de depósitos quaternários ou do topo da Formação Iranduba.

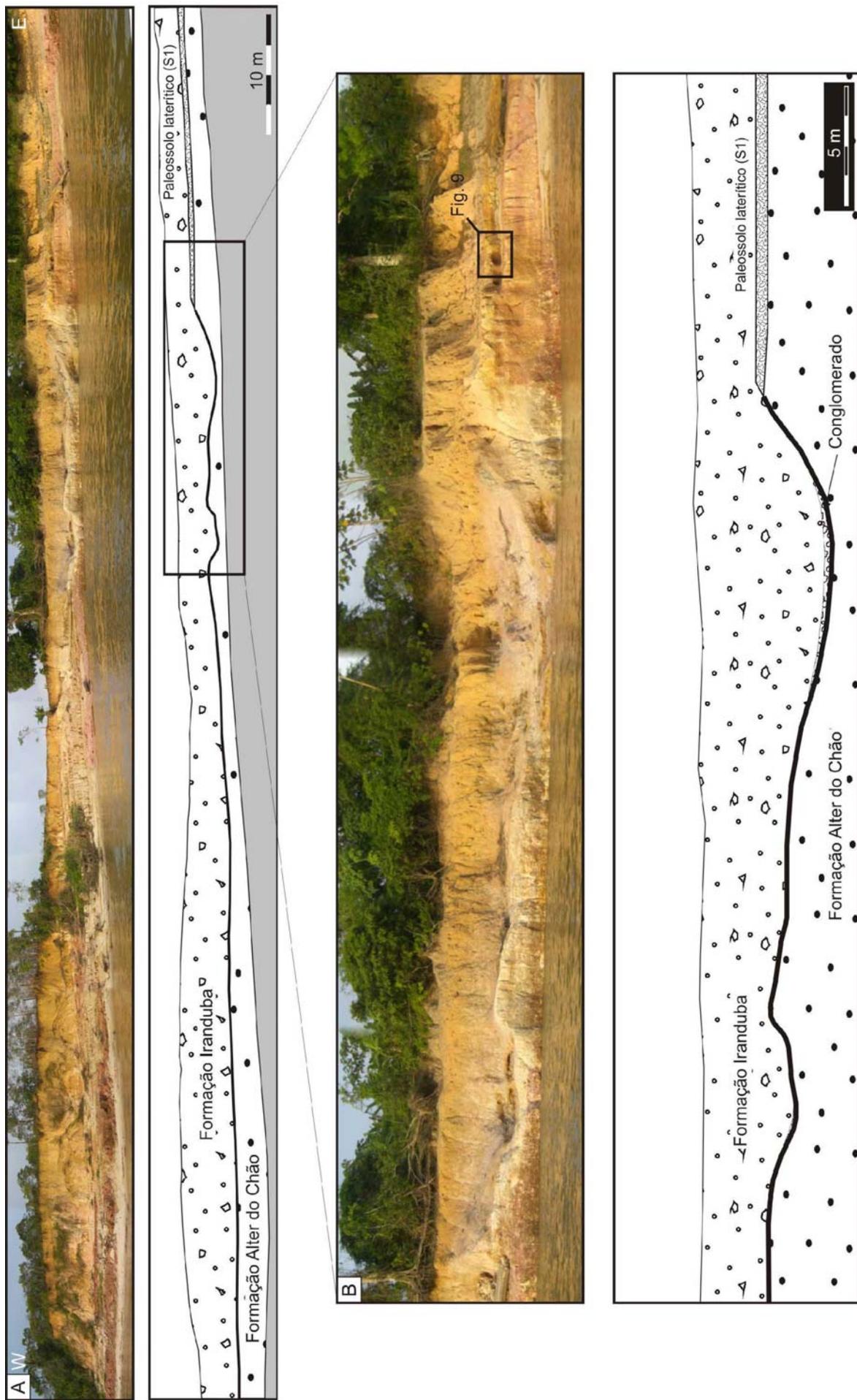


Figura 8. Seção panorâmica do contato entre as formações Alter do Chão e Iranduba ou superfície estratigráfica S1 (Paleossolo laterítico S1). (A) Notar que a superfície estratigráfica evolui lateralmente para uma superfície erosiva caracterizada por paleocanais esculpidos sobre os depósitos da Formação Alter do Chão. (B) A base dos canais é marcada pela presença de conglomerados.



Figura 9. Paleossolo laterítico (S1) desenvolvido sobre o topo da Formação Alter do Chão em contato direto com a base da Formação Iranduba. A crosta forma um horizonte parcialmente endurecido com aspecto mosqueado.

A S2 marca o contato entre as formações Iranduba e Novo Remanso (Figura 10A), é caracterizada por um paleossolo laterítico de aproximadamente 3 m de espessura, e um horizonte mosqueado de 2 m e é caracterizado por dois níveis distintos: 1) parte inferior com aspecto colunar rico em grãos de quartzo (Figura 10C) e 2) nível com fragmentos irregulares e arredondados de crosta os quais são cimentados por óxidos e hidróxidos de ferro, com aspecto cavernoso que segue uma estratificação horizontal incipiente (Figura 10B).

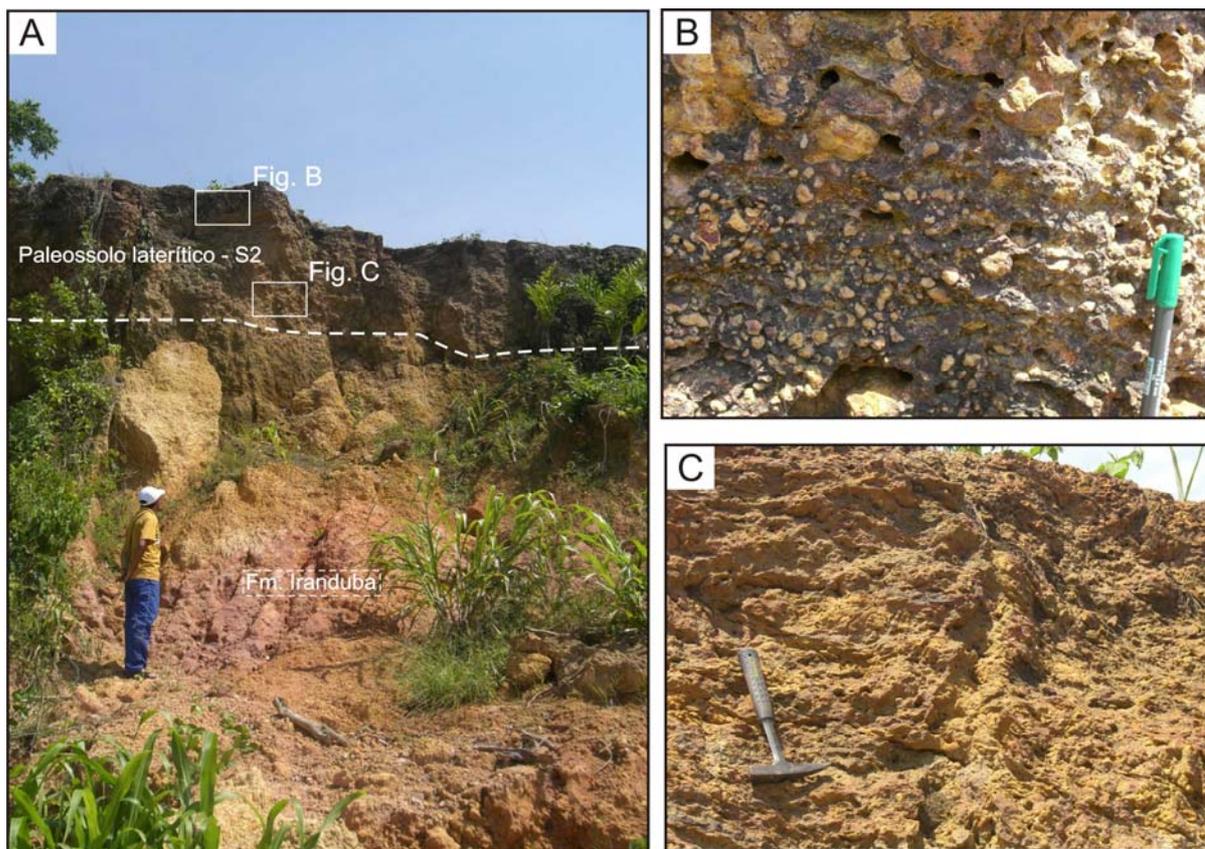


Figura 10. Paleossolo laterítico (S2) na região de Iranduba. A) platô sustentado pelo paleossolo laterítico (S2) desenvolvido sobre a Formação Iranduba. As caixas localizam as figuras 8B e 8C. B) fragmentos irregulares e arredondados da crosta ferruginosa cimentados por óxidos e hidróxidos de ferro. C) aspecto colunar da crosta laterítica.

Na Comunidade do Barro Branco a leste de Manacapuru, é observada a S2 (Figura 11A). É caracterizada por um paleossolo laterítico que está enraizada nos arenitos do topo da Formação Iranduba, é lateralmente continua com aproximadamente 60 cm de espessura, apresentando feições cavernosas e fragmentos irregulares e arredondados de crosta e um horizonte mosqueado de 50 cm de espessura (Figura 11B).

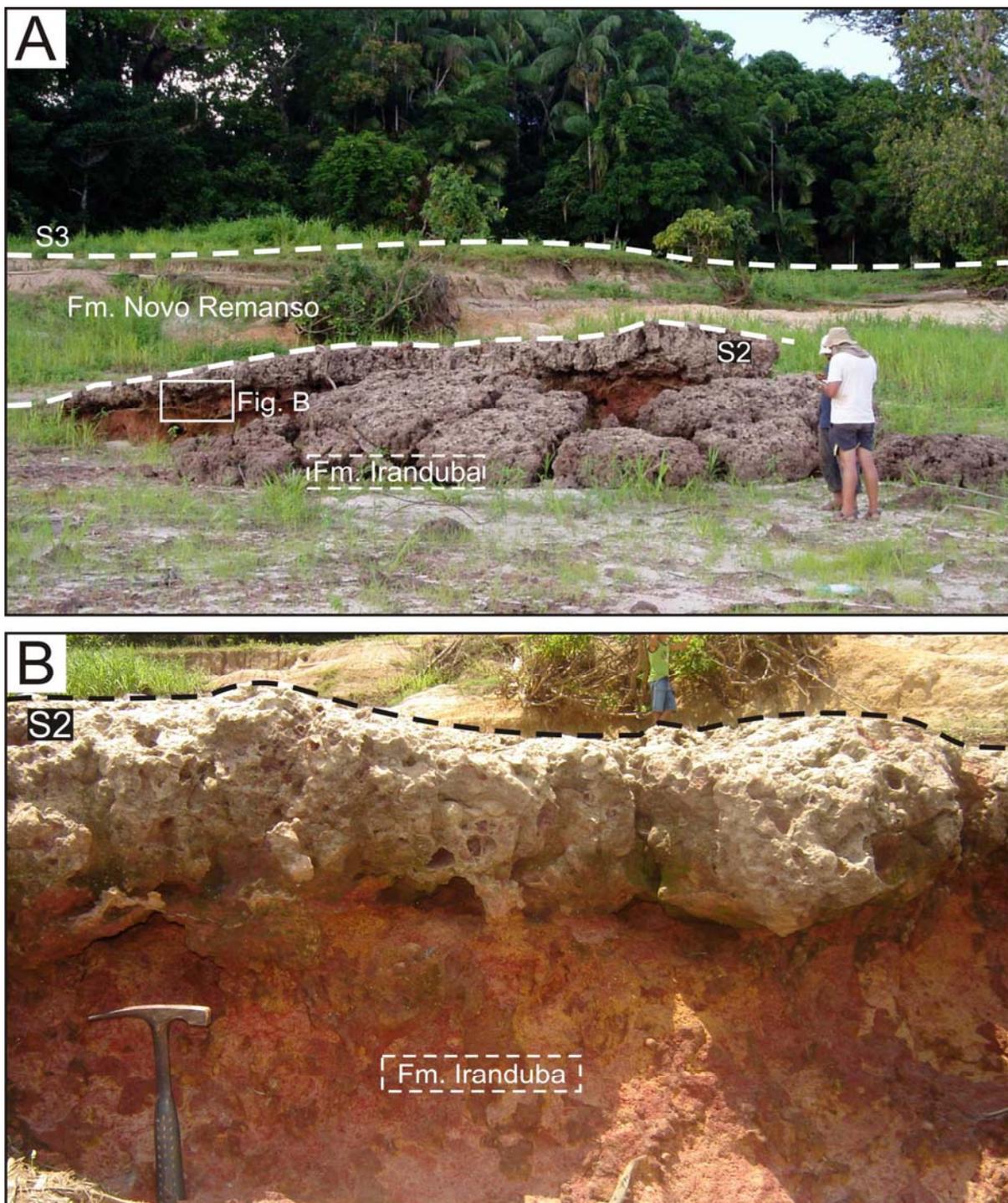


Figura 11. Paleossolo laterítico (S2) que marca o contato entre as formações Iranduba e Novo Remanso. A figura B esta é localizada pela caixa (A). Crosta laterítica com aspecto cavernoso desenvolvida sobre a Formação Iranduba (B).

Na Comunidade Novo Remanso o paleossolo que limita as formações Alter do Chão e Novo Remanso é caracterizado por uma crosta maciça, cavernosa e lateralmente pisolítica, de coloração marrom a avermelhado com aproximadamente 3 m de espessura (Figuras 12 e 13). Como não foram observados os depósitos da

Formação Iranduba e a similaridade destas crostas com aquelas da S2 na região de Iranduba, sugerimos que esta superfície superpõe a S1. A ocorrência da Formação Novo Remanso sem os depósitos da Formação Iranduba sobrepondo esta superfície (S1 + S2) corrobora esta interpretação (Figura 12).



Figura 12. Paleossolo laterítico (S1 + S2) que marca o contato entre as formações Alter do Chão e Novo Remanso, na Comunidade do Novo Remanso, próximo ao Município de Itacoatiara. Observar a irregularidade da superfície. Estratos da Formação Iranduba não foram observados nesta região.



Figura 13. Detalhe do paleossolo laterítico (S1 + S2). Fragmentos de crosta ferruginosa e pisolítica cimentados por óxidos e hidróxidos de ferro.

O paleossolo laterítico que denuncia a S3, desenvolvido no topo dos arenitos esbranquiçados da Formação Novo Remanso, é melhor observado na Comunidade Barro Branco (Figura 14A). A crosta apresenta espessura de aproximadamente 1 m, e texturalmente semelhante a S2 e forma um horizonte descontínuo devido ser em grande parte encoberto pela vegetação, mas estando geralmente desmantelado e na forma de fragmentos rolados. A crosta exibe textura porosa e vermiforme, estruturas colunares e, alguns horizontes mostram fragmentos da crosta envernizados por uma película ferruginosa (Figura 14B).

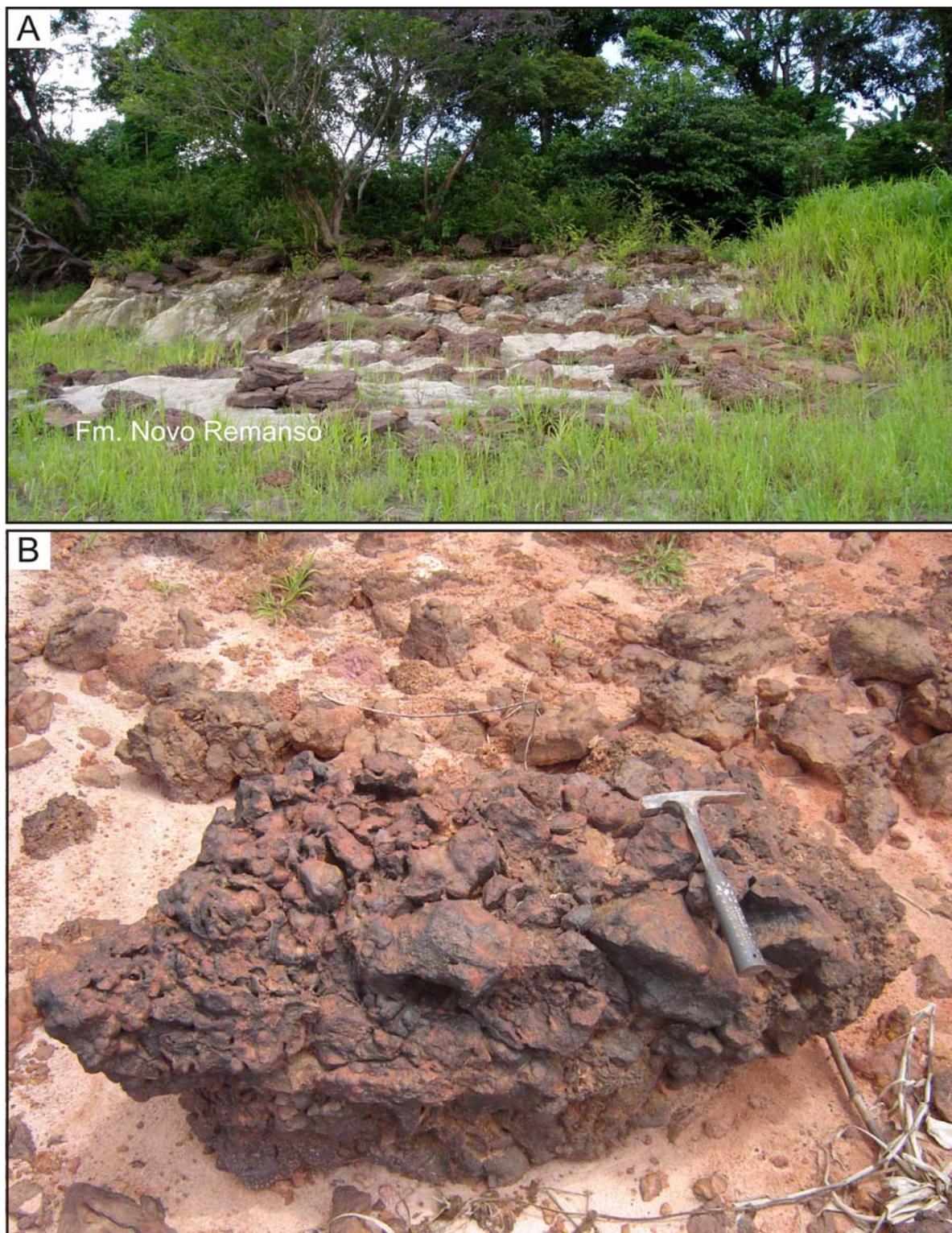


Figura 14. Paleossolo laterítico (S3) que marca o topo da Formação Novo Remanso na Comunidade do Barro Branco (A). Bloco rolado da crosta com textura porosa e vermiforme e aspecto envernizado (B).

4.2.2. Origem das Superfícies

As superfícies foram geradas por processos de lateritização ocorridos pelo menos duas vezes ao longo do Mioceno. Revelam eventos de exposição subárea relacionada ao rebaixamento do nível de base ou mesmo soerguimento por eventos neotectônicos (HORBE *et al.* 2001 e COSTA *et al.* 2005). Durante a formação da S1, grande parte da área estava soerguida e formava platôs, que foram profundamente dissecados ao norte, e que são completamente erodidos na região da atual calha do sistema Solimões-Amazonas. Isto explica a presença de um perfil laterítico completo na região de Manaus (FERNANDES FILHO *et al.* 1996). Por outro lado, os perfis lateríticos são quase que completamente truncados na calha da atual drenagem. Este truncamento deve-se ao fato de que esta região foi afetada por subsidência que resultou na criação de espaço de acomodação e deposição da Formação Iranduba. É possível que este evento seja o resultado do primeiro pulso neotectônico no Mioceno Inferior, como proposto por Costa *et al.* (2001).

A S2 representa um novo soerguimento da área expondo os depósitos da Formação Iranduba. É notório que esta superfície se desenvolva não só na unidade neógena como também na Formação Alter do Chão, isto implica que a área de deposição da Formação Iranduba era restrita a calha da drenagem. Esta afirmação é corroborada pelo fato da Formação Iranduba não ter sido observada nos platôs da região de Manaus e Itacoatiara, ou seja, a zona subsidente no Mioceno parece ter se restringido na região atual da drenagem. Além disso, depósitos da Formação Novo Remanso diretamente sobre a Formação Alter do Chão indica essa interpretação e admite que os estratos mioceno inferior e cretáceo estavam expostos quando se desenvolveu o paleossolo laterítico que caracteriza a S2. A irregularidade desta superfície indica uma precoce denudação antes da deposição da Formação

Novo Remanso, onde não foram encontrados clastos de crosta na base da formação.

Outro pulso de subsidência promoveu a deposição da Formação Novo Remanso, e que possivelmente foi controlada tectonicamente. Grabéns, onde esta unidade esta confinada tem sido descritos por SOARES (2007). O posterior soerguimento e exposição destes depósitos do Mioceno médio a superior geraram a S3. O último evento de subsidência está relacionado a deposição das unidades quaternárias.

4.3. A FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO: EMBASAMENTO DAS UNIDADES NEÓGENAS

Os primeiros trabalhos sobre o Cretáceo-Terciário na Bacia do Amazonas foram realizados por DERBY (1879 *in* CAPUTO *et al.* 1971) no trabalho “Contribuições para a Geologia da Região do Baixo Amazonas”. HARTT (1870 *in* CAPUTO *et al.* 1971) referiu-se à existência de camadas de argilitos, arenitos de diversas cores e tubos de vermes, e também, às rochas desta idade em estudos no Baixo Amazonas. Em 1938, MOURA atribuiu o nome “Série Barreiras” aos sedimentos do Baixo Amazonas devido a sua semelhança com rochas siliciclásticas da costa norte-nordeste brasileira. KISTLER (1954) foi o primeiro a utilizar o termo “Formação Alter do Chão” para nomear sedimentos presente no poço da PETROBRÁS (1-AC-1-PA) localizado no Rio Tapajós.

A Formação Alter do Chão tem sido descrita como siliciclásticos de cor vermelha e branca, representados por argilitos, folhelhos, siltitos, arenitos, conglomerados com estratificações cruzadas acanalada e tabular, estratificação plano-paralela, laminação cruzada cavalgante e acamamento maciço, organizados em ciclo granodecrescentes ascendentes com topos marcados por gretas de contração, marca de raízes e bioturbações. Além disso, estratificação cruzada heterolítica e *mud plug* ocorrem localmente. O ambiente sedimentar tem sido comumente interpretado como um sistema fluvial entrelaçado e meandrante com planície de inundação, e lacustre-deltaico (SOUZA 1974, CAPUTO *et al.* 1971, CUNHA *et al.* 1994, NOGUEIRA *et al.* 1999, VIEIRA 1999, ROSSETTI & NETO 2004, ABINADER 2006). A influência marinha tem sido considerada por ROSSETTI & NETTO (2004) com base exclusivamente em icnofósseis. Níveis silicificados dentro da unidade foram denominados informalmente por ALBUQUERQUE (1922) de “Arenito Manaus”.

CAPUTO & ANDRADE (1968) e CAPUTO *et al.* (1971) de acordo com as descobertas feitas por PRICE (1960) sugeriram que a porção inferior da Formação Alter do Chão é cretácea e a porção superior é terciária até o limite com a Formação Solimões (Terciário e Pleistoceno). O estudo de palinomorfos indicou que esta unidade se depositou no Albiano Médio a Superior, se estendendo até o Cenomaniano e Turoniano (DEAMON & CONTREIRAS 1971, DEAMON 1975 e DINO *et al.* 1999).

Os depósitos da Formação Alter do Chão constituem o embasamento das unidades cenozóicas descritas neste trabalho e aflora continuamente ao longo da área estuda, com espessuras que alcançam até 15 m (Figura 15). Na região de Iranduba e Manacapuru esta unidade consiste em conglomerados intraformacionais (clastos de argila, quartzo e arenito), arenitos finos a grossos e siltitos de coloração avermelhada. As estruturas observadas como estratificações cruzadas acanalada e tabular, laminações plano-paralela e cruzada cavalgante, incluídas em ciclos granodecrescente ascendente, têm subsidiado as interpretações prévias do paleoambiente fluvial. Paleocorrentes da Formação Alter do Chão sugerem uma migração do sistema fluvial predominantemente para oeste (Figura 16). Embora o objetivo desta dissertação não seja o estudo dos depósitos cretáceos, a análise de fácies preliminar revelou a ocorrência de outras feições que comprovam paleoambientes transicionais não marinhos que melhoram o entendimento paleoambiental da Formação Alter do Chão.

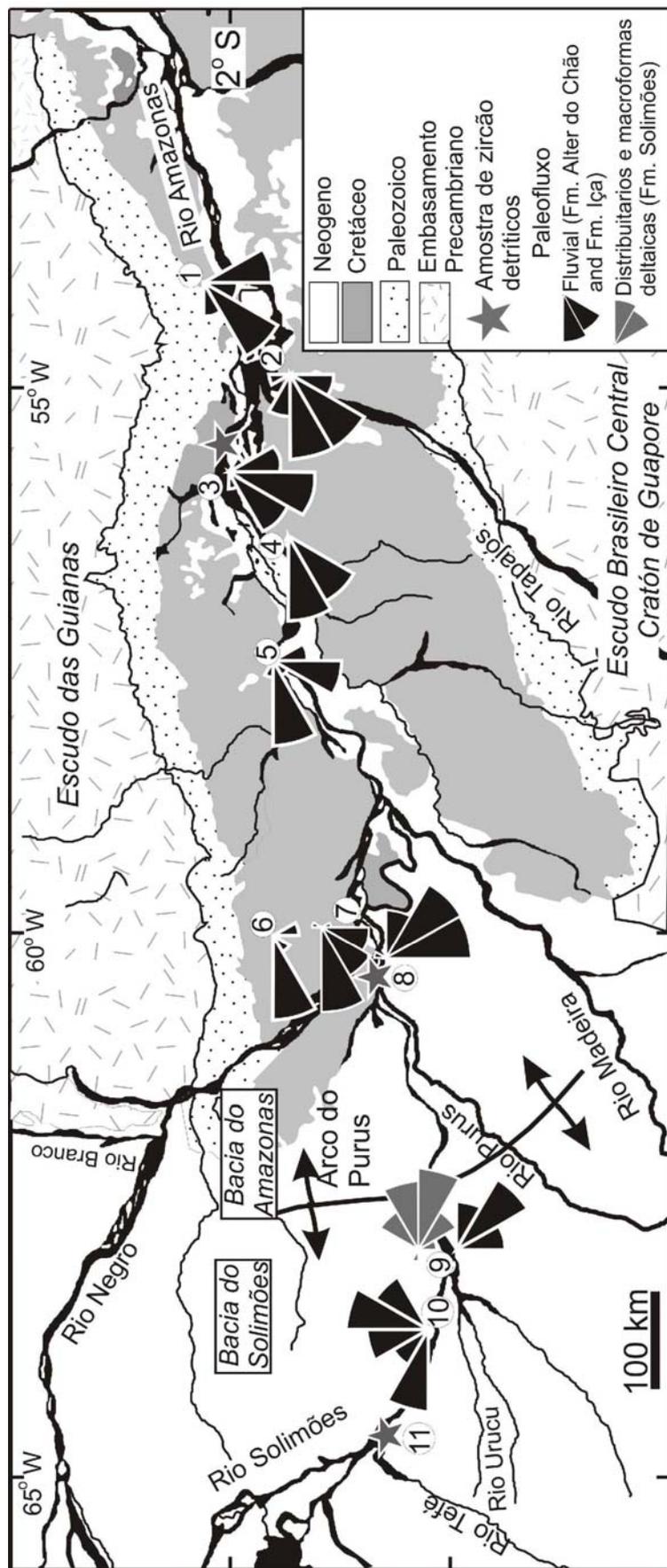


Figura 16. Mapa geológico e medidas de paleocorrente ao longo dos rios Solimões e Amazonas. As medidas de paleocorrente foram obtidas em depósitos fluviais das formações Iça e Alter do Chão e em depósitos deltaicos e de distributários da Formação Solimões. Localização das medidas: 1 - Monte Alegre, 2 - Alter do Chão, 3 - Serra de Obidos, 4 - Serra de Parintins, 5 - Serra do Pio, 6 - rodovia BR-174, 7 - Manaus, 8 - Manacapuru-Iranduba, 9 - Coari, e 10 - Barro Alto (Mapes *et al.* Inédito).

Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo e plano paralela e estratificação cruzada do tipo *swaley* ocorrem na região de Iranduba (Figuras 15 e 17A, Perfil 12). Laminações planas foram geradas em regime de fluxo superior durante a fase de maior energia de tempestades, seguida pela deposição de estruturas sedimentares de baixo ângulo e ondulada (*swaley*) atribuídas à migração de formas leito de baixo relevo, relacionadas às fases de menor intensidade da tempestade durante a atuação do fluxo combinado (NØTTVEDT & KREISA 1987, YAGISHITA *et al.* 1992, ARNOTT 1993, WALKER & PLINT 1994). Embora as estruturas geradas pela ação de tempestades sejam comumente encontradas no ambiente marinho, são também descritas em ambientes lacustres que possuem um *fetch* para a geração de ondas produzidas por efetivos fluxos unidirecionais/combinado (ALLEN 1981, CHEEL & LECKIE 1993).

Estruturas diagnósticas da atividade de maré como acamamento de maré ou *tidal bundles* (ver VISSER 1980) não foram observadas e, as estruturas de onda encontradas estão geralmente associadas a estratificação cruzada sigmoidal e estruturas de deformação que foram relacionadas aqui como depósitos de frente deltaica e prodelta lacustre (Figura 17B). Os arenitos com estratificação cruzada sigmoidal estão geralmente associados com siltitos com laminação cruzada cavalgante, indicando influxo de areia sobre corpos de água parada ou lacustre, com predominância de suspensão, onde o fluxo é bruscamente desacelerado (POSTMA 1990, COLLINSON & THOMPSON, 1982). A sucessiva deposição destes corpos lobados causaram deformações plásticas formando as estruturas de deformações como *ball and pillow* e laminações convolutas (Figura 17C e 17D). A deformação ocorre quando o peso dos corpos de areia sobre material não consolidado, saturado em água, promove o escape da água gerando as convoluções

(LOWE 1975). O abandono posterior destes depósitos causou oportunidade para atividade biológica com o retrabalhamento por vermes e artrópodes dos depósitos, indicados pelos intervalos intensamente bioturbados com predominância dos icnogêneros *Thalassinoides* e *Taenidium* (Figura 17E).

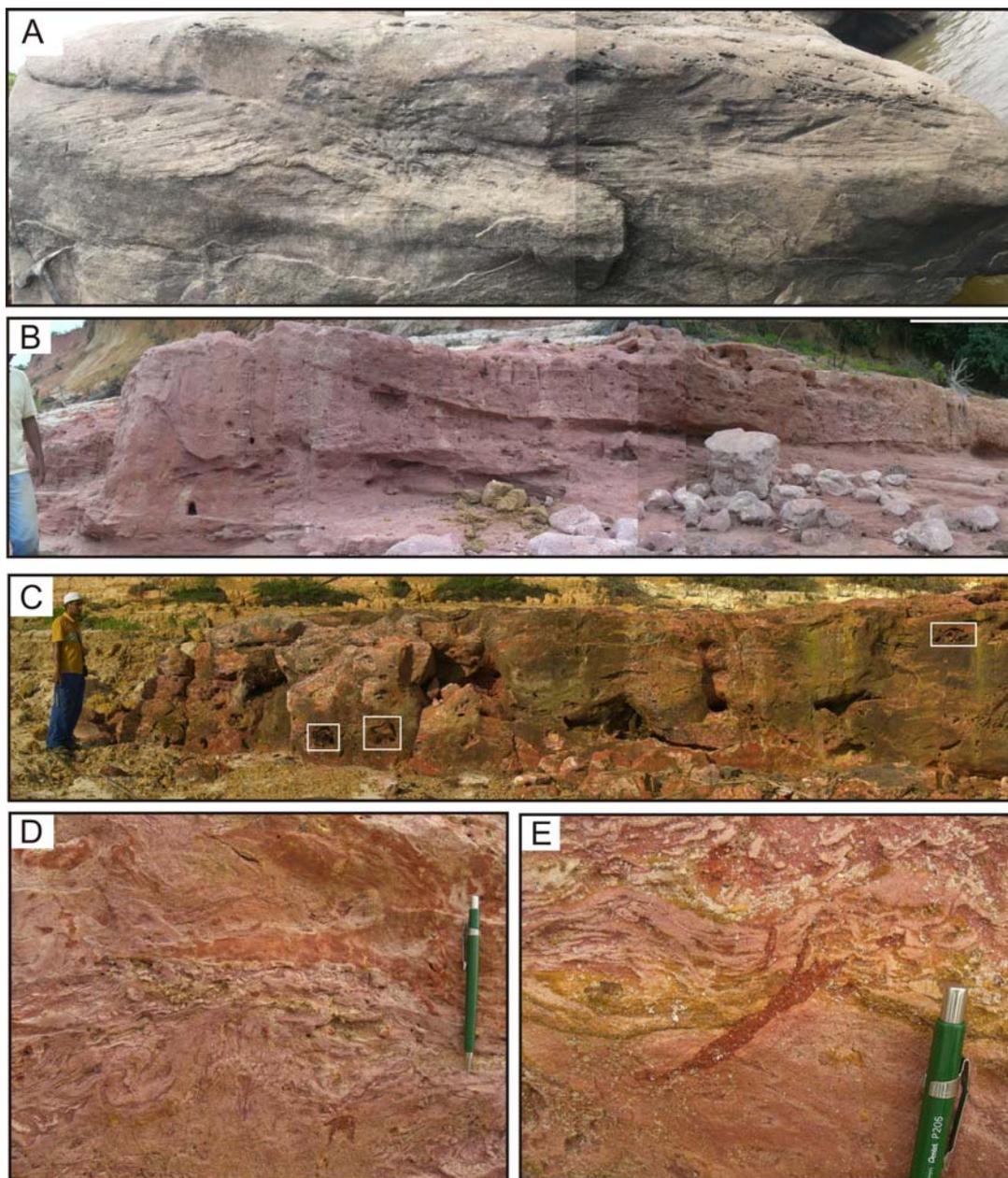


Figura 17. Estratificações cruzadas de baixo ângulo e *swaley* geradas em um regime de fluxo superior durante uma tempestade (A). Estratificação cruzada sigmoidal, caracterizando depósitos de uma frente deltaica e prodelta (B). Deformações plásticas associadas a estruturas de *ball and pillow* e laminações convolutas (C e D). Retrabalhamento dos depósitos por organismos, indicados pelos icnoôneros *Thalassinoides* e *Taenidium* (E).

5. UNIDADES NEÓGENAS E PALEOAMBIENTE

Neste capítulo serão descritos os aspectos gerais e análise de fácies, assim com as associações de fácies das duas unidades estratigráficas neógenas identificadas neste trabalho, a Formação Iranduba e Formação Novo Remanso. Ambas as unidades recobrem descontinuamente os depósitos da Formação Alter do Chão e são limitadas pelas superfícies estratigráficas S1, S2 e S3 (Figuras 3 e 18). A sucessão estudada mostra que a Formação Iranduba ocorre somente na porção oeste, enquanto que a Formação Novo Remanso ocorre descontinuamente por toda a área estudada e, provavelmente, controlada por falhas normais (Figura 18).

Oito fácies sedimentares foram descritas para a sucessão cenozóica, cinco fácies para Formação Iranduba e três fácies para a Formação Novo Remanso. As fácies da Formação Iranduba são intemperizadas, de cor vermelha, enquanto a Formação Novo Remanso é esbranquiçada. São arenitos médios a grossos friáveis intercalados com raros pelitos, predominam a estratificação heterolítica inclinada e internamente as estratificações cruzadas acanaladas com paleocorrentes direcionadas predominantemente para SE e E (Figura 18). Argilitos de cor cinza ricos em palinóforos e moldes e contra moldes de lenhos fossilizados por óxidos e hidróxidos de ferro só foram encontrados na Formação Novo Remanso. A descrição de cada unidade foi sucedida por sua respectiva interpretação paleoambiental. A organização dos conjuntos de fácies nas duas formações sugere a superposição de depósitos fluviais entrelaçados e meandrantos, com espessura de até pouco mais de algumas dezenas de metros (Figuras 3 e 18).

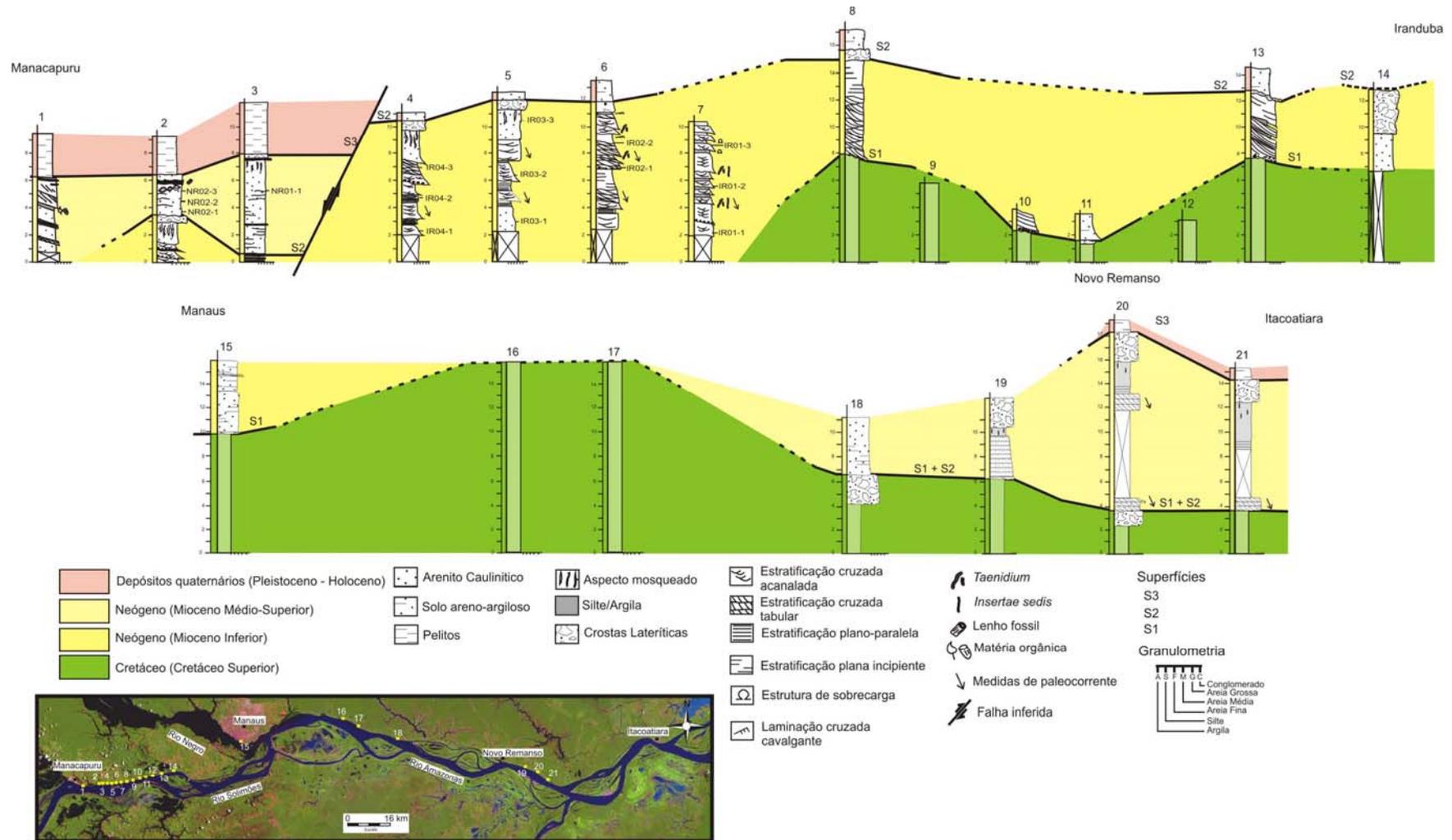


Figura 18. Perfis estratigráficos correspondentes às formações Alter do Chão (Cretáceo Superior) Iraduba (Mioceno Inferior) e Novo Remanso (Mioceno Médio-Superior). Mapa com a localização dos perfis ao longo dos rios Solimões e Amazonas.

5.1. FORMAÇÃO IRANDUBA

5.1.1. Descrição e interpretações de fácies

Esta unidade é caracterizada por cinco fácies sedimentares que consiste de arenitos médios a grossos, mal selecionados, de coloração avermelhada, com estratificações cruzadas tabular e acanalada e estratificação heterolítica inclinada, bem como intercalações de pelito e conglomerados. Traços endicniais meniscados produzidos por organismos (icnogênero *Taenidium*) e marcas de raízes marcam o topo dos ciclos granodecrescentes ascendentes (Figura 18 e Tabela 1).

Tabela 1. Fácies da Formação Iranduba. Identificação das fácies, descrição e interpretação dos processos sedimentares.

Fácies	Estruturas	Processos
Arenito médio a grosso com estratificação cruzada acanalada Aa	Estratificação cruzada acanalada. Bioturbação.	Migração de formas de leito 3D em regime de fluxo inferior. Retrabalhamento por organismos durante a fase estacionária da forma.
Arenito médio a grosso com estratificação cruzada tabular At	Estratificação cruzada tabular com segregação de grãos nos <i>foresets</i> . Bioturbação	Migração de formas de leito 2D em regime de fluxo inferior. Retrabalhamento por organismos durante a fase estacionária da forma.
Siltito com laminação cruzada cavalgante Plc	Laminação cruzada cavalgante	Deposição com alternância de suspensão e tração.
Siltito com laminação plano paralela Sp	Laminação plano paralela	Deposição por suspensão.
Arenito médio maciço. Am	Acamamento maciço. bioturbado	Obliteração das estruturas primária por intemperismo ou bioturbação.

5.1.1.1. Arenito médio a grosso com estratificação cruzada acanalada - Aa

Esta fácies é constituída por camadas tabulares de arenitos de granulometria média a grossa, grãos mal selecionados (Figura 19). Apresenta estratificação cruzada acanalada com *set* de aproximadamente 30 cm de espessura, e os *foresets*

podem apresentar segregação de grãos de areia grossa. A base de alguns *sets* da estratificação cruzada são marcados pela presença de *lags* com clastos arredondados e tabulares de argilito com diâmetros que variam de 0,5 a 1 cm (Figuras 20 e 21). Os clastos tabulares de argilitos podem indicar retrabalhamento de níveis previamente fraturados por gretação durante períodos de exposição subárea (Figuras 21 e 22). A fácies apresenta traços fosseis característicos do icnogênero *Taenidium*, com tubos verticais e horizontais meniscados, com diâmetros de 15 a 20 cm (Figura 23).

A fácies foi gerada através da migração de formas de leito de cristas sinuosas (3D) em ambiente subaquático em regime de fluxo inferior (HARMS *et al.* 1982). A presença de *lags* residuais indica a erosão de camadas de argilito.



Figura 19. Depósitos da Formação Iranduba. Observar a suave inclinação dos estratos para W.

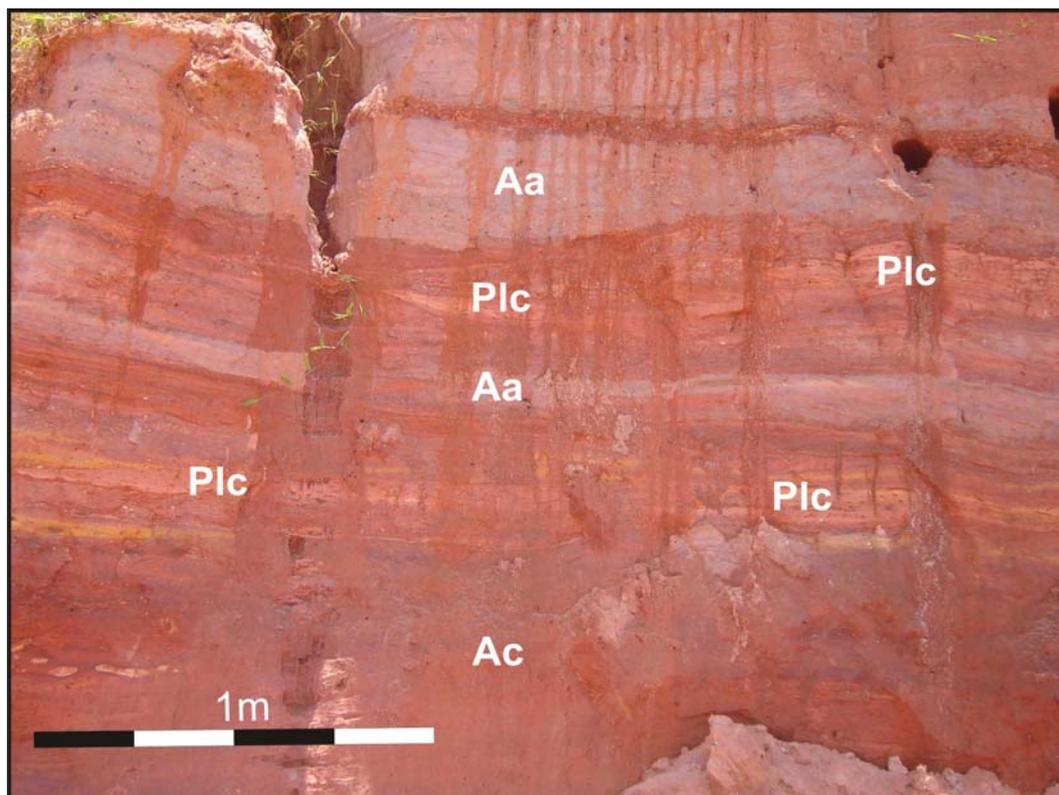


Figura 20. Sucessão entre as principais fácies (*Aa*, *Plc*) observadas na Formação Iranduba.



Figura 21. Estratificação cruzada acanalada (Fácies *Aa*) com *lags* na base do set.

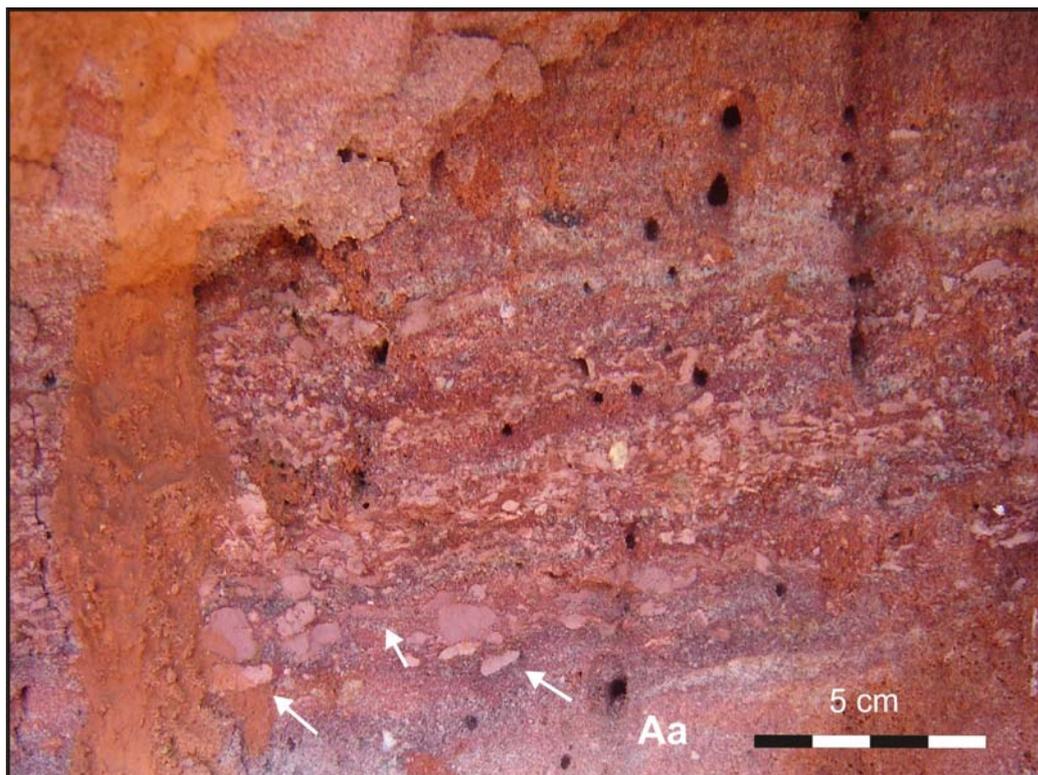


Figura 22. *Lags* com clastos de argilito em base de *sets* de estratificações cruzadas ou em base de canal. Observar a tabularidade de alguns clastos de argilito.

5.1.1.2. Arenito médio a grosso com estratificação cruzada tabular – *At*

Esta fácies ocorre em camadas tabulares constituídas por arenitos de granulometria média a grossa, com grãos mal selecionados. A fácies é composta por estratificação cruzada tabular com *set* que variam de 20 a 30 cm de espessura, com segregação de grão grosso nos *foresets* das estratificações. A bioturbação, caracterizada pelo icnogênero *Taenidium*, também é comum nesses depósitos (Figura 23).

Esta fácies foi gerada pela migração de formas de leito de cristas retas (2D) em um canal fluvial sob um regime de fluxo inferior. A segregação de grão grosso nos *foresets* esta relacionada ao fluxo reverso que atua na parte frontal da formas de leitos (HARMS *et al.* 1982).



Figura 23. Traços endicniais meniscados nas fácies Aa e At, do icnogênero *Taenidium*.

5.1.1.3. *Pelito com laminação cruzada cavalgante – Plc*

Esta fácies é composta por pelitos com laminação cruzada cavalgante em camadas lenticulares. A baixa taxa de preservação do flanco à montante de marca de onde da origem ao tipo de laminação cruzada cavalgante subcrítica. Os *sets* tem uma espessura máxima de uns 10 a 15 cm (Figura 20).

As laminações cruzadas cavalgantes são geradas pela alternância de correntes trativas e deposição a partir de suspensão. No caso da laminação cruzada cavalgante subcrítica o tipo encontrado na Formação Iranduba, é formado quando a taxa de tração é maior que a taxa de suspensão, isso faz com que o flanco à montante da marca ondulada não seja preservado (LINDHOLM 1987).

5.1.1.4. *Siltito com laminação plana paralela – Sp.*

Esta fácies é composta por material de granulometria silte/argila, tendo como estrutura principal laminação plano-paralela. A disposição desta fácies é na forma de camadas de aproximadamente 20 a 30 cm de espessura, lateralmente contínuas e com uma geometria lenticular.

A formação desta fácies foi gerada durante a períodos de inundação onde a energia da corrente é muito baixa ou quase nula, possibilitando assim a deposição dos sedimentos em suspensão.

5.1.1.5. *Arenito médio maciço – Am*

Esta fácies é formada por arenito de granulometria média com grãos mal selecionados, coloração avermelhada e apresenta um acamamento maciço. A camada apresenta uma geometria tabular e sua espessura varia de 30 a 40 cm.

A geração desta fácies pode esta relacionada a uma rápida deposição, ação do intemperismo ou obliteração das estruturas primárias por bioturbação. Admiti-se que a sucessão de fácies da Formação Iranduba foram alteradas pelos processos de lateritização, como discutido no item 4.

5.1.2. **Associação das Fácies**

As fácies sedimentares descritas na Formação Iranduba, foram agrupadas em três associações de fácies que representam depósitos de um sistema fluvial meandrante (Tabela 2): 1) canal fluvial; 2) barra em pontal; e 3) planície de inundação.

Tabela 2. Descrição e interpretação das associações de fácies da Formação Iranduba.

Associação	Descrição	Interpretação
1 (<i>Aa, At e Am</i>)	Parte superior dos ciclos granodecrescentes ascendentes, constituídos por arenitos médios a grossos. Estes arenitos apresentam estratificações cruzadas acanalada e tabulares com segregação de grãos nos foresets e arenitos com acamamento maciço bioturbados.	Canal fluvial.
2 (<i>Aa, At e Plc</i>)	Intercalações de camadas inclinadas de arenito com estratificações cruzadas acanalada e tabulares e pelitos com laminações cruzadas cavalgante.	Barra em pontal.
3 (<i>Plc e Sp</i>)	Intercalações de laminação cruzada cavalgante e laminação plano paralela	Planície de inundação

A associação 1 contém as seguintes fácies *Aa*, *At* e *Am*. A fácies *Am* juntamente com as fácies *Plc* e *Sp* (Associação 3) constituem a base de ciclos granodecrescentes ascendentes representativos da migração de canal por sobre planície de inundação (READING 1986). Como esses depósitos de canal apresentam uma predominância arenosa, e muitas vezes possuem seixos de quartzo de até 3 cm como na sucessão do Porto do São Raimundo (Figura 18), poderiam ser interpretados como produto de rios entrelaçados. Estes depósitos são associados a pelitos lateralmente retrabalhados por corrente e bioturbação o que sugere uma planície de inundação (Associação 3) com bancos argilosos parcialmente estabilizados, compatível com a deposição de rios meandantes arenosos de carga arenosa a mista (MIALL 1991). A erosão destes bancos é indicada pela ocorrência de *lag* com clastos de argilitos.

A associação 2 é representada pela intercalação das fácies sedimentares *Aa*, *At* e *Plc* que agrupadas formam uma estratificação heterolítica inclinada (no sentido de THOMAS *et al.* 1987), sendo elemento arquitetural de canal meandrante.

A estratificação heterolítica inclinada é constituída por um acamamento principal que internamente contém as fácies Aa, At e Plc, formando uma macroforma com mergulho em torno de 7-10. Esta estrutura é resultante da acresção lateral de um meandro em um canal sinuoso (THOMAS *et al.* 1987). A presença de clastos de argilitos na base das camadas indica superfície erosiva, resultado da reativação da macroforma (WALKER 1992)

A associação 3 é caracterizada pelas fácies sedimentares Plc e Sp e estão dispostas em camadas horizontais com espessura variando de 10 a 30 cm e estão localizadas na base dos afloramentos. Esta associação é interpretada como sendo depósitos de planície de inundação formada em períodos de cheia onde o canal avança lateralmente sobre a planície, onde a energia é menor, possibilitando a deposição de sedimentos variando de argila a silte (REINECK & SINGH 1980).

5.1.3. Modelo deposicional

A Formação Iranduba representa uma deposição de rios meandrantés de carga arenosa mista que migravam para SE (Figura 24). Embora esteja restrita na porção oeste da área estudada representa uma fase primordial da drenagem Solimões-Amazonas. A predominância de depósitos arenosos grossos e seixosos é tipicamente associado a um rejuvenescimento da drenagem, provavelmente, durante o início do Mioceno. A preservação desta unidade em uma área restrita e aflorante descontinuamente sugerem que existia um controle tectônico importante na preservação de seus depósitos. A oeste da área estudada, nos domínios da Bacia do Solimões, os depósitos de mesma idade parecem ter uma história completamente diferente (MAIA *et al.* 1977, HOORN 2006). Enquanto um extenso sistema lacustre dominava a Bacia do Solimões, um sistema fluvial meandrante de alta a moderada

energia se desenvolvia na Bacia do Amazonas. Ainda não foi feita a observação de como esse sistema se conectava à Bacia do Solimões.

A espessura dos depósitos fluviais da Formação Iranduba, que não alcança uma dezena de metros, é sugestivo que a Bacia do Amazonas teria sido pouco subsidente quando comparada à Bacia do Solimões, cuja a unidade pode chegar à quase duas centenas de metros (Figura 1). Além disso, a Formação Iranduba foi lateritizada, o que corrobora com o soerguimento que limitou o espaço de acomodação durante o Eomioceno. Marcas de raízes ou evidências de vegetação podem estar relacionadas a um baixo potencial de preservação ou a um clima mais seco que favorecia uma maior exposição e erosão desses depósitos, além da tipologia meandrante de menor energia (Figura 18).

A deposição fluvial Eomiocena-mesomiocena retrabalhou depósitos cretáceos, em grande parte friáveis, devido à intensa alteração pelo primeiro evento de lateritização da Amazônia. Desta forma, os canais foram mais facilmente desenvolvidos e guardam a história erosiva do início de deposição da Formação Iranduba.

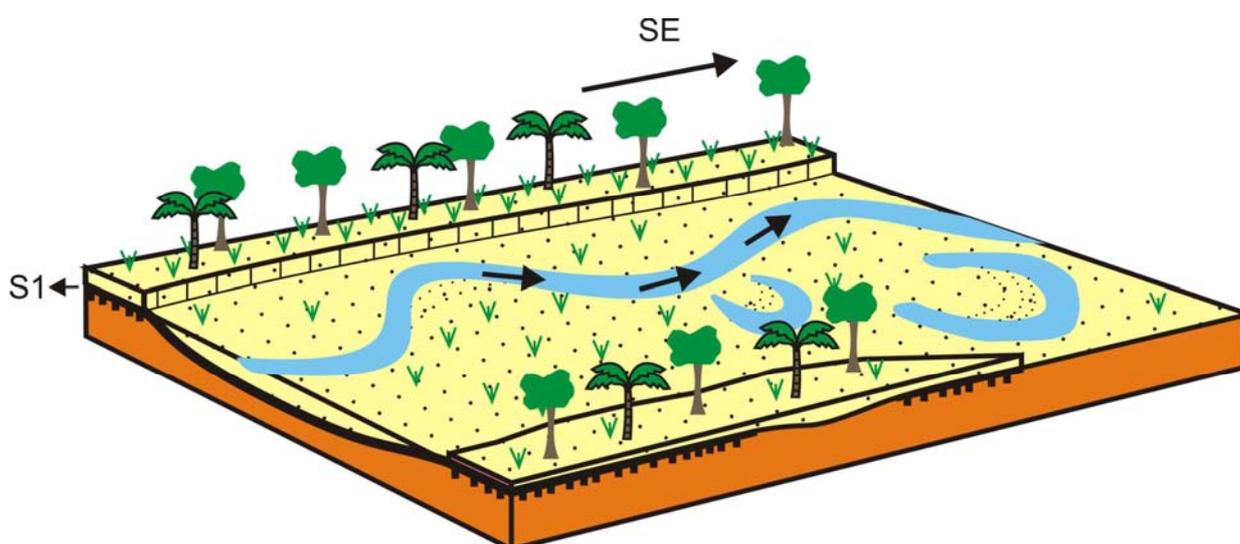


Figura 24. Sistema fluvial meandrante para a origem da Formação Iranduba, desenvolvido sobre os depósitos da Formação Alter do Chão e gerando a S1.

5.2 FORMAÇÃO NOVO REMANSO

5.2.1 Trabalhos prévios

Segundo ROZO (2005) os depósitos da Formação Novo Remanso são discordantes da Formação Alter do Chão e unidades quaternárias. Morfolgicamente a Formação Novo Remanso apresenta uma topografia baixa com alturas menores que 25 metros, diferente da Formação Alter do Chão com alturas variando de 20 a 100 metros (ROZO 2005). A litologia da Formação Novo Remanso é constituída por camadas de arenitos ferruginosos grossos e arenitos finos e médios, moderadamente selecionados, com estratificação cruzada tabular podendo ocorrer, também, arenitos com acamamento maciço (ROZO 2005). Essas camadas estão organizadas em ciclos granodecrescente ascendente, os quais são encobertos por argilas maciças laminadas e com textura mosqueada. Esta sucessão foi interpretada como depósitos de canais, sedimentos de planície de inundação e de canais abandonados característicos de um sistema fluvial meandrante (Figura 18, Perfis 19, 20 e 21).

A Formação Novo Remanso é limitada tanto na base quanto no topo por crostas lateríticas. O limite inferior é uma crosta laterítica que se desenvolve sobre a Formação Alter do Chão, sendo uma crosta maciça, de aspecto cavernoso, é localmente pisolítica e lateralmente é descontínua. O limite superior é marcado pela presença de uma crosta laterítica imatura desenvolvida sobre depósitos areno-argilosos da Formação Nova Remanso. E uma crosta laterítica colunar, porosa e com feições vermiformes.

A idade da Formação Novo Remanso é determinada com base nos dois marcos estratigráficos (crostas lateríticas). O paleossolo laterítico desenvolvido sobre a Formação Alter do Chão é de idade Eoceno-Oligoceno, e a idade do

paleossolo mais novo é considerada neomiocênica, sendo esses correlacionados com paleossolos lateríticos da parte leste da Amazônia (KOTSCHOUBEY & TRUCKENBRODT 1981, COSTA 1991, ROSSETTI 2001). Estudos palinológicos feitos em camadas de argila cinza nos depósitos da Formação Novo Remanso a oeste do Município de Manacapuru, indicam uma idade que vai do Mioceno Médio a Superior (DINO *et al.* 2006). Dados obtidos por meio de datação de U-Pb em zircões detríticos, coletados de amostras na Formação Novo Remanso na comunidade do Barro Branco, são provenientes da Província Ventuari-Tapajós, e não foram encontrados zircões de origem andina o que implica na não conexão entre as bacias do Solimões e Amazonas durante o Mesomioceno-neomioceno (MAPES *et al.* 2006).

5.2.2. Descrição e interpretação das fácies

Na área estudada a Formação Novo Remanso foi caracterizada pela presença de três fácies sedimentares constituídas por camadas de arenitos médios a finos e pelitos associados, com estratificações incipientes e heterolítica inclinada e por ultimo argilitos com acamamento maciço. Apresentam uma coloração esbranquiçada a amarelada e espessura aflorante ente 2 a 7 m (Figura 18 e Tabela 3).

Tabela 3. Fácies da Formação Novo Remanso. Resumo das fácies e estruturas e interpretação dos processos sedimentares.

Fácies	Estruturas	Processos
Arenito médio caulinitico com estratificação incipiente. Ai	Estratificação plana incipiente, lentes de arenito ferruginizados com moldes e contra moldes de lenhos fossilizados.	Alteração por intemperismo, possíveis depósitos de canal fluvial de alta energia.
Arenito/Pelito com estratificação heterolítica inclinada. APh	Intercalações de Arenito com pelitos inclinados, formando a estratificação heterolítica inclinada.	Migração de canal meandrante e formação de depósitos de Barra em Pontal.
Argilito Sm	Acamamento maciço, com fragmentos de vegetais	Deposição por suspensão em ambiente de baixa energia.

5.2.2.1. Arenito médio com estratificação incipiente – Ai

Esta fácies é constituída por arenito caulinitico de granulometria média a grossa de coloração esbranquiçada, sua espessura é de aproximadamente 3 m (Figura 25). A camada apresenta geometria tabular. Em certos pontos é possível observar estratificações planas incipiente. Esta fácies é marcada pela presença de lentes de arenito médio a grosso cimentado por ferro, onde se encontra moldes e contra moldes de lenhos fossilizados e substituídos por óxidos e hidróxidos de ferro (Figuras 26). Estruturas com feições tubulares produzidas pela percolação do ferro também são encontradas, esse tubos apresentam diâmetros que variam de 50 cm a 1 m (Figura 27).

A geração desta fácies não pode ser bem definida, pois os depósitos estão bastante intemperizados e já são verdadeiros espodossolos, mas pela presença de estratificações planas incipientes pode-se dizer que a fácies foi depositada em ambiente de alta energia.



Figura 25. Fácies Ai. Arenito caulínico com estratificações planas incipientes. A obliteração das estruturas primária foi provocado pela ação do intemperismo.



Figura 26. Feições tubulares, que marcam o topo da Formação Novo Remanso, produzidas pela percolação e precipitação de óxidos e hidróxidos de ferro, posteriormente endurecidas.

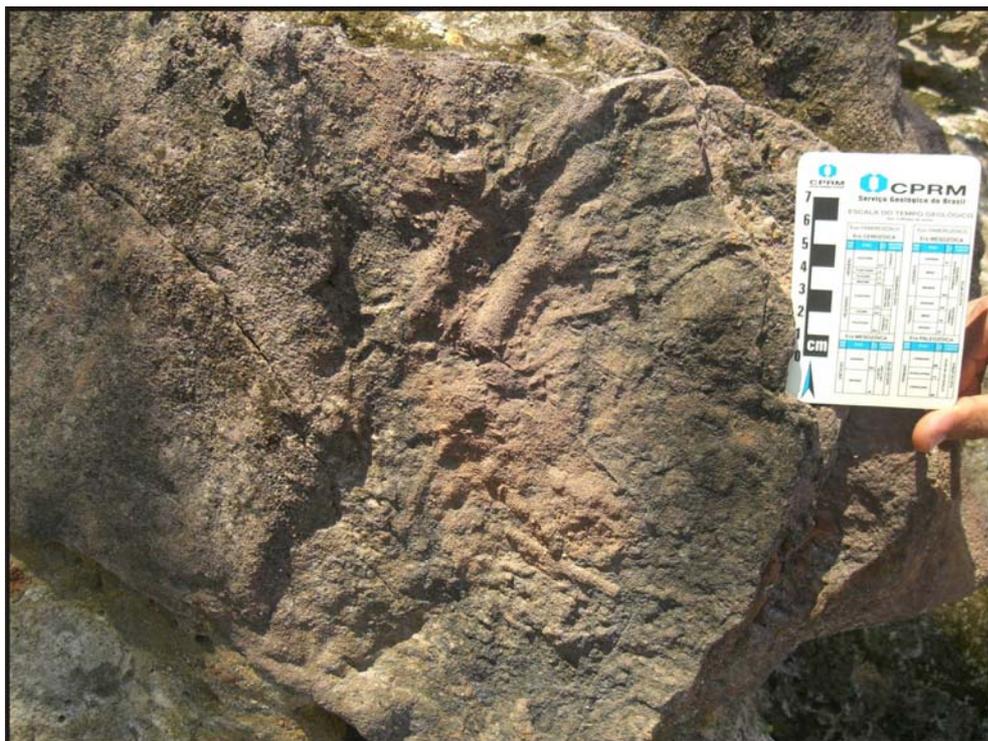


Figura 27. Moldes e contra moldes de lenhos fossilizados por óxidos e hidróxidos de ferro marcam o topo da Formação Novo Remanso na comunidade do Barro Branco.

5.2.2.2. Arenito/Pelito com estratificação heterolítica inclinada – APh

Esta fácies é constituída por intercalações de pelito e arenito médio, depositados em cosets inclinados formando estratificação heterolítica inclinada. Estas camadas apresentam mergulhos que variam de 20° a 30°. As intercalações entre o pelito e o arenito formam pares, dando origem ciclos granodecrescentes ascendentes. Internamente as camadas de arenito apresentam estratificação cruzada e enquanto no pelito o acamamento é maciço.

A estratificação heterolítica inclinada é o resultado da acresção lateral de barras em pontal em um canal fluvial sinuoso (THOMAS *et al.* 1987)

5.2.2.3. Argilito maciço – Sm

Esta fácies é constituída por argilito de cor cinza, com acamamento maciço e geometria lenticular. Nesta fácies são encontrados detritos orgânicos, folhas e fragmento de troncos.

A origem desta fácies se dá através de uma deposição por suspensão, onde o fluxo da corrente no canal é mínimo dando condições para que o material mais fino decante no fundo do canal.

5.2.3. Associação de Fácies

As fácies sedimentares descritas nos depósitos aflorantes nas comunidades Barro Branco e do Pedral, correlatos aos depósitos da Formação Novo Remanso com seção tipo na comunidade Novo Remanso (ROZO *et al* 2005), são agrupados em duas associação de fácies: associação 1 canal fluvial; e associação 2 planície de inundação (Tabela 4), indicando um sistema fluvial meandrante.

Tabela 4. Descrição e interpretação das associações de fácies da Formação Novo Remanso.

Associação	Descrição	Interpretação
1 (<i>Ai</i> e <i>A_{Ph}</i>)	Estratificação incipiente, lentes de arenito ferruginizados com moldes e contra moldes de lenhos fossilizados. Intercalações de arenito com pelitos imbricados, formando uma estratificação heterolítica inclinada e acamamento maciço, com fragmentos de vegetais.	Canal fluvial meandrante
2 (<i>Sm</i>)	Argilitos de cor cinza, com acamamento maciço ricos em matéria orgânica.	Planície de inundação

A associação 1 é caracterizada pelas fácies *Ai* e *A_{Ph}*, sendo que na fácies *A_{Ph}* há intercalações de arenitos finos a médios com pelitos, formando conjuntos de ciclos granodescrescente ascendentes (Tabela 4).

A fácies *A_{Ph}*, que aflora na comunidade do Pedral, é caracterizada por granulometria que varia de um material grosso a fino, estas variações formam pares de arenitos com estratificação cruzada e pelitos com acamamento maciço. Estes depósitos apresentam uma inclinação, que caracteriza depósitos de barra em pontal, típicos de rios meandrantés, onde há acresção lateral da parte interna do meandro, típicas de estratificação heterolítica inclinada (THOMAS *et al.* 1987), que se forma

durante os estágios sazonais dos níveis das águas. A areia é depositada durante os períodos de maior fluxo da energia, já a o pelito se deposita durante no estagio de maior descarga onde há o aumento do nível da água e conseqüentemente a diminuição da energia do fluxo possibilitando a deposição no material mais fino.

A fácies *Ai* é caracterizada por arenito médio caulínítico, devido ao alto grau de intemperismo esta fácies não apresenta estruturas primárias, o que se pode observar são estratificações planas incipientes em algumas partes do afloramento. No topo dos depósitos há camadas de arenitos grossos, sem nenhuma estrutura primária, cimentado por ferro, moldes e contra moldes de lenhos fossilizados foram observados.

A associação de fácies 2 é marcada pela presença da fácies sedimentar *Sm* (Tabela 4), constituída por argilito de cor cinza, com fragmentos vegetais, não apresenta nenhuma estrutura primária e sim um acamamento maciço, o que indica uma deposição por decantação em uma planície de inundação durante o período de cheia onde a energia do fluxo é menor.

5.2.4. Modelo deposicional

A presença de camadas de areia intercaladas por pelitos, definindo ciclos granodecrescentes ascendentes, formando estratificação heterolítica inclinada, representa uma deposição de barras em pontal e planícies de inundação em um sistema de rios meandantes que migravam preferencialmente para ESE (Figura 28). A ocorrência descontínua desta unidade sobre depósitos da Formação Alter do Chão e Formação Iranduba esta associada a zonas de falhamentos normais, o qual controlava sua deposição (Figura 18).

Na porção a oeste da área de estudo, nos domínios da Bacia do Solimões, a Formação Novo Remanso é correlata a Formação Solimões, a qual é o resultado de

um sistema deltaico lacustre depositado durante o Mioceno Superior (VEGA 2006, SILVEIRA 2005), diferente da Formação Novo Remanso que é o resultado de um sistema fluvial meandrante de energia moderada que se desenvolveu do Mioceno Médio a Mioceno Superior (DINO *et al.* 2006, SOARES 2007).

A espessura da Formação Novo Remanso, a qual não alcança uma centena de metros indica que a Bacia do Amazonas não apresentava uma subsidência avançada o que influenciou no espaço de acomodação. Além disso eventos tectônicos ocorridos ao longo de todo o Mioceno influenciaram na exposição subárea e erosão e conseqüentemente a lateritização dos depósitos da Formação Novo Remanso, e origem do paleossolo laterítico (S3). A presença de depósitos cauliniticos em afloramentos da Formação Novo Remanso indica que parte da unidade passou por processos de intemperismo provocado por um clima seco, o que implicou na mudança mineralógica e obliteração das estruturas sedimentares primárias.

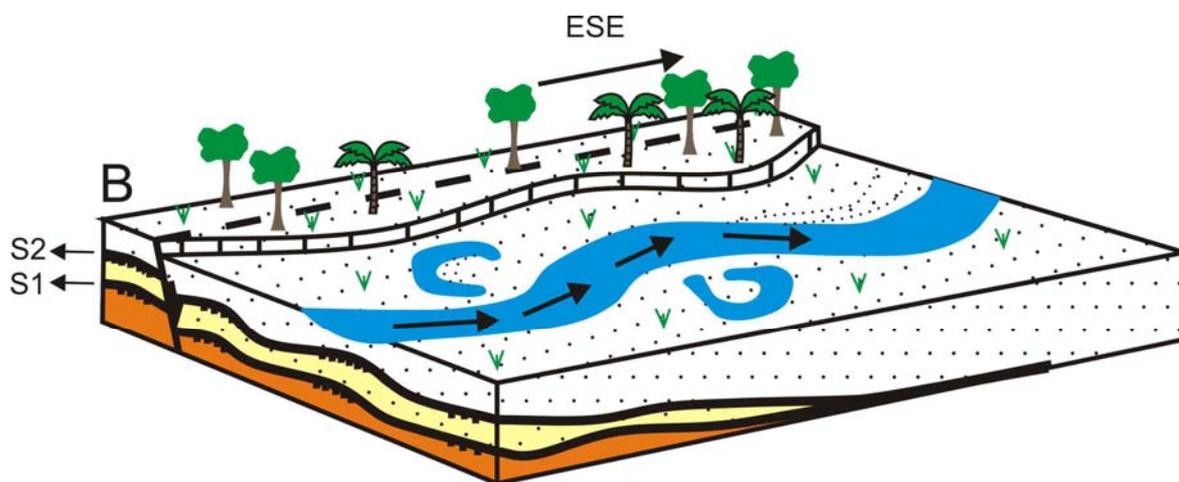


Figura 28. Reconstituição paleoambiental da Formação Novo Remanso, característico de um sistema fluvial meandrante de energia moderada que evolui sobre os depósitos das formações Alter do Chão é Iranduba. A sedimentação desta unidade foi controlada por falhas normais neotectônicas.

6. MINERAIS PESADOS

A assembléia de minerais pesados encontrados nas amostras coletadas das formações Iranduba (Amostras IR) e Novo Remanso (Amostras NR) têm um predomínio quase que total de minerais ultra-estáveis (Zircão, Turmalina e Rutilo). Foram analisadas as duas frações granulométricas aonde há a maior concentração de minerais pesados é na fração fina (0,125 - 0,062 mm). As amostras da Formação Iranduba indicam um predomínio de minerais opacos na fração grossa (0,250 – 0,125 mm) com mais de 80%, já na fração fina (0,125 – 0,062 mm) a porcentagem de minerais opacos diminui, aumentando a quantidade de minerais transparentes (zircão, turmalina e rutilo), sendo que o zircão apresenta um maior predomínio em relação a quantidade de rutilo e turmalina (Figura 29). Os minerais pesados da fração grossa (0,250 – 0,125 mm) da Formação Novo Remanso, mostram uma similaridade com os da Formação Iranduba com o predomínio dos minerais opacos. Já na fração fina (0,125 – 0,062 mm) há uma superioridade dos minerais transparentes, sendo que a quantidade de zircão, também, é maior em relação ao rutilo e a turmalina (Figura 29).

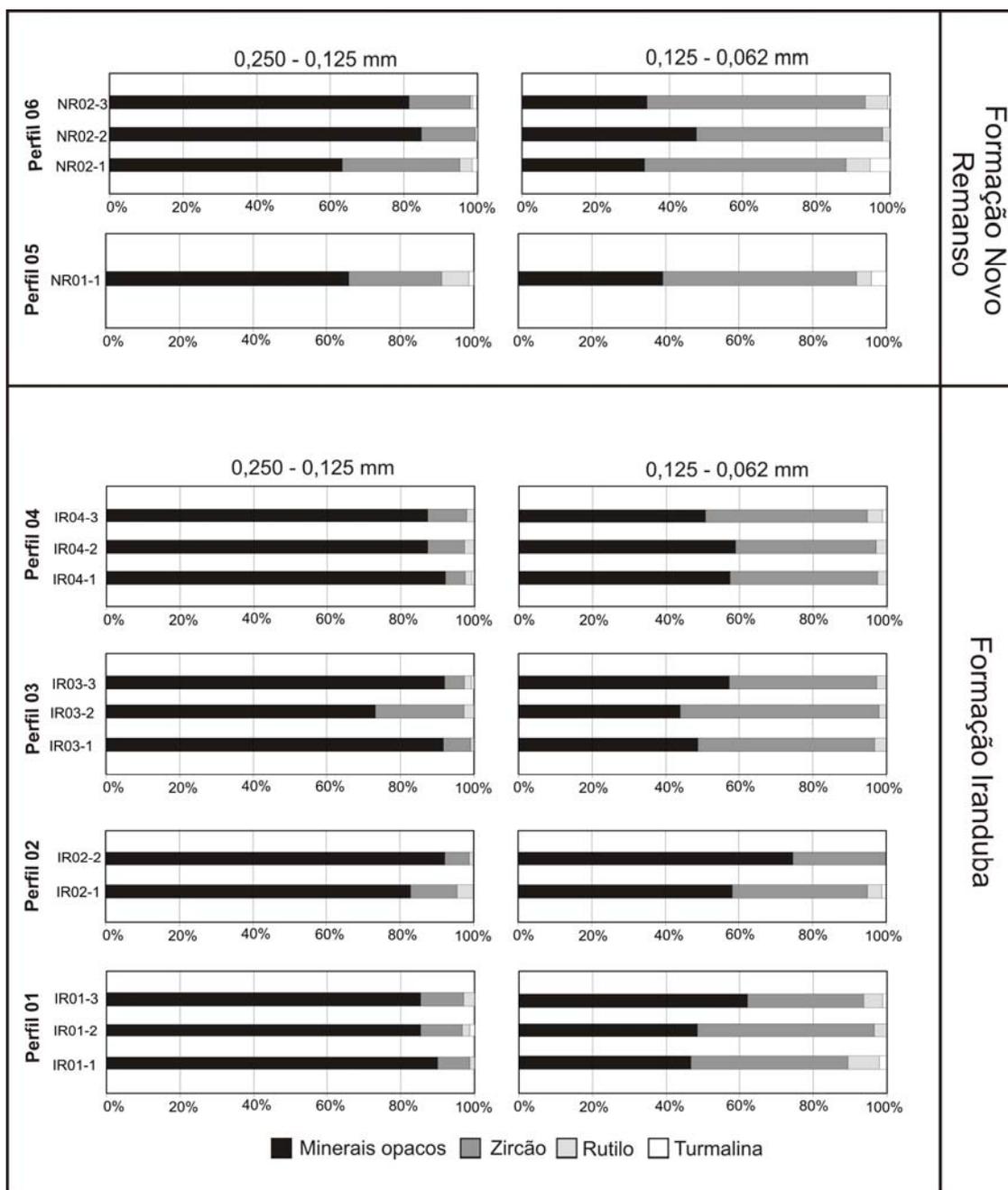


Figura 29. Porcentagens dos minerais pesados das amostras coletadas nas formações Iranduba e Novo Remanso. Notar que a quantidade de minerais pesados é mais elevada na fração fina (0,250-0,125 mm).

6.1. DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

6.1.1. Minerais pesados da Formação Iranduba

Os grãos de zircão são incolores com cristais euhedrais e anhedrais de tamanho variado, apresentam brilho que varia de adamantino a vítreo, com pleocroísmo fraco, birrefringência elevada, relevo alto, extinção reta, com inclusões

de minerais, exibem formas prismáticas alongadas e curtas e não apresentam clivagem (Figura 30I). Grãos de zircões sudarredondados e arredondados, também estão presentes (Figura 30II). Os grãos de turmalina apresentam-se na cor verde, são arredondados, com brilho vítreo, relevo médio a alto, com pleocroísmo forte, extinção paralela e sem clivagem (Figura 30IV). O rutilo apresenta cor que varia do vermelho sangue ao vermelho escuro com brilho fosco, os grãos são arredondados, podem ser curtos ou alongados, com relevo muito forte, pleocroísmo fraco assim como a birrefringência e com clivagem indistinta (Figura 30III).

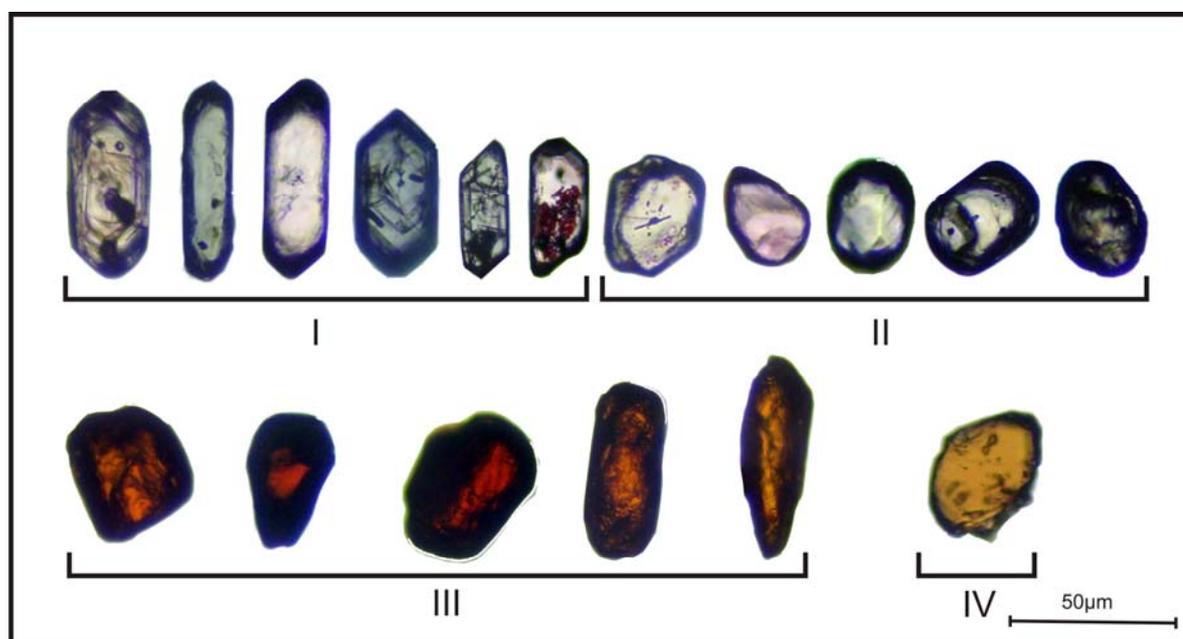


Figura 30. Prancha de minerais pesados coletados em amostras (fração 0,125 – 0,063 mm) da Formação Iranduba, I – zircão prismático, II – zircão arredondado, III – rutilo e IV – turmalina.

6.1.2. Minerais pesados da Formação Novo Remanso

Os grãos de zircão apresentam uma coloração que varia do alaranjado a incolor com cristais euhedrais e anhedrais com tamanhos variados, apresentam brilhos que variam de adamantino a vítreo, com pleocroísmo fraco, birrefringência elevada, relevo alto, sua extinção é reta, contendo inclusões, com formas prismáticas alongadas e curtas e com clivagem ausente (Figura 31I). Grãos de zircões sudarredondados e arredondados, também estão presentes, sendo que são

incolores (Figura 31II). Os grãos de turmalina apresentam-se nas cores verdes acinzentado, verde e levemente amareladas, apresentam grãos arredondados e subangulosos, com brilho vítreo, relevo médio a alto, pleocroísmo forte, extinção paralela e sem clivagem (Figura 31IV). A quantidade de turmalina nas amostras coletadas na Formação Novo Remanso é maior do que nas amostras da Formação Iranduba, isto pode indicar um grau de maturidade mais elevado. O rutilo apresenta cores que variam do vermelho sangue ao vermelho escuro com brilho fosco, os grãos são arredondados, podem ser curtos ou alongados, com relevo muito forte, pleocroísmo fraco assim como a birrefringência e com clivagem indistinta (Figura 31III).

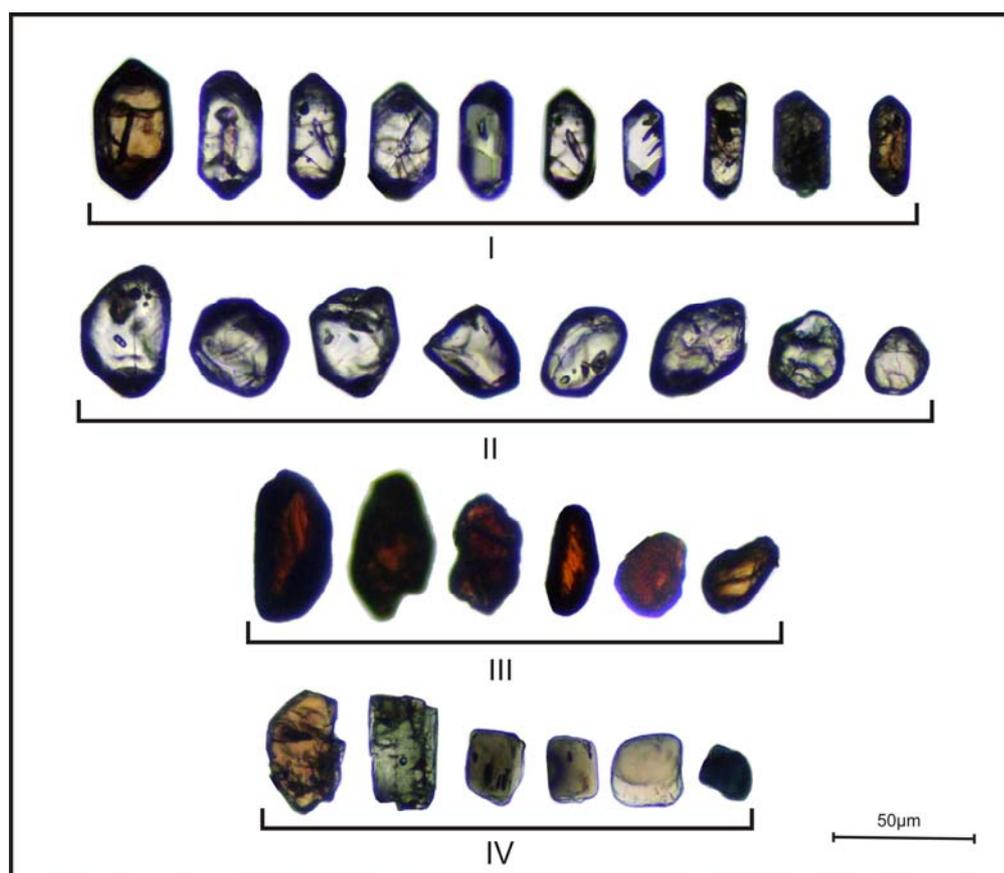


Figura 31. Prancha de minerais pesados coletados de amostras (fração 0,125 – 0,063 mm) da Formação Novo Remanso. Notar que a quantidade de turmalina é maior que na da Formação Iranduba (Figura 30), I – zircão prismático, II – zircão arredondado, III – rutilo e IV – turmalina.

6.2. ÍNDICE ZTR.

O índice de ZTR retirados de amostras coletadas nas formações Iranduba e Novo Remanso, apresentam uma diferença de porcentagem nas frações, ou seja a fração mais grossa (0,250 – 0,125 mm) exibem um índice de 12% na Formação Iranduba e 28% na Formação Novo Remanso, já a fração fina (0,125 – 0,062 mm) exibem um índice 43% e 61% respectivamente, esta diferença indica que a acumulação de minerais pesados é maior na fração mais fina. A diferença dos índices em relação as unidades estratigráficas pode indicar o grau de maturidade, assim sendo, a Formação Iranduba (Σ ZTR: 0,250 – 0,125 mm = 12%; 0,125 – 0,062 mm = 43%) apresenta uma maturidade menos elevada que a Formação Novo Remanso (Σ ZTR: 0,250 – 0,125 mm = 28%; 0,125 – 0,062 mm = 61%) (Figura 32).

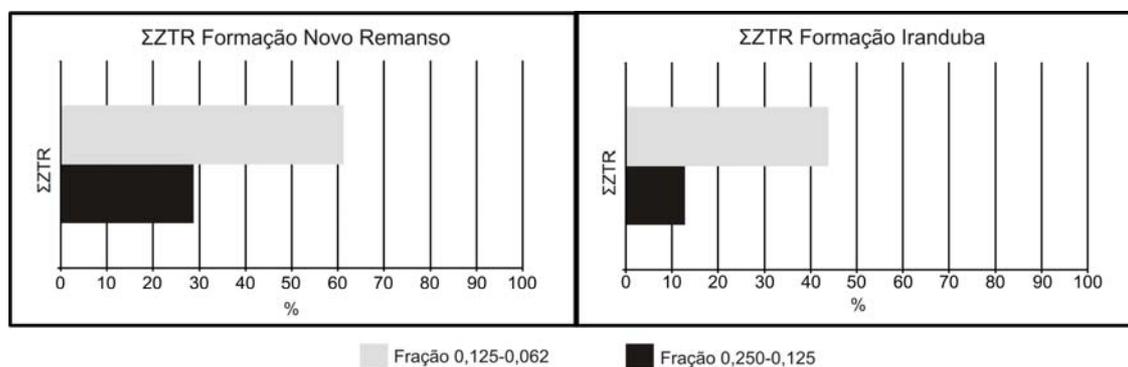


Figura 32. Gráficos indicam a porcentagem do índice de ZTR (zircão+turmalina+rutilo). Índice de ZTR da Formação Novo Remanso e Formação Iranduba . Notar a diferença na porcentagem dos índices nas duas unidades.

6.3. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os minerais pesados encontrados nas unidades cenozóicas da Bacia do Amazonas apresentam uma totalidade de minerais ultra-estáveis em ambos intervalos granulométricas (0,250-0,125 e 0,125-0,062). Sendo que na fração fina o acúmulo de minerais pesados é maior em relação à fração grossa.

Em ambas as formações não foi constatada diferença mineralógica, mas sim em relação à quantidade de minerais em cada lamina delgada, ou seja, na Formação Iranduba o índice de ZTR na fração fina é de aproximadamente 40% e 10% na fração grossa. Em amostras da Formação Novo Remanso o índice de ZTR é de 60% na fração fina e aproximadamente 30% na fração grossa (Figura 32).

Esta diferença na quantidade de minerais pesados entre as formações Iranduba e Novo Remanso, indica que a unidade mais jovem (Formação Novo Remanso) retrabalhou os sedimentos da unidade mais antiga (Formação Iranduba), incorporando em seu arcabouço, além dos minerais provenientes da área fonte, os minerais constituintes da Formação Iranduba, ou seja a assembléia de minerais pesados é o resultado não só da área fonte, mas também como o retrabalhamento de rochas sedimentares antigas (HSÜ 1989).

7. CORRELAÇÃO REGIONAL DOS DEPÓSITOS NEÓGENOS DA BACIA DO AMAZONAS

A integração de dados estratigráficos (superfícies-chave), geocronológicos e paleontológicos permitiu correlacionar às unidades cenozóicas da Bacia do Amazonas com aquelas conhecidas da Plataforma Bragantina/Bacia de São Luis e com as unidades da Bacia do Solimões.

As unidades cenozóicas da Bacia do Amazonas foram correlacionadas, através de superfícies-chave (paleossolos lateríticos), com os depósitos da Plataforma Bragantina/Bacia do São Luis (ROSSETTI 2001). Enquanto a Formação Iranduba, que recobre os depósitos cretáceos da Formação Alter do Chão, é correlata à sucessão entre as formações Barreiras inferior e Pirabas, os depósitos da Formação Novo Remanso são correlacionados com a porção média a superior da Formação Barreiras.

A oeste a Formação Novo Remanso é correlata com os depósitos da Formação Solimões. Esta correlação se deu através de datações feitas por análise de palinórfos, sendo que a idade da Formação Solimões é do Mioceno Superior (SILVEIRA 2005) e da Formação Novo Remanso é do Mioceno Médio a Superior (DINO *et al.* 2005). As bacias do Solimões e Amazonas durante o Mioceno eram separadas pelo Arco do Purus sem nenhuma conexão entre as duas (MAPES *et al.* 2006 e VEGA 2006). Os terraços fluviais de idade Pleistocena (SOARES 2007) da Bacia do Amazonas são correlatos aos depósitos da Formação Içá, também de idade Pleistocena (SILVEIRA *et al.* 2005), da Bacia do Solimões.

Estas correlações são uma maneira de posicionar estratigraficamente os depósitos cenozóicos da Bacia do Amazonas num contexto regional Amazônico. A Figura 33 ilustra tentativa de correlação entre os depósitos cenozóicos da Bacia do Solimões e Plataforma Bragantina/Bacia de São Luis.

Período	Época	Idade (Ma)	Bacia do Solimões	Bacia do Amazonas	Plataforma Bragantina
			(Silveira <i>et al.</i> 2005) Arco de Iquitos	(Abinader <i>et al.</i> 2007) Arco do Purus	(Rossetti 2001) Arco do Gurupá
Quaternário	Holoceno	0.01	Terraços fluviais	Colúvios/terra preta indígena	Pós-Barreiras
	Pleistoceno		* Fm. Iça	Terraços fluviais (Unidades Pleistocenas)	
NEÓGENO	Plioceno	1	?		
		5		Paleossolo Laterítico S3	Inconformidade 3 (solo laterítico)
	Mioceno	Sup.	* Fm. Solimões	* Fm. Novo Remanso	Fm. Barreiras Médio/Superior
		Med.	?	Paleossolo Laterítico S2	Inconformidade 2
		Inf.		Fm. Iranduba	Fm. Barreiras Inferior
	PALEÓGENO	Oligoceno	23		Fm. Pirabas
Eoceno		33		Paleossolo Laterítico S1	Inconformidade 1 (solo laterítico bauxítico)
Paleoceno		55			
CRETÁCEO	Superior	65	Fm. Alter do Chão	Fm. Alter do Chão	Grupo Itapecuru

Figura 33. Proposta de correlação estratigráfica entre as unidades miocenas da Bacia do Amazonas com Plataforma Bragantina/Bacia do e São Luís a leste (Rossetti, 2001) e Bacia do Solimões a oeste. O asterisco (*) na coluna da Bacia do Amazonas indica as datações feitas através de palinomorfos na Formação Novo Remanso com idade do Mioceno Médio ao Mioceno Superior (Dino *et al.* 2005), na coluna da Bacia do Solimões os asteriscos indicam as datações feitas para as formações Solimões (Mioceno Superior) e Iça (Pleistoceno) (Silveira *et al.* 2005)..

8. RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL E HISTÓRIA EVOLUTIVA

Os dados faciológicos dos depósitos miocenos da Bacia do Amazonas, na área estudada, sugerem uma superposição de sistemas fluviais que migravam para leste, foram formados em contextos paleogeográficos completamente diferentes da região onde está implantada a drenagem atual. A evolução proposta neste capítulo indica os principais eventos ocorridos desde o Cretáceo até o Neógeno.

No início da orogenia Andina, no Meso a Neocretáceo, a Bacia do Amazonas era o sítio de deposição de um sistema fluvio-deltaico-lacustre (Formação Alter do Chão) que migrava para sudoeste até o Oceano Pacífico (Figura 34A, B e C). O fluxo oeste-sudoeste tem sido comprovado por medidas de paleocorrente obtidas de afloramentos da Formação Alter do Chão nas margens do atual Rio Amazonas (Figura 33). Esta unidade seria o verdadeiro “sanozama” em alusão ao nome proposto por ALMEIDA (1974) e corroborado por POTTER (1987), ao usar a grafia Amazonas ao contrário para indicar a drenagem pré-miocena para o norte da América do Sul. No final do Cretáceo até o final do Paleógeno a Bacia do Amazonas passou por um período de soerguimento, com variações climáticas com o desenvolvimento de extensos paleossolos lateríticos (superfície S1) (Figura 34D).

Eventos distensivos ou flexurais causaram a subsidência da Bacia do Amazonas no Eomioceno (Figura 35A), promovendo a instalação de um novo sistema fluvial meandrante, o que deu origem aos depósitos da Formação Iranduba (Figura 35B). Ao final do Eomioceno e início do Mesomioceno, pulsos neotectônicos causaram a exposição subaérea dos depósitos fluviais possibilitando a formação da superfície estratigráfica S2 (Figura 35C).

No final do Mesomioceno até o Neomioceno as bacias do Amazonas e Solimões, entram em uma fase de subsidência (Figura 36A), causada pela ação de movimentos neotectônicos, os quais são os reflexos da deriva dos continentes e

orogenia dos Andes e com a presença do Arco do Purus separando as duas bacias, sem nenhuma conexão física entre as duas (Figura 36A).

Na Bacia do Amazonas se implantou um sistema fluvial meandrante que migrava para leste-sudeste (Figura 36B) o que caracteriza os depósitos da Formação Novo Remanso na porção centro-oeste da bacia (ABINADER *et al.* 2007). A sedimentação desses depósitos foi controlada por movimentos neotectônicos que atuam até os dias de hoje (Figuras 18 e 36B), ao final do Neomioceno, a neotectônica causou o soerguimento e exposição dos depósitos da Formação Novo Remanso, facilitando a lateritização e formação da superfície S3 (Figura 36C) ao final do Plioceno. Dados palinológicos tem confirmado ambiente continental para os depósitos da Formação Novo Remanso (DINO *et al.* 2005). Enquanto isso, na Bacia do Solimões (Figura 36A) se desenvolveu um sistema deltaico-lacustre (Formação Solimões) que embora migrasse para leste, não ultrapassava o Arco de Purus e nem configurava na época uma drenagem transcontinental (VEGA *et al.* 2007). Ambientes lacustres de baixa salinidade e água doce, para a porção oeste da Amazônia, também foram confirmados com base na fauna de moluscos, ostracodes e palinórfos (VONHOF *et al.* 2003, SILVEIRA 2005, RAMOS 2006, WESSELINGH & SALO 2006).

Episódios de influência marinha nos depósitos miocenos da Formação Solimões/Pebas foram indicados por palinórfos marinhos, o icnofóssil *Thalassinoides*, raros dentes de tubarão e foraminíferos bentônicos hialinos (HOORN 1993, 1994a, 1994b, MONSCH, 1998; VONHOF *et al.*,1998). No Pleistoceno o preenchimento de ambas as bacias já encobriam o Arco do Purus é o curso atual do sistema fluvial Solimões-Amazonas tinha a direção oeste-leste (Figura 36D).

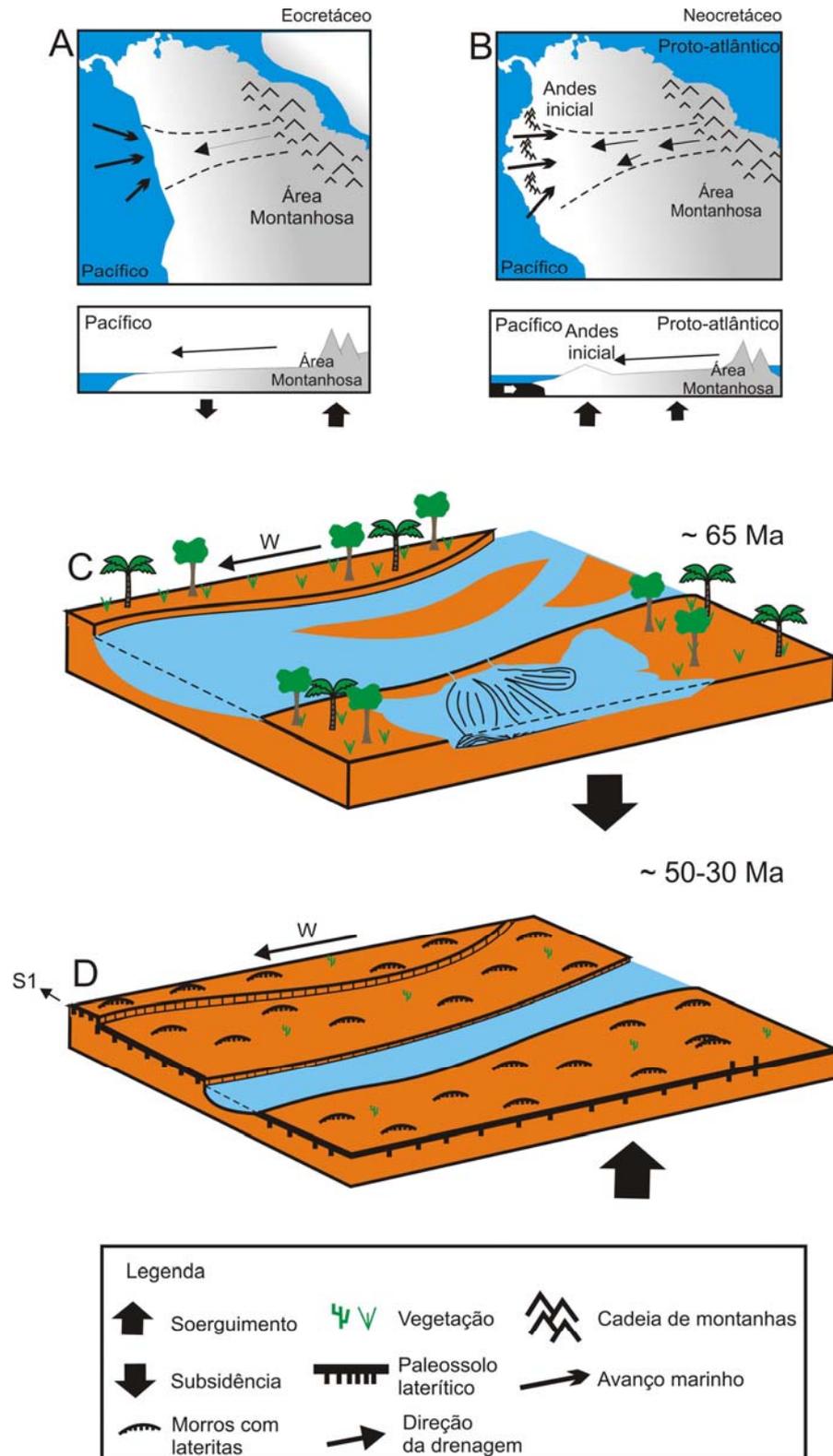


Figura 34. No mesocretáceo as áreas soerguidas estavam à NE da América do Sul e toda a drenagem migrava para oeste (Mapes *et al.* Inédito) em direção ao Pacífico (A). O início da Orogenia Andina no eocretáceo, ainda permitia o fluxo transcontinental para oeste, ainda restringisse as incursões marinhas (B). Na área estudada os depósitos da Formação Alter do Chão representavam um sistema fluvio-deltaico-lacustre com migração preferencial para SE (C). Com a contínua orogenia dos Andes, surgem áreas soerguidas na região ocidental da Amazônia, expondo as rochas cretáceas aos processos de lateritização com a formação da superfície estratigráfica S1 (D).

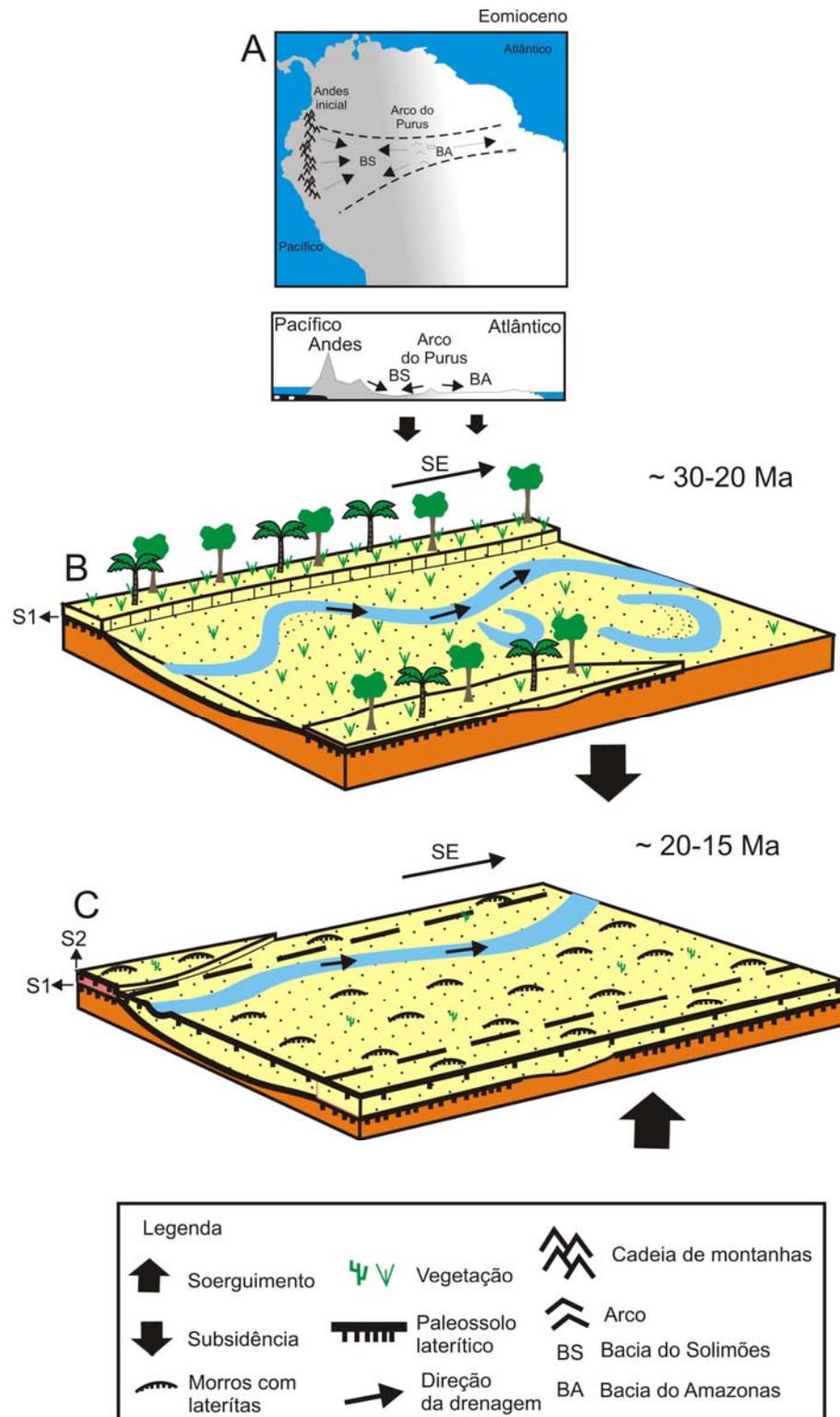


Figura 35. A contínua orogenia dos Andes no Eomioceno cessou as incursões marinhas a oeste da América do Sul, promoveu o surgimento do Arco do Purus, que ao longo do Mioceno desempenhava um papel de barreira geográfica entre as bacias do Solimões (BS) e Amazonas (BA) (A). A subsidência que ocorreu na porção ocidental da Amazônia, promoveu a deposição da Formação Iranduba, caracterizada por um sistema fluvial meandrante desenvolvido sobre depósitos da Formação Alter do Chão (B). Pulsos neotectônicos que ocorreram ao longo do todo o Mioceno causaram o soerguimento de regiões a leste do Arco de Purus e conseqüentemente a exposição de parte da Formação Iranduba e início da lateritização, formando a superfície estratigráfica S2 (C).

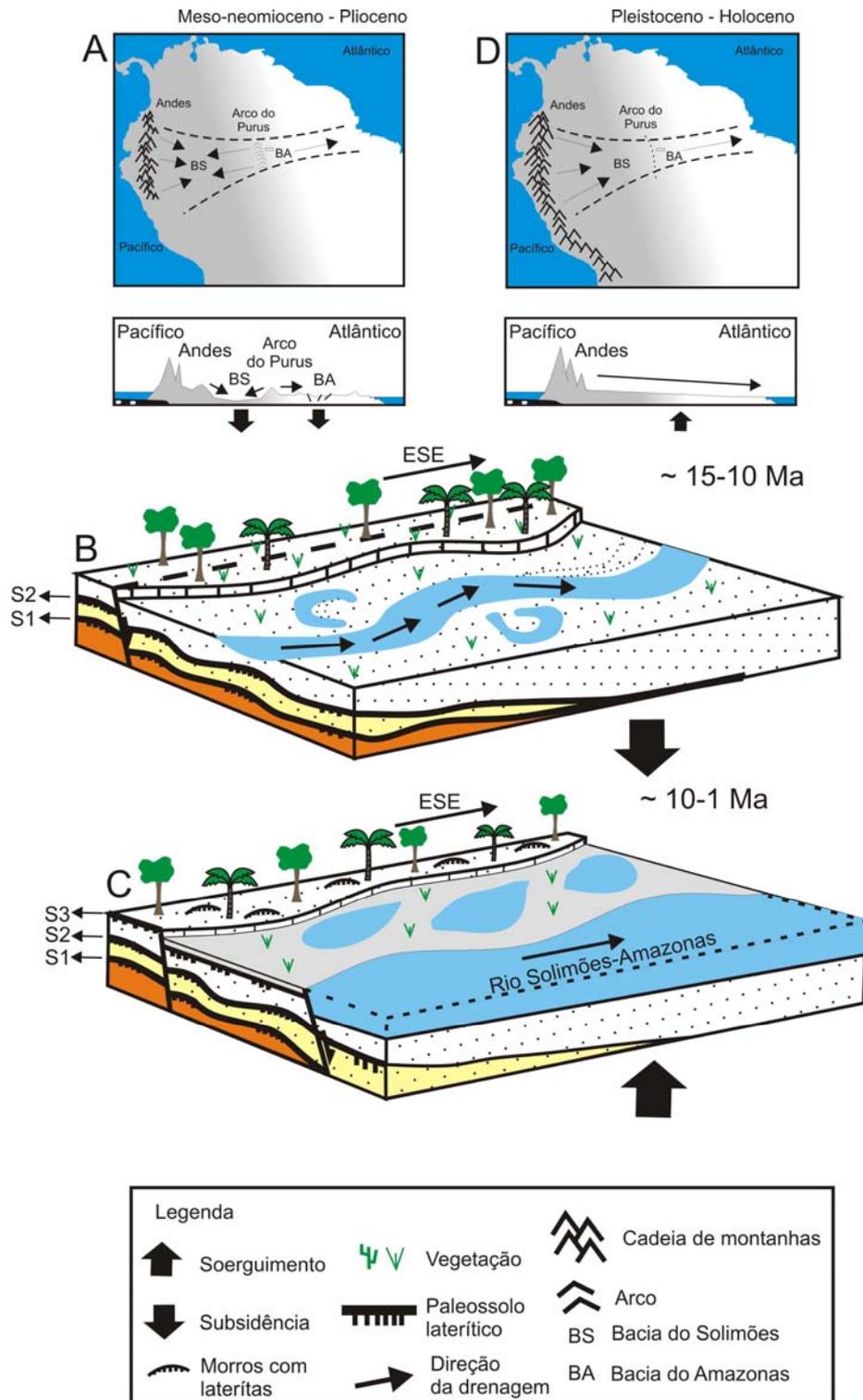


Figura 36. Ao final do mesomioceno as bacias do Solimões (BS) e do Amazonas (BA) passavam por uma fase de subsidência e eram separadas pelo Arco do Purus (A). Na porção centro oeste da Bacia do Amazonas se desenvolveu um sistema fluvial meandrante que migrava na direção leste-sudeste responsável pela deposição da Formação Novo Remanso que tinha sua sedimentação controlada por um sistemas de falhas normais neotectônicas (B). Ao final do neomioceno a continua ação das movimentações tectônicas provocaram o soerguimento dos depósitos da Formação Novo remanso o que acarretou na formação da superfície S3 marcada por uma paleossolo laterítico (C). Ao longo do Plioceno ambas as bacias foram preenchidas e encobriram o Arco do Purus e a atual drenagem do sistema Solimões-Amazonas iniciou-se (D).

Os sistemas fluviais miocenos nasciam da região do Arco de Purus, um divisor de drenagem, e também das áreas altas do embasamento, principalmente da borda norte da Bacia do Amazonas, como atesta as datações de áreas-fontes de grãos detríticos de zircão (MAPES *et al. In press*). Idades predominantes de 1,9 e 1,4 Ma obtidas das unidades miocenas estudadas indicam fontes não-andinas e oriundas da Província geocronológica Ventuari-Tapajós.

A paleogeografia miocena da região adjacente ao Arco do Purus era controlada por compartimentos (sub-bacias?) com intensidades diferentes de subsidências, separadas por arcos estruturais que funcionavam como barreiras geográficas. Assim, as regiões mais subsidentes e alagadas da Bacia do Solimões, contrastavam com as áreas menos subsidentes e com menor espaço de acomodação da Bacia do Amazonas. Este controle refletia a movimentação de colisão andina que gerava reativações de antigos lineamentos tectônicos formando um sistema de *forebulge/backbulge* similar àquele descrito por RODAZZ *et al.* (2005) na região do Arco de Iquitos (Figura 37).

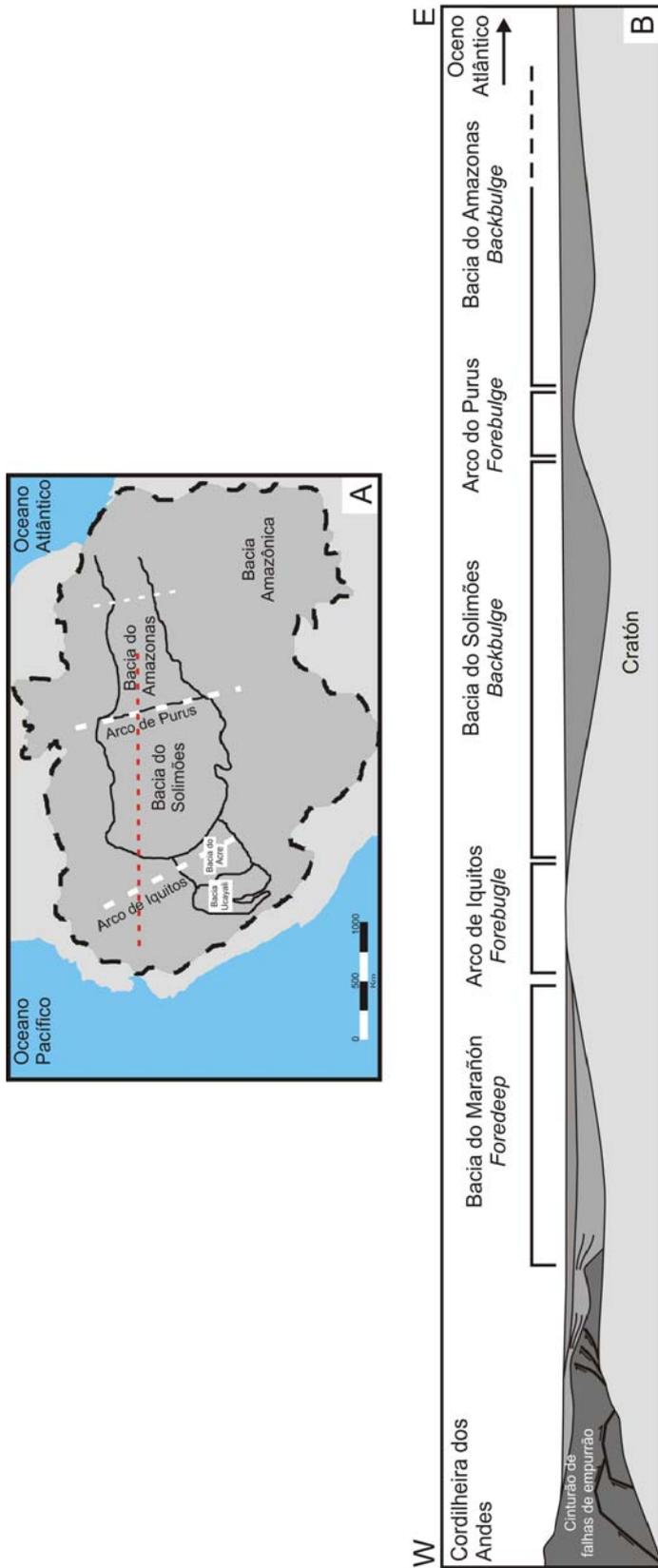


Figura 37. Mapa da atual disposição das principais bacias sedimentares presentes na parte ocidental da Amazônia, a linha vermelha tracejada indica a seção WE esquemática da Fig. B (A). Esquema representado um corte transversal W-E, inferindo o comportamento do Arco do Purus como um *Forebulge* e as bacias do Solimões e Amazonas atuando com um *Backbulge* (B). Notar que a escala vertical foi exagerada (modificado de Rodazz et al. 2005).

Em resumo o soerguimento andino propiciou novos habitats aquáticos localizados nos planaltos, enquanto a diferente subsidência das bacias adjacentes ao Arco de Purus permitiu o desenvolvimento de extensos habitats lacustres e a exposição de vastas áreas, cujas variações climáticas favoreceram a lateritização dos depósitos. A orogenia andina propiciou as formações de barreiras geográficas ou divisores de drenagem instalados sobre os arcos estruturais (*forebulge/backbulge*) com fases de subsidência ou de soerguimento, que controlaram as restritas incursões marinhas no noroeste da Amazônia, e as mudanças nos cursos dos rios que tinham estas barreiras como os principais divisores. Apesar do sistema de drenagem, mesmo desconectado, já ter a tendência de migração para leste, ainda não era um sistema transcontinental no final do Mioceno. A evolução proposta aqui sugere que o moderno fluxo oeste-leste do Solimões-Amazonas se estabeleceu num período mais recente que a idade Neomiocena (HOORN 1996, LUNDBERG *et al.* 1998). A mudança para uma drenagem transcontinental e o atual soerguimento dos Andes deve ter sido um dos maiores eventos de combinação e enriquecimento biótico.

A evolução deste arranjo geomorfológico estrutural e sedimentar desde o Neocretáceo até Quaternário, associadas com as variações climáticas, influenciou a implantação da drenagem, da vegetação e gerou compartimentos paleogeográficos e paleoambientais com conseqüências adaptativas singulares para a fauna, que resultaram na atual biodiversidade amazônica.

9. CONCLUSÕES

A análise de dados estratigráficos/sedimentológicos em depósitos ao longo do sistema Solimões/Amazonas, entre os municípios de Manacapuru, Iranduba, Manaus e Itacoatiara possibilitaram as seguintes conclusões:

1) A individualização de duas unidades miocenas na porção oeste da Bacia do Amazonas, região adjacente ao Arco do Purus, contribuiu para reconhecimento de depósitos de idade Cenozóica, antes descritas como sendo a porção superior da Formação Alter do Chão. As unidades miocenas se caracterizam pela Formação Iranduba e Formação Novo Remanso ambas formadas em um sistema fluvial meandrante a anastomosado, com fácies características desses ambientes.

2) O Reconhecimento das unidades miocenas só foi possível pela presença de três superfícies estratigráficas S1, S2 e S3, as quais delimitam estas unidades descritas neste trabalho e são marcadas na sua maioria por paleossolos lateríticos. A S1 marca o topo da Formação Alter do Chão, caracterizada por perfis lateríticos completos. Na comunidade Novo Remanso a S1 ocorre juntamente com a S2, pois não foi constatada a presença de depósitos da Formação Iranduba e sim um contato entre as formações Alter do Chão e Novo Remanso. Na margem esquerda do Rio Solimões a S1 é marcada geralmente por uma descontinuidade erosiva irregular produzida por escavações ou canais responsáveis pela deposição da Formação Iranduba sobre os depósitos cretáceos da Formação Alter do Chão. A S2 é um paleossolo laterítico que marca o contato entre as formações Iranduba e Novo Remanso, entre os municípios de Manacapuru e Iranduba. Este perfil laterítico é caracterizado pela presença de três níveis distintos, o primeiro com aspecto colunar, o segundo contém fragmentos irregulares e arredondados de óxido e hidróxidos de ferro, e o terceiro com aspecto cavernoso, os quais seguem antigas estratificações. A S3 marca o topo dos depósitos da Formação Novo Remanso e apresenta uma

textura porosa e vermiforme, alguns blocos rolados apresentam um aspecto envernizado, isso ocorre devido a uma película ferruginosa que os envolvem.

3) A análise preliminar de minerais pesados das unidades cenozóicas da Bacia do Amazonas, indicou que ambas unidades apresentam a mesma assembléia mineralógica e a diferença entre as duas é a quantidade de minerais ultra-estáveis e opacos nas frações fina e grossa. Sendo assim a os depósitos da Formação Iranduba foram retrabalhados pela deposição da Formação Novo Remanso incorporando em seu arcabouço os minerais pesados da unidade mais antiga, além dos provenientes da área fonte.

4) As unidades miocenas da Bacia do Amazonas são correlatas aos depósitos de mesma idade da Plataforma Bragantina/Bacia do São Luis, ou seja, a Formação Iranduba é correlata à sucessão entre a Formação Pirabas e porção inferior da Formação Barreiras, e a unidade Novo Remanso é correlata à porção superior da Formação Barreiras. A viabilidade destas correlações se deu através das superfícies-chave S1, S2 e S3, encontrados na área de estudo, serem correlatas a superfícies estratigráficas da Plataforma Bragantina. A oeste do Arco do Purus, na Bacia do Solimões, a Formação Solimões (Mioceno Superior) é correlata a Formação Novo Remanso (Mioceno Médio a Superior), esta correlação foi inferida a partir da análise palinológica feitas em ambas as unidades.

5) A descrição de unidades miocenas, caracterizadas por ambientes fluviais distintos, na porção oeste da Bacia do Amazonas, tem importante significado para a reconstituição paleogeográfica e evolutiva da drenagem do sistema Solimões-Amazonas. A evolução de sistemas fluviais que migravam na direção ESE, durante o Mioceno, que tinha suas áreas fontes a partir do flanco leste do Arco do Purus e a norte da Bacia do Amazonas, é a confirmação de que o Arco do Purus desempenhava a função de uma barreira geográfica que impossibilitava a conexão

entre as bacias do Solimões e Amazonas ao longo de todo o Mioceno até o Plioceno. Este fato contribui para o estabelecimento atual da drenagem transcontinental do sistema fluvial Solimões-Amazonas, o qual ocorreu em um período após o Mioceno Superior - Plioceno.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- ABINADER, H. D. 2006. Depósitos fluviais meandranes da Formação Alter do Chão, Cretáceo Superior da Bacia do Amazonas, região de Manaus. 51p. Trabalho Final de Graduação. Departamento de Geociências. Universidade Federal do Amazonas, Manaus, Amazonas.
- ABINADER, H.D.; NOGUEIRA, A.C.R.; MAPES, R.W.; COLEMAN, D.S. 2007. Estratigrafia do Cenozóico da porção centro-oeste da Bacia do Amazonas. In: XI CONGRESSO DA ABEQUA, resumos in CD-ROM.
- ALMEIDA, L. F. G. de. 1974. A drenagem festonada e seu significado fotogeológico. Sociedade Brasileira de Geologia. Anais do 38° Congresso. Porto Alegre, RS. v. 7, p. 175-195
- ALLEN, A. J. & ALLEN J. R. 1990. Basin Analysis Principles & Applications. Editora: Blackwell Scientific Publications. Australia. pg. 193 – 194..
- ALLEN, P. A. 1981. Wave-generated structures in the Devonian lacustrine sediments of south-east Shetland and ancient wave conditions. *Sedimentology*. v. 28, p. 369-379.
- ALBUQUERQUE, O.R. 1922. Reconhecimentos geológicos no Vale do Amazonas. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 3, 84 p.
- ARAÚJO NETO, H & MOREIRA, H. L. 1977. Projeto Estanho do Abonari; relatório final. Manaus, DNPM. v. 2.
- ARNOTT, R. W. & SOUTHARD, J. B. 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*. v.60, p. 211-219.
- CAMPOS, J. N. P. & TEIXEIRA, L. B. 1988. Estilo tectônico da bacia do Baixo Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. 1988, Belém. Anais : SBG/NO, p. 2161-2172.

- CAPUTO, M. V. & ANDRADE, F. G. 1968. Geologia em semidetalhe do Flanco Sul da Bacia Amazônica entre os rio Cupari e Abacaxi. Relatório Interno nº 589.
- CAPUTO M. V., RODRIGUES, R., VASCONCELOS, D.N.N. 1971. Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. PETROBRAS. Relatório Interno, Belém (PA).
- CAPUTO M. V., RODRIGUES R., VASCONCELOS D. N. N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 26, Anais, 3:36-46.
- CAPUTO, M. V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. Ph.D. Thesis, University of California, 583p.
- COSTA, J. B. S.; IGREJA, H. L. S.; BORGES, M. S.; HASUI, Y. 1991. O quadro tectônico regional do Mesozóico na região Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, 1991. Anais... Belém: SBG, p. 166-178.
- COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S. 2001. Tectonics and paleogeography along the Amazon river. Journal of South American Earth Sciences, v. 14, p. 335-347.
- COSTA M. L. 1991. Aspectos Geológicos dos Lateritos da Amazonia. Rev. Bras. Geoc., 21(2):146-160.
- COSTA M. L. & HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia . In: COSTA, M. L. & ANGÉLICA, R. S. Contribuições à geologia da Amazônia. Belém: FINEP/SBG/Núcleo Norte, v. 1, p. 15-90.
- CUNHA P. R. C., GONZAGA F. G., COUTINHO L. F. D. E., FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências, PETROBRÁS, 8: 47-55.
- CHEEL, R. J. & LECKIE, D. A. 1993. Hummocky cross-stratification. Sedimentology Review, 103-122 p.
- DAEMON R. F. & CONTREIRAS C. J. A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. PETROBRAS. Relatório Interno, Belém (PA).

- DAEMON R. F. 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, bacia do Amazonas. *Rev. Bras. Geoc.*, 5:58-84.
- DINO, R.; SILVA, O. B.; ABRAHÃO, D. 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: SBG, Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Boletim de Resumos Expandidos, pp. 557-565.
- DINO, R.; SOARES, E. A. A.; RICCOMINI, C.; ANTONIO, L.; NOGUEIRA, A. C. R.. 2006. Caracterização Palinoestratigráfica de Depósitos Miocênicos na Bacia do Amazonas, região de Manacapuru, AM.. In: 7 Simpósio do Cretáceo do Brasil e 1 Simpósio do Terciário do Brasil, Serra Negra. Rio Claro : UNESP, v. 1. p. 43.
- FERNANDES FILHO, L. A.; COSTA, M. L.; COSTA, J. B. S. 1996. Registros neotectônicos nos lateritos de Manaus. *Geociências*, v.16, p. 9-33.
- HARMS, J. C.; SOUTHARD, J. B.; WALKER, R. G. 1982 Structures and sequences in clastic rocks. *Tulsa. Soc. Econ. Paleont. Miner. (Short Couser, 9)*.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre a tectônica e sedimentação Cenozóica no SE brasileiro, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, v. 11, p. 1-31.
- HOORN, C. 1993. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazônia: result of a palynostratigraphy study. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 105, p. 267-309.
- HOORN, C. 1994a. Palaeoenvironment in the intracratonic Amazonas Basin (Early Miocene to early Middle Miocene, Colombia). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 109, p. 1-55.
- HOORN, C. 1994b. An environmental reconstruction of the Paleo-Amazon River System (Middle late Miocene, NW Amazônia). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 112, p. 187-238.

- HOORN, C.; GUERRERO, J.; SARMIENTO, G. 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene Northern South América. *Geology*, v. 23, p. 237-240.
- HOORN, C. 1996. Miocene deposits in the Amazonian Foreland Basin. *Science*, v. 273, p. 122–123.
- HOORN, C. 2006. Megagrove forests and marine incursions in Neogene Amazônia (lower Apaporis River, Colômbia). *Palaios*, v. 21(2), p. 197-209.
- HORBE, A. M. C.; COSTA, M. L. 1997. Solos gerados a partir do intemperismo de crostas lateríticas sílicoferruginosas. *Acta Amazonica*, v.27, p. 241-256.
- HORBE, A.M.C.; NOGUEIRA, A.C.R.; HORBE, M.A.; COSTA, M.L. & SUGUIO, K. 2001. A lateritização na gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo-Balbina, nordeste do Amazonas. In: N.J. REIS & M.A.S. MONTEIRO (Coord.), *Contribuições à Geologia da Amazônia*, vol.2, p.145-176.
- IRIONDO, M. H. 1982. Geomorfologia da planície Amazônica. In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO BRASIL, 4. 1982, Rio de Janeiro. Atlas... Rio de Janeiro: SBG, p. 232-348.
- JAMIRILLO, C.; RUEDA, M. J.; MORA, G. 2006. Cenozoic plant diversity in the Neotropics. *Science*, v. 311, p. 1893-1896.
- LATRUBESSE, E. M. & FRANZINELLI, E. 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, v. 44, n. 3, p. 241-257.
- LINDHOLM, R.C.1987. *A Pratical Approach to Sedimentology*. London, Allen & Unwin. 276p.
- LOWE, D. R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, v. 22, p. 157-204.
- LUNDBERG, J. G.; MARSHALL, L. G.; GUERRERO, J.; HORTON, B.; MALABARBA, M. C. S. L.; WESSELINGH, F. 1998. The stage for neotropical fish diversification: a history of tropical South American rivers. In: Malabarba, L. R.; Reis, R. E.; Vari, R. P.; Lucena, Z. M.; Lucena, C. A. S. (Eds.), *Phylogeny and*

- Classification of Neotropical Fishes. Part 1. Fossils and geological evidence. Edipucrs, Porto Alegre. 603 p.
- KISTLER P. 1954. Historical resume of the Amazon Basin. PETROBRAS/RENOR. Relatório Interno. Belém.
- KOTSCHOUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. 1981. Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas-Açailândia (estados do Pará e Maranhão). Rev. Bras. Geoc. 11:193-202
- MAIA, R. G. N.; GODOY, H. K.; YAMAGUTI, H. S.; MOURA, P. A.; COSTA, F. S. F.; HOLANDA, M. A.; COSTA, J. A. 1977. Projeto Carvão no Alto Solimões. Relatório Final, CPRM-DNPM, 137p.
- MAPES, R. W.; NOGUEIRA, A. C. R.; COLEMAN, D. S.; VEGA, A. M. L. 2006. Evidence for a continental scale drainage inversion in the Amazon Basin since the Late Cretaceous. Geological Society of America Abstract with Program, vol. 38, No. 7, p. 518.
- MAPES, R. W.; COLEMAN, D. S.; NOGUEIRA, A. C. R. 2008. Late Cretaceous to modern fluvial evolution of Amazonia and significance of the Purus Arch. Geology. *In press*.
- MERTES L. A. K.; DUNNE, T.; MARTINELLI, L. A. 1996. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon River, Brazil. Geological Society of American Bulletin. v. 108, p. 1089-1107.
- MIALL, A. D. 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate. In: MIAL, A. D. & TYLER, N. eds. The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. Tulsa, Society for Sedimentary Geology/SEPM, p. 6-12 (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3).

- MONSCH, K. 1998. Miocene fish faunas from the the northwestern Amazônia Basin (Colômbia Peru, Brazil) with evidence of marine incursions. *Paleogeography, Peleoclimatology, Paleoecology*, v. 143, p. 31-50.
- MOURA P. 1938. *Geologia do Baixo Amazonas*. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim, 91.
- MORTON, A. C. 1985. Heavy minerals in provenance studies. In: Zuffa, G. G. ed. *Provenance of Arenites*. Dordrecht, Reidel Publishing Company, p. 249-277.
- MORTON, A. C. & HALLSWORTH, C.R., 1994. Identifying provenancespecific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, v.90, p. 241–256.
- MORTON A.C. & HALLSWORTH C.R. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, v. 124, p. 3-29.
- NASCIMENTO, M. S.; GÓES, A. M.; MACAMBIRA, M. J. B.; BROD, J. A. 2007. Provenance of Albian sandstones in São Luís-Grajaú Basin (northern Brazil) from evidence of Pb-Pb zircon ages, mineral chemistry of tourmaline and paleocurrent data. *Sedimentary Geology*. v. 201, p. 21-42.
- NOGUEIRA, A. C. R.; SOARES, E. A. A. 1996. Fácies sedimentares da Formação Prosperança, Proterozóico Superior da Bacia do Amazonas, ao norte da cidade de Manaus - AM. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 5, Belém - Pará. Bol. de resumos expandidos e guia de excursões. Belém : SBG/NO, p. 214-216.
- NOGUEIRA, A. C. R.; VIEIRA, L. C.; SUGUIO, K. 1999. Paleossolos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, Regiões de Presidente Figueiredo e Manaus. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO NO BRASIL, v. 5, p.261-266.
- NØTTVEDT, A. & KREISA, R. 1987. Model for the combined-flow origin of hummocky cross stratification. *Geology*. v. 15, p. 357-361.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA Y OJEDA, H.; FÚLFARO, V.J. &

- PONÇANO, W.L. 1986. Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 16(4), p. 370-415.
- POSTMA, G. 1990. Depositional architecture and fácies of river and fan deltas: a synthesis, in COLELLA, A., & PRIOR, D. B., eds., *Coarse-Grained Deltas: International Association of Sedimentologists, Special Publications*, v. 10, p. 13-27.
- PRICE L. F. 1960. Dentes de theropoda num testemunho de sonda no Estado do Amazonas. *Na. Acad. Bras. Ci.*, 32(1), p. 1667-1680.
- RAMOS, M. I. F. 2006. Ostracods from the Neogene Solimões Formation (Amazonas, Brazil). *Journal of South American Earth Science*. v. 21, p. 87-95.
- READING, H. G. 1986. *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications. Second Edition, 615 p.
- REINECK, H. E.; SINGH, I. B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag. 114p.
- RENAUD, S. & DAM, J.V. 2002. Influence of biotic and abiotic environment on dental size and shape evolution in a Late Miocene lineage of murine rodents (Teruel basin Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 184, p. 163–175.
- RODDAZ, M.; BABY, P.; BRUSSET, S.; HERMOZA, W.; DARROZES, J. M. 2005. Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: The case study of the Arch of Iquitos (Peru). *Tectonophysics*, v. 399, p. 87-108.
- ROSSETTI D. F. 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Science*, 14:77-89.
- ROSSETTI, D. F.; TOLEDO, P. M.; MORAES-SANTOS, H. M.; SANTOS, A. E. A. 2004. Reconstructing habitats in central Amazônia using megafauna, sedimentology, radiocarbon, and isotope analyses. *Quaternary Research*, v. 61, p. 289-300.

- ROSSETTI, D. F. & NETTO, R. G. 2006. First evidence of marine influence in the Cretaceous of the Amazonas Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, v. , p. 1-16.
- ROZO, J. M. G.; NOGUEIRA, A. C. R.; HORBE, A. M. C.; CARVALHO, A. S. 2005. Depósitos Neógenos da Bacia do Amazonas. *Contribuições à Geologia da Amazônia* vol. 4, 201-207.
- ROZO J.M.G. 2004. Evolução Holocênica do rio Amazonas entre a ilha do Careiro e a foz do rio Madeira. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, 93 p.
- SANTOS, P. S. 1992. Ciência e tecnologia de argilas. ed. EDGARD BLUCHER, São Paulo, vol. 1, p. 408.
- SANTOS, J. O. S. 1984. A parte setentrional do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. In: C. Schobbenhaus, D.A.
- SILVEIRA, R. R. 2005. Cronoestratigrafia e interpretação paleoambiental de depósitos miocenos da Formação Solimões, região de Coari, AM. 93p. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, Amazonas.
- SILVEIRA, R. R.; Nogueira, A. C. R. 2005. Cronoestratigrafia e paleoambiente dos depósitos do Mioceno Superior da Bacia do Solimões, Centro-oeste da Amazônia. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DO PIATAM, 1, 2005, Manaus. Anais... Finep/Petrobrás, Resumos, p.98.
- SOARES, E. A. A.; SILVA, C. L.; NOGUEIRA, A. C. R.; SUGUIO, K.; BARROS, D. S.; SANTOS, W. H. D. 2001. Os depósitos quaternários na confluência dos rios Negro e Solimões, municípios de Iranduba e Manacapuru, Amazonas. In: SIMPÓSIO DA GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. 2001, Belém. Resumos Expandidos... Belém: SBG, p. 19-22.
- SOARES, E. A. A. 2007. Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões. 205p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

- SOUZA, M. M. 1974. Perfil Geológico da BR – 174 (Manaus – Boa Vista) no trecho: Manaus – Serra do Abonari. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, 1974, Porto Alegre, Anais... v.2. p. 75-86.
- THOMAS, R. G.; SMITH, D. G.; WOOD, J. M.; VISSER, J. 1987. Inclined Heterolithic Stratification- Terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary geology*. v.53, p.123-179.
- TRAVASSOS W. A. S. & BARBOSA FILHO C.M. 1990. Tectonismo terciário na área de rio Tapajós, Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências, PETROBRÁS, 4: 299-314.
- TRUCKENBRODT, W., KOTSCHOUBEY, B., GÓES, A.M. 1982. Considerações a respeito da idade das bauxitas na parte leste da região amazônica. In:., Simp. de Geol. Amaz., 1, Anais, SBG-NO, p.201-209.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B. 2005. Evolução geológica da porção meridional da Província Bauxífera de Paragominas durante o Neógeno/Pleistoceno (Noroeste da bacia do Grajaú, Nordeste do Pará e extremo oeste do Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*. v. 35, p. 263-272.
- VEGA, A. M. L. 2006. Reconstituição paleoambiental dos depósitos miocenos na região Centro Oriental da Bacia do Solimões. 92p. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, Amazonas.
- VEGA, A. M. L.; NOGUEIRA, A. C. R.; MAPES, R. W.; COLEMAN, D. S. 2006. O delta-lacustre Mioceno do leste da Bacia do Solimões: implicações na história evolutiva do Rio Amazonas. In: XI CONGRESSO DA ABEQUA, resumos in CD-ROM.
- VEIGA JR., J. P.; NUNES, A. C. B.; SOUZA, E. C.; SANTOS, J. O. S.; AMARAL, J. E.; PESSOA, M. R.; SOUZA, S. A. S. 1979. Projeto Sulfetos do Uatumã. Manaus, DNPM/CPRM. Relatório final, v. 6.
- VISSER, M. J. 1980. Neap spring cycles reflected in Holocene subtidal large scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*. v. 8, p. 543-546.

- VONHOF, H. B.; WESSELINGH, F. P.; GANSSEN, G. M. 1998. Reconstructions of the Miocene western Amazonian aquatic system using molluscan isotopic signature. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 141, p. 85-93.
- VONHOF, H.B.; WESSELINGH, F.P.; KAANDORP, R.J.G.; DAVIES, G.R.; HINTE, J.E. VAN; GUERRERO, J.; RÄSÄNEN, M.; ROMERO-PITMANN, L.; RANZI, A. 2003. Paleogeography of Miocene western Amazonia: isotopic composition of molluscan shells constrains the influence of marine incursions. *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, p.983-993.
- WANDERLEY FILHO, J. R. & COSTA, J. B. S. 1991. Contribuição a evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3. 1991, Belém. Resumos expandidos. SBG, p. 244-259.
- WALKER, R.G. 1990. Facies Modelling and Sequence Stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology* 60:777-786.
- WALKER, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R. G. & JAMES N. P. eds. *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, p.1-14 p.
- WALKER, R. G. & PLINT, A. G. 1992. Wave and storm-dominated shallow marine system. In: WALKER, R. G. & JAMES N. P. eds. *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, p. 219-238.
- WIZEVICH, M. C., 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques, in A. D. Miall, and N. Tyler, eds., *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery: Concepts in Sedimentology and Paleontology*. SEPM v. 3, p. 22-24.
- YAGISHITA, K.; ARAKAWA, S.; TAIRA, A. 1992. Grain fabric of hummocky and swaley cross-stratification. *Sedimentary Geology*. v.78, p. 181-189.