

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO SEDIMENTAR DO ARQUIPÉLAGO DE ANAVILHANAS NO
BAIXO RIO NEGRO, AMAZÔNIA CENTRAL**

DORÍLIA FERREIRA DA CUNHA

Orientador: André Oliveira Sawakuchi

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo

2017

Dorília Ferreira da Cunha

**EVOLUÇÃO SEDIMENTAR DO ARQUIPÉLAGO DE ANAVILHANAS NO
BAIXO RIO NEGRO, AMAZÔNIA CENTRAL**

Dissertação de mestrado apresentada junto ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo na área de Geotectônica para obtenção de título de Mestre em Geociências.

Orientador: André Oliveira Sawakuchi

São Paulo

2017

AGRADECIMENTOS

À Deus por ter me sustentado com vida, respiração e tudo o mais, e por ter me colocado no caminho de pessoas especiais.

Ao André Sawakuchi pela oportunidade, paciência, e ensinamentos ao longo dos últimos dois anos.

À Dilce e Eurides que me acolheram e me fizeram estar em casa.

Ao Diego Chumaço pela amizade sem tamanho, desde o primeiro dia em São Paulo e para toda a vida.

As responsáveis pelos laboratórios de Espectrometria Gama e Luminescência (IGc-USP), Thays pela paciência e didática ao me ensinar o método e Luciana por criar a Superplanilha.

À Jordana pelo apoio em todas às áreas da minha vida, desde as orientações no Laboratório de Sedimentologia até aos assuntos existenciais, sempre trazendo consolo e paz.

Ao Carlos Mazoca que foi o mais paciente e me presenteou com os shapefiles de Anavilhanas.

Aos queridos amigos do IGc-USP pela amizade sem medida (não está em ordem de importância), Cléber, Lari, Fernanda, Astrid, Nazaré, Helena, Marcelo Kawata, André Zular, Renato, Grega, Julião, Alberto, Daniel Banana, Verônica, Maria Paula, Anny, Luana, Santiago, Andrés, Danito, Eliana, Mari, Fabiano, Gustavo, Rud, Tigresa, Lígia, Ôbelix, Rafa Casati, Carlitos, Giannini, Bogianni, Daniel Atêncio.

À minha família que me mantém debaixo do maior amor do mundo.

Ao apoio financeiro da CAPES, por intermédio da bolsa concedida.

SUMÁRIO

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES.....	I
RESUMO.....	III
ABSTRACT.....	IV
1. INTRODUÇÃO	1
2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	2
2.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	2
2.2. BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO AMAZONAS	3
2.3. CLIMATOLOGIA ATUAL.....	7
2.4. PALEOCLIMA	9
2.5. ASPECTOS GEOLÓGICOS	13
3. OBJETIVOS	14
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	15
4.1. ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA	15
4.2. ANÁLISE DE FÁCIES SEDIMENTARES E COLETA DE AMOSTRAS 15	
4.3. ANÁLISE GRANULOMÉTRICA	16
4.4. DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA .	17
4.4.1. Cálculo da taxa de dose	19
5. RESULTADOS	20
5.1. GEOMORFOLOGIA.....	20
5.2. FÁCIES SEDIMENTARES E CONSTITUIÇÃO DO SUBSTRATO DAS ILHAS.....	24
5.3. GRANULAÇÃO DOS SEDIMENTOS DO SUBSTRATO DAS ILHAS E DE FUNDO E SUSPENSÃO.....	28
5.4. IDADES DE LUMINESCÊNCIA	30
6. DISCUSSÃO	35
6.1. DINÂMICA SEDIMENTAR E FORMAÇÃO DAS ILHAS.....	35
6.2. CONTROLE CLIMÁTICO SOBRE A FORMAÇÃO DO ARQUIPÉLAGO DE ANAVILHANAS.....	41
7. CONCLUSÕES	44
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	46

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Localização do arquipélago de Anavilhanas no baixo rio Negro.	3
Figura 2: Localização e delimitação geográfica da Bacia Hidrográfica do Rio Negro.	6
Figura 3: Aspectos da floresta de Igapó alagada em Anavilhanas.....	7
Figura 4: Principais elementos climáticos com influência direta e/ou indireta na região amazônica.	9
Figura 5: Registro do conteúdo de titânio dos sedimentos provenientes da bacia de Cariaco na Venezuela.	11
Figura 6: Valores de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas de calcita coletados na caverna do Tigre perdido, Peru (Van Breukelen et al., 2008), e em espeleotemas na caverna de Shatuca no norte do Peru (Bustamante et al., 2016).	12
Figura 7: Localização dos pontos amostrados.	17
Figura 8: Perfil de elevação e batimetria da porção intermediária do arquipélago de Anavilhanas, com morfologia e profundidade dos dois canais principais (extremidades) e de lago interno.....	22
Figura 9: Localização geográfica dos perfis batimétricos no arquipélago de Anavilhanas.....	23
Figura 10: Perfis batimétricos do leito do rio Negro no arquipélago de Anavilhanas.....	24
Figura 11: Configuração faciológica e estratigráfica representativa das ilhas que compõem o arquipélago de Anavilhanas.	25
Figura 12: Localização de pontos com descrição de seções colunares.....	26
Figura 13: Seções colunares das fácies sedimentares que constituem o substrato do arquipélago de Anavilhanas.	27
Figura 14: Curvas granulométricas de amostras das fácies lama maciça cinza escuro (Lme), areia fina maciça (AFm) e lama maciça cinza claro (Lmc).	29
Figura 15: Curvas de distribuição granulométrica de amostras coletadas em diferentes setores no arquipélago de Anavilhanas.....	30
Figura 16: Curva de decaimento OSL, com tendência exponencial.....	31
Figura 17: Curva de dose-resposta OSL e distribuição de doses equivalentes.	32

Figura 18: Idades OSL (anos) representativas da formação das ilhas que compõem o arquipélago de Anavilhanas.	33
Figura 19: Modelo de formação das ilhas de Anavilhanas com base nas variações do nível do rio.	37
Figura 20: A, B) Topo de barra arenosa exposto durante período de seca. C,D,E) Barra parcialmente estabilizada por crescimento de vegetação. F) Representação esquemática da migração e estabilização de barras arenosas.	37
Figura 21: Registro da precipitação das regiões norte e oeste da Amazônia durante os últimos 14 ka e idades de luminescência obtidas para ilhas de Anavilhanas.....	43

RESUMO

O rio Negro é o maior rio de água preta da Amazônia e sua confluência com o rio Solimões forma o rio Amazonas. O arquipélago de Anavilhanas está localizado na ria do baixo rio Negro e se destaca por sustentar ecossistema particular caracterizado por grande quantidade de lagos e ilhas de floresta de Igapó. Este trabalho tem como objetivo determinar a idade do Arquipélago de Anavilhanas e a relação entre a dinâmica de formação das ilhas e mudanças ambientais, com destaque para variações de precipitação do sistema de monção de América do Sul. Análises de fácies sedimentares e estratigrafia atestam que as ilhas de Anavilhanas possuem substrato formado por sedimentos lamosos na base e no topo separados por sedimentos arenosos. Esta sucessão representa a progradação de barras arenosas sobre o substrato lamoso da ria, seguida de estabilização pela formação de planície de inundação lamosa. A datação de sedimentos pelo método OSL (*Optically Stimulated Luminescence*) em grãos de quartzo apresentaram idades entre 18751 ± 1919 anos e 12601 ± 943 anos para terraços da margem leste do canal do rio Negro e idades entre 6844 ± 449 anos e 627 ± 58 anos para as ilhas. O desenvolvimento da ria durante o Holoceno, com baixa velocidade de fluxo d'água, pontuado por episódios de aumento de aporte sedimentar e maior acumulação de sedimentos arenosos, culminou em agradação de barras arenosas e formação de ilhas pelo acréscimo de sedimentos em suspensão. O período de maior formação de ilhas ocorreu a partir dos últimos ~7 mil anos, primeiro estágio entre 6844 ± 449 e 5276 ± 666 , segundo estágio entre 4584 ± 272 a 1115 ± 156 e último estágio entre 783 ± 113 aos dias atuais, sendo que as variações abruptas de precipitação foram responsáveis pelo controle da descarga de sedimentos e o balanço entre erosão e sedimentação no baixo rio Negro. Isto sugere que os arquipélagos presentes em rias dos rios Amazônicos resultam de variações de precipitação no Sistema de Monção da América do Sul durante o Holoceno.

Palavras-chave: Arquipélago de Anavilhanas; Rio Negro; Igapó; Holoceno; Sedimentação; Luminescência Opticamente Estimulada.

ABSTRACT

The Negro River is the largest blackwater river in the Amazon and its confluence with the Solimões River forms the Amazon River. The Anavilhanas archipelago located in the ria of the lower Rio Negro is known for sustaining a particular ecosystem characterized by numerous lakes and islands of the Igapó forest. This work aims to determine the age of the Anavilhanas archipelago and the relationship between island formation dynamics and environmental changes, with emphasis on precipitation variations of the South American monsoon system. Analysis of sedimentary facies and stratigraphy confirm that the Anavilhanas islands have a substrate formed by muddy sediments at the base and at the top separated by sandy sediments. This succession represents the progression of sandy bars on the muddy substrate of the ria, subsequently stabilized by the formation of the muddy floodplain. Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of quartz grains yielded ages ranging from 18751 ± 1919 years to 12601 ± 943 years for terraces on the east bank of the Rio Negro channel and ages between 6844 ± 449 years and 627 ± 58 years for the islands. The development of the low-flow ria during the Holocene, punctuated by episodes of higher sediment load and sand accumulation, culminated in sandy bar aggradation and island formation following increased suspended sediment. The period of greatest island formation occurred from the last ~ 7 thousand years, the first stage between 6844 ± 449 and 5276 ± 666 , the second stage between 4584 ± 272 and 1115 ± 156 , and most recent stage stage from 783 ± 113 to the present. Abrupt variations in precipitation were responsible for the control of sediment discharge and the balance between erosion and sedimentation in the lower Rio Negro. This suggests that the archipelagos present in Amazonian river rias result from precipitation variations in the South American Monsoon System during the Holocene.

Keywords: Anavilhanas archipelago; Negro River; Amazon; Paleoclimate; Optically Stimulated Luminescence.

1. INTRODUÇÃO

A formação e desenvolvimento de arquipélagos fluviais com floresta de Igapó na região amazônica está relacionada à sedimentação nos tributários de água preta e água clara (Sioli, 1984; Puhakka & Kalliola, 1992; Archer, 2005) do rio Amazonas. Esses conjuntos de ilhas estão localizados nas regiões próximas à desembocadura dos grandes tributários, tal como o rio Negro, onde o canal alarga-se abruptamente e forma um lago com velocidade de fluxo de água reduzida e consequente deposição da carga sedimentar. Essa fisiografia é denominada de “ria” (Archer, 2005; Bertani *et al.*, 2015; Gourou, 1949) e favorece a formação de complexo de barras de sedimentos na sua cabeceira. A gênese das rias amazônicas tem sido atribuída a processos de sedimentação ligados a elevação do nível relativo do mar após o último máximo glacial (Archer, 2005; Bertani *et al.*, 2015; Irion *et al.*, 2006; Sioli, 1984; Vital & Stattegger, 2000) e/ou a eventos neotectônicos (Latrubesse & Franzinelli, 2005; Franzinelli & Igreja, 2002). A ria do rio Negro foi desenvolvida no seu baixo curso e possibilitou a acumulação de grande quantidade de sedimentos lamosos e arenosos vindos de montante. Isto deu origem a um complexo de barras alongadas e amalgamadas com lagos internos, as quais constituem o arquipélago de Anavilhanas (Latrubesse & Stevaux, 2015; Latrubesse & Franzinelli, 2005; Valente & Latrubesse, 2012). Anavilhanas é um dos maiores arquipélagos da Amazônia e possui aproximadamente 130 km de extensão e 20 km de largura. Sua particularidade geomorfológica lhe confere grande importância ecológica, por sustentar extensa floresta de Igapó, com destaque para avifauna própria e distinta de outros sistemas de ilhas da região (Cintra *et al.*, 2007), além de uma elevada diversidade de espécies de peixe (Wallace, 2002; Chao, 2001).

A idade do arquipélago de Anavilhanas e a cronologia de deposição e estabilização das suas barras sedimentares por floresta de Igapó são temas incertos devido à ausência de estudos geocronológicos de detalhe. Estes temas são fundamentais para o avanço no conhecimento sobre a origem da biodiversidade das ilhas de Igapó, assim como avaliar a resposta desta biodiversidade às mudanças geomorfológicas dos rios amazônicos. Conhecer os fatores ambientais (clima, tectônica e nível relativo do mar) que geram possíveis modificações neste sistema é essencial para a caracterização da relevância

ecológica e vulnerabilidade dos arquipélagos fluviais amazônicos. A relação entre a sedimentação que forma o substrato das florestas alagadas e mudanças climáticas na Amazônia constitui importante tema para o avanço no entendimento dos padrões de biodiversidade da Amazônia. Nesse sentido, o trabalho busca determinar a idade do arquipélago de Anavilhanas e avaliar a relação entre a dinâmica de formação das ilhas e mudanças ambientais, com destaque para variações de precipitação do sistema de monção de América do Sul (Zhou & Lau, 1998; Haug *et al.*, 2001; van Breukelen *et al.*, 2008; Cheng *et al.*, 2013; Govin *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2016; Zhang *et al.*, 2016). Isto contribuirá com o entendimento do papel de mudanças no meio físico sobre a biodiversidade do arquipélago, com ênfase para a avifauna de floresta alagada.

2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O arquipélago de Anavilhanas é mantido como Unidade de Conservação (UC) e abriga o Parque Nacional de Anavilhanas (PARNA) numa área total de 3.504,70 Km², administrada pelo Instituto Brasileiro de Meio Ambiente e Recursos Naturais (IBAMA). Localiza-se nos municípios de Novo Airão e Manaus, próximo à confluência dos rios Negro e Solimões (Figura 1A). Anavilhanas é considerado o segundo maior agrupamento de ilhas fluviais do mundo, constituído por mais de 400 ilhas e 600 lagos. A UC apresenta formações vegetais diversas, tais como Floresta Densa com cobertura uniforme, Floresta Ombrófila Densa, Campinarana Arbórea (Terra Firme), vegetação Caatinga-Igapó e chavascal, além de ecossistemas fluviais e lacustres (ICMBio; Cintra *et al.*, 2007). As diferentes formações vegetais aliadas à dinâmica fluvial com longos períodos de alagamento das ilhas (Figura 1B-C) contribuem para a elevada biodiversidade do arquipélago (Cintra *et al.*, 2007).

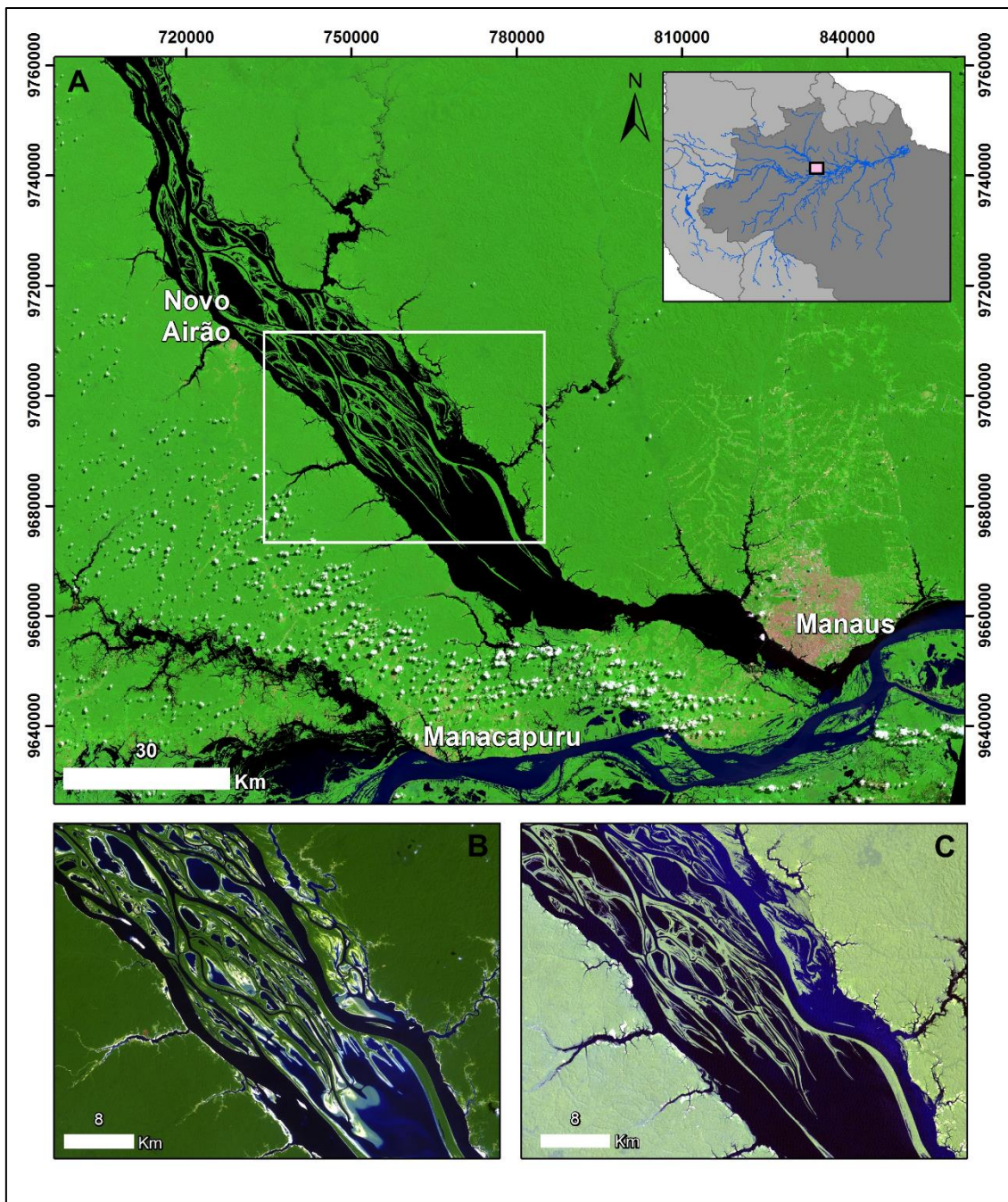


Figura 1: A) Localização do arquipélago de Anavilhanas no baixo rio Negro (Composição Landsat 5 RGB 753). B) Composição Landsat 5 RGB 753, período de seca (29 de novembro de 2009), C) Composição Landsat 5 RGB 753, período de cheia (04 de agosto de 2007).

2.2. BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO AMAZONAS

A bacia hidrográfica do rio Amazonas é a mais extensa rede hidrográfica do mundo e cobre área de aproximadamente $6.10 \times 10^6 \text{ km}^2$. Abrange territórios do Brasil (63%), Peru (17%), Bolívia (11%), Colômbia (5,8%), Equador (2,2%), Venezuela (0,7%) e Guiana (0,2%) (Guyot *et al.*, 1999). A área de estudo está inserida na vasta região tropical amazônica. As regiões tropicais localizam-se

entre 30° de latitudes sul e norte e apresentam características climáticas variadas. A principal característica dos climas tropicais é a ausência da estação fria. Não há variação significativa de temperaturas nessa região e as subdivisões de climas são usualmente baseadas no volume e distribuição da precipitação. As variações regionais nos climas tropicais são, portanto, atribuídas a fatores que influenciam a distribuição da precipitação, representados pela localização relativa à fonte de suprimento de umidade nos oceanos ou à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e pela topografia. Os climas tropicais são discriminados em: I) clima tropical chuvoso ou equatorial, II) clima tropical de monções, III) clima tropical úmido-seco e IV) climas tropical semi-árido e árido (Ayoade, 1996).

A bacia hidrográfica do Amazonas depende de regime de precipitação com forte influência do Oceano Atlântico e recebe em média 2.460 mm/ano. Fatores como a evapotranspiração auxiliam na reciclagem da precipitação na área de floresta Amazônica, ou seja, 50% da água precipitada correspondem a aproximadamente 50% de vapor de água reciclado (Salati & Marques, 1984).. A Amazônia brasileira se distingue entre as regiões Norte e Sul por diferenças na distribuição sazonal da precipitação. Ao norte do equador, que abrange parte da bacia do Rio Negro, o máximo pluviométrico ocorre entre maio e julho, enquanto que ao sul da bacia, ocorre de dezembro a março. Nos Andes bolivianos, onde se encontra as cabeceiras de tributários do oeste amazônico, a topografia influencia a pluviometria, visto que apresenta valores extremos de 6000 mm/ano até 300 mm/ano em alguns vales intermontanos. Na parte ocidental e equatorial da bacia e principalmente sobre os contrafortes dos Andes peruanos, equatorianos e colombianos, o regime sazonal das precipitações é caracterizado por uma distribuição bimodal, com duas estações de chuva de abril a junho e outra de agosto a novembro (Roche *et al.*, 1992).

Junk (1983) e Sioli (1984) classificam as águas dos rios amazônicos de acordo com as suas características físico-químicas em águas brancas, águas pretas e águas claras. Os rios de águas brancas, como por exemplo os rios Amazonas, Purus, Madeira e Juruá, possuem as suas nascentes na região andina e pré-andina e elevada carga de sedimentos em suspensão. Os rios de águas pretas, tais como os rios Negro e Urubu, nascem no escudo das Guianas,

correm principalmente sobre sedimentos e rochas sedimentares e transportam baixa carga de material em suspensão, mas com elevada quantidade de compostos orgânicos dissolvidos. Os rios de águas claras, representados pelos rios Tapajós, Xingu e Tocantins, nascem nas regiões do escudo do Brasil Central, possuem baixa carga de sedimentos em suspensão e baixo conteúdo de matéria orgânica dissolvida.

O rio Negro é o segundo maior tributário do rio Amazonas, o maior tributário da margem norte do rio Amazonas, o sexto maior rio do mundo em descarga de água e percorre aproximadamente 2.250 km desde sua cabeceira na Colômbia até a sua desembocadura no rio Solimões-Amazonas próximo a cidade de Manaus (Latrubesse & Stevaux, 2015). A bacia hidrográfica do rio Negro (Figura 2) possui alta umidade (médias anuais entre 85 e 95%), temperatura média anual entre 25 e 28°C e elevada precipitação, com média maior que 2000 mm/ano e aumento nas regiões próximas ao Equador, onde atinge aproximadamente 3000 mm/ano (Sombroek, 2001). A bacia de drenagem possui 696.000 km² e sua descarga anual média de água é de 29.000 m³/s, com descarga específica de 0.041 m³ s⁻¹ km² (Filizola, 1999). O rio Negro é classificado como rio de água preta (Sioli, 1984; Junk, 1983) devido ao grande conteúdo de substâncias húmicas nas suas águas. A baixa concentração de sedimentos em suspensão de ~7.9 mg L⁻¹ confere ao rio transparência de 1.3–1.5 m (Sioli, 1984).

O regime hidrológico do rio Negro é caracterizado pela ocorrência de dois picos de descarga de água durante o ano. O primeiro pico ocorre nos primeiros noventa dias do ano, sendo mais fraco e de baixa amplitude. O segundo e maior pico corresponde à inundação anual, que ocorre no período de maio a julho (Filizola & Guyot, 2009). Seu maior e mais importante tributário é o rio Branco que tem suas cabeceiras no extremo norte do Estado de Roraima e contribui com importante parte da carga sedimentar do rio Negro (Latrubesse & Franzinelli, 2005).

A bacia do rio Negro possui cobertura vegetal extremamente complexa, com diferentes tipos de florestas tropicais que inclui savana (lavrado), campina (vegetação herbácea), campinarana (mosaico de vegetação herbácea-arbórea)

e florestas inundadas (Igapó) (Latrubesse & Stevaux, 2015). A cobertura vegetal das ilhas de Anavilhanas é do tipo floresta de Igapó, composta por espécies adaptadas para retirar nutrientes e centralizar seu metabolismo de crescimento durante a fase de seca, e dispõem de mecanismos de tolerância ao alagamento (Parolin *et al.*, 2004) (Figura 3). Os níveis de ocorrência e duração de inundação constituem-se em fatores determinantes da fitofisionomia desses ambientes. Em Anavilhanas, as ilhas são totalmente inundadas durante os estágios de cheia quando somente a vegetação de Igapó emerge na superfície da água (Latrubesse & Stevaux, 2015).

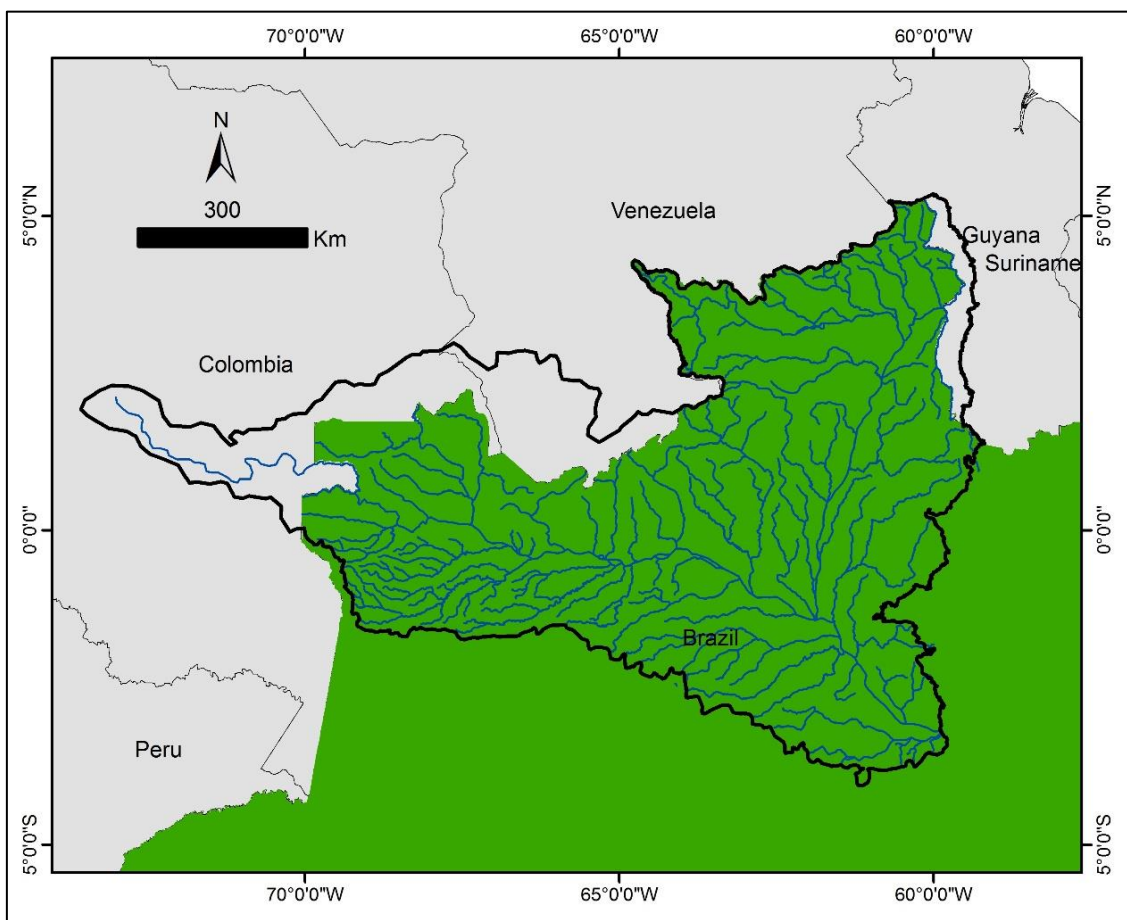


Figura 2: Localização e delimitação geográfica da Bacia Hidrográfica do Rio Negro.

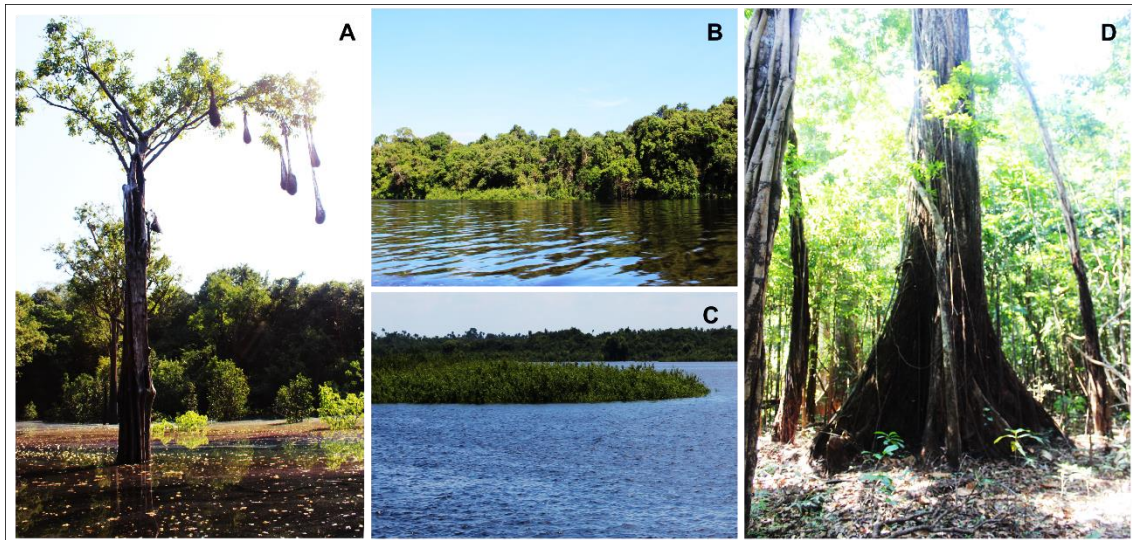


Figura 3: A) Aspectos da floresta de Igapó alagada em Anavilhanas. B, C) Ilhas recobertas por vegetação. D) Vegetação arbórea de grande porte, com destaque para Samaúma.

2.3. CLIMATOLOGIA ATUAL

A massa continental da América do Sul se estende no equador entre cerca de 10°N a 55°S. Possui distribuição de climas tropicais e extratropicais definidos por fatores regionais de acordo com a forma e topografia do continente, representadas por feições contrastantes com os Andes e planície amazônica. A proximidade com os oceanos vizinhos e suas relações entre as anomalias da Temperatura Superficial do Mar (TSM) em associação com El Niño (ENSO), a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e a Oscilação do Atlântico Norte (OAN) influenciam a variabilidade climática em todo o continente. Atualmente, o ciclo de precipitação sazonal sobre a América do Sul é dominado, em latitudes tropicais, por um sistema de monção, a Monção de Verão da América do Sul (MVAS), que envolve dois componentes principais: (a) um associado à Zona de Convergência Introtropical (ZCIT) no Atlântico equatorial e convecção sobre a Amazônia; (b) outro subtropical associado à Zona de Convergência do Atlântico Sul (SACZ) e relacionado ao sudeste da América do Sul (30/32°S) (Figura 4).

Os ciclos de sazonalidade climática no norte da América do Sul, são marcados pelos movimentos da ZCIT, que estão relacionados com a dinâmica dos ventos que vem do oriente e impactam nos oceanos a na massa continental. As correntes de ar da área são influenciadas ainda pelos padrões atmosféricos locais e regionais. A oscilação meridional da ZCIT responde ao ciclo sazonal da

insolação, e fica na posição zenital por aproximadamente um mês. Durante o verão austrais a ZCIT encontra-se posicionada sobre a bacia amazônica. O posicionamento mais ao norte da ZCIT ocorre durante os meses do verão boreal, onde se localiza-se sobre parte da região de cabeceira do rio negro e tributários. A migração da ZCIT ocorre devido às variações na temperatura da superfície do oceano atlântico, que provocam contrastes com a temperatura do continente sul-americano e propiciam o ciclo sazonal de precipitação característico da Amazônia (Noguès-Peagle *et al.*, 2002; Hastenrath & Lamb, 1977).

As anomalias interanuais de precipitação na América do Sul são provocadas pelos ciclos do El Niño-Oscilação Sul (ENOS). Estes ciclos são caracterizados pelo aquecimento anômalo da superfície do oceano Pacífico tropical e promovem períodos de seca na região amazônica e no nordeste do Brasil e períodos chuvosos na costa oeste da América do Sul. Por outro lado, as anomalias La Niña são caracterizadas pelo esfriamento anormal das águas superficiais no oceano Pacífico tropical e geram aumento na precipitação da bacia amazônica e da região sul do Brasil (Cheng *et al.*, 2013; Vuille *et al.*, 2003; Hoffmann *et al.*, 2003; Garreaud *et al.*, 2009; Bookhagen & Strecker, 2010). As flutuações irregulares entre suas fases quentes (El Niño) e frias (La Niña) apresentam periodicidade que varia de 2 a 7 anos. Anomalias de chuvas e temperatura associadas à ocorrência dos eventos El Niño e La Niña são a principal fonte de variabilidade interanual em grande parte da América do Sul (Gerreaud *et al.*, 2009).

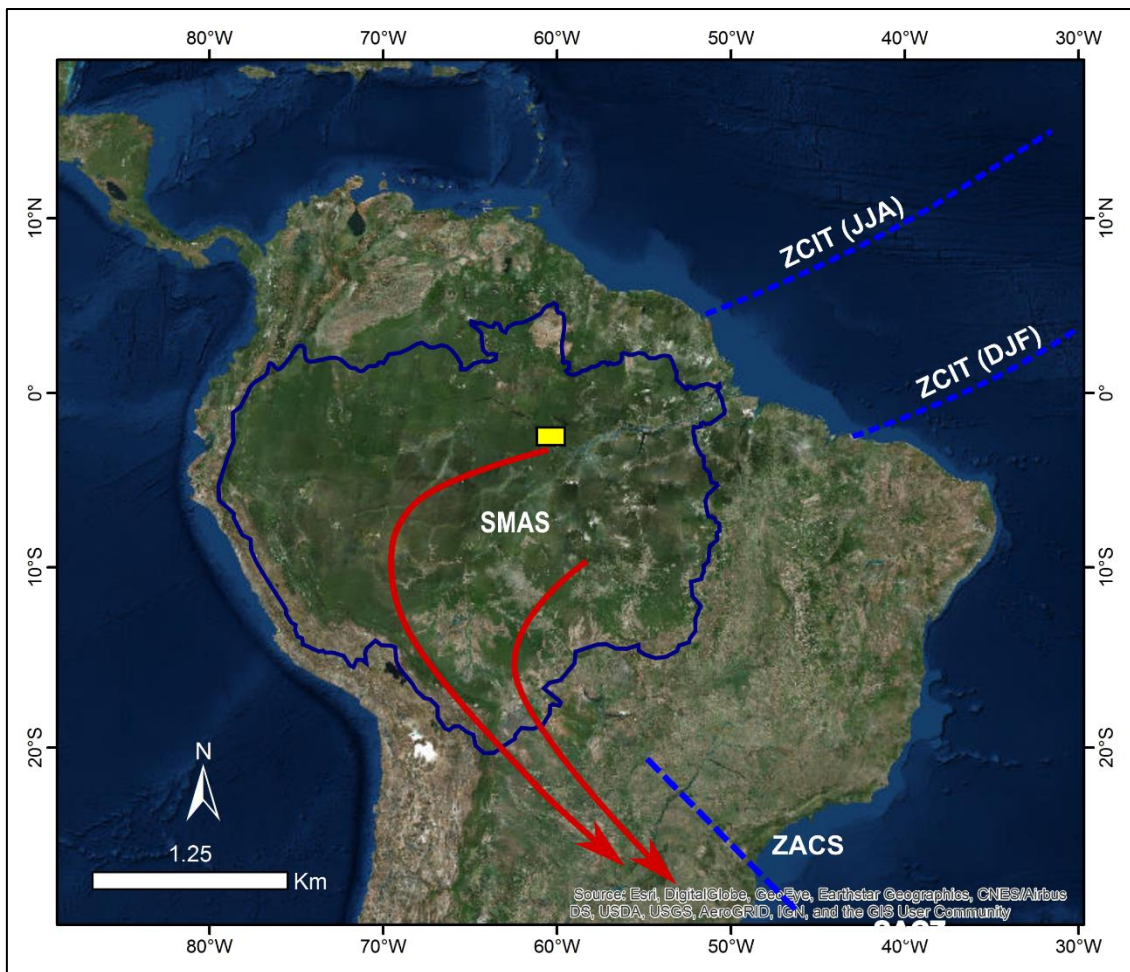


Figura 4: Principais elementos climáticos com influência direta e/ou indireta na região amazônica. Destaque para área de Anavilhanas (polígono amarelo). Limites da Zona de Convergência do Atlântico Sul e zona do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) extraídos de Sylvestre (2009). Limites da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) nos meses junho, julho e agosto (JJA) e dezembro, janeiro e fevereiro (DJF) extraídos de Zhang *et al.* (2016). Fonte da imagem: Esri DigitalGlobe.

2.4. PALEOCLIMA

A hidrologia do rio Negro é influenciada pela precipitação no noroeste da Amazônia, que abrange as cabeceiras do rio Negro, e pela precipitação no hemisfério norte na área drenada pelo alto rio Branco, principal afluente do rio Negro. Também se destaca a influência do rio Solimões (efeito de *backwater*), o qual capta água principalmente em áreas do oeste da Amazônia e regula o nível do rio Negro no seu baixo curso. O rio Branco contribui com grande quantidade de água e sedimentos para o rio Negro (Cintra *et al.*, 2007; Leenheer & Santos, 1980) enquanto que o rio Solimões atua como barreira natural na sua desembocadura (Meade *et al.*, 1991). Deste modo, a precipitação nas regiões

drenadas pelos rios Solimões e Branco é fundamental para o entendimento da hidrologia e sedimentação no baixo Rio Negro.

A precipitação na Amazônia está fortemente relacionada à dinâmica da ZCIT (Molion, 1987). Alguns estudos sobre mudanças milenares na ZCIT e suas consequências na precipitação da região amazônica foram realizados com base em testemunhos de sedimentos da bacia de Cariaco na Venezuela (Haug *et al.*, 2001), espeleotemas coletados na porção andina da Amazônia peruana (Cheng *et al.*, 2013; van Breukelen *et al.*, 2008; Kanner *et al.*, 2012; Bustamante, 2016) e em espeleotemas coletados em caverna da Amazônia oriental (Wang *et al.*, 2016).

O clima na América do Sul relaciona-se a importantes elementos do clima global e os eventos de mudança climática da região Amazônica ainda não foram totalmente desvendados ou compreendidos. Alguns estudos paleoclimáticos de caráter local e regionais têm sido realizados com grande detalhe na última década (Cheng *et al.*, 2013; van Breukelen *et al.*, 2008; Kanner *et al.*, 2012; Wang *et al.*, 2016; Zhang *et al.*, 2016). Contudo, a escassez de ambientes cársticos na Amazônia representa uma barreira para a obtenção de dados de alta resolução dos registros paleoclimáticos continentais.

Haug *et al.* (2001) utilizaram dados de concentração de titânio (Ti) e ferro (Fe) em sedimentos da bacia de Cariaco, costa venezuelana, para inferir variações no ciclo hidrológico do norte da América do Sul durante os últimos 14 ka (Figura 5). Após o *Younger Dryas* (14-13 ka), ocorreu período de aumento de precipitação e descarga fluvial durante o “máximo termal” (10,5-5,5 ka) do Holoceno. A partir de 5,4 ka, predominou tendência para condições mais secas, com flutuações de alta amplitude e mínimo de precipitação durante o intervalo de tempo entre 3,8 a 2,8 ka e durante a “Pequena Idade do Gelo” (PIG). Os autores atribuem estas mudanças regionais na precipitação às mudanças na latitude média da ZCIT do oceano Atlântico.

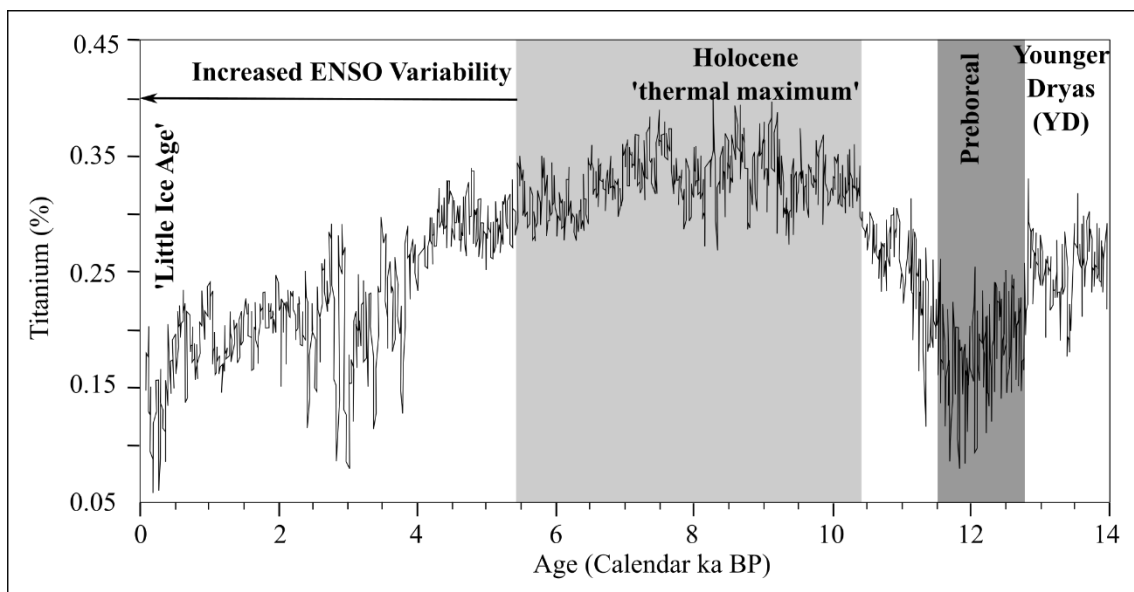


Figura 5: Registro do conteúdo de titânio dos sedimentos provenientes da bacia de Cariaco na Venezuela. Este registro é representativo da porção norte da bacia do rio Negro. O aumento do conteúdo de titânio reflete maior contribuição de sedimentos terrígenos e isto é interpretado como gerado por aumento da precipitação em uma latitude média mais setentrional da ZCIT. Fonte: Haug *et al.* (2001).

Van Breukelen *et al.* (2008), em estudos de estalagmites na Amazônia peruana, afirmam que o clima durante o Holoceno foi conduzido pela migração da ZCIT, que regula o regime de chuvas na região. O aumento das chuvas durante o Holoceno foi de até 30% em relação ao período atual, enquanto que a temperatura teria permanecido constante (Figura 6). Estes autores afirmam ainda que o padrão alternado entre os registros de pluviosidade tropical do norte e do sul é evidente quando se comparam valores de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas de Tigre Perdido (Trópico Sul – Peru) com valores de Ti e Fe (Haug *et al.*, 2001) dos sedimentos da bacia de Cariaco (Trópico norte – Venezuela). Ambos os indicadores registram variações de precipitação na América do Sul ao longo dos últimos 13,5 ka. Os espeleotemas de Tigre perdido demonstram aumento significativo na precipitação a partir de 9 ka atrás (Van Breukelen *et al.*, 2008). O comportamento antifásico entre a precipitação no norte da América do Sul (Cariaco) e no oeste da Amazônia também teria ocorrido durante eventos abruptos milenares (ex. Heinrich Stadial 1, 18-15 ka), tal como demonstrado por Zhang *et al.* (2016).

Bustamante *et al.* (2016) utilizaram dois espeleotemas da caverna de Shatuca no flanco nordeste dos Andes Peruanos para reconstrução em alta

resolução de mudanças na precipitação durante o Holoceno na região de influência do SMVAS. O registro indica que a precipitação aumentou gradualmente ao longo do Holoceno em paralelo com a tendência da insolação de verão austral modulada por ciclo de precessão. Foram documentadas inúmeras incursões negativas no registro de $\delta^{18}\text{O}$ em Shatuca, relacionadas a eventos multi-decais abruptos da SMVAS. Alguns desses eventos foram associados com mudanças na temperatura da superfície do mar durante eventos Bond na região do Atlântico Norte (Figura 6).

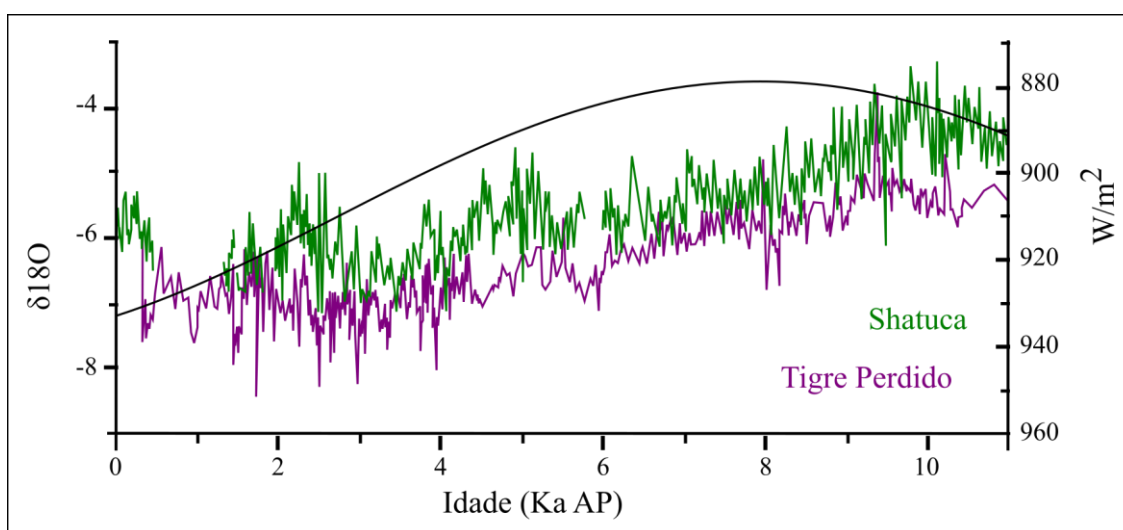


Figura 6: Valores de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas de calcita coletados na caverna do Tigre perdido, Peru (Van Breukelen *et al.*, 2008), e em espeleotemas na caverna de Shatuca no norte do Peru (Bustamante *et al.*, 2016).

Cheng *et al.* (2013), através da análise de espeleotemas da caverna Tigre Perdido nos Andes peruanos, identificaram variações na média de precipitação do leste e oeste da Amazônia em escala de tempo seculares a milenares. Os registros indicam que durante a transição do Holoceno médio para o tardio (entre 8 e 4 ka) houve um período de alta insolação. Neste contexto, a região oeste da Amazônia apresentava alta umidade, enquanto a região leste, juntamente com o nordeste do Brasil, estava submetida a regime climático mais seco, que se tornou gradativamente mais úmido em decorrência do aumento da insolação até os dias atuais. Esta inversão do comportamento climático entre o oeste e leste da América do Sul é denominado de Dipolo de Precipitação Sulamericano (DPSA), que ocorre devido à concentração de calor e umidade na Amazônia, gerada por alta insolação e pelo regime de monção. Estes fatores modificam a

circulação em altos níveis troposféricos. Durante este processo, feições troposféricas como a Alta da Bolívia e o Cavado do Nordeste são intensificadas. Esta última, é responsável pela diminuição da precipitação durante o verão na região nordeste do Brasil, que está sob influência direta da ZCIT.

Segundo Wang *et al.* (2016), a precipitação do leste da Amazônia estaria em fase com o oeste da Amazônia, portanto, não faria parte do DPSA proposto por Cheng *et al.* (2013). Neste caso, o dipolo seria formado entre o nordeste do Brasil e a Amazônia como um todo. Wang *et al.* (2016) estudaram espeleotemas da caverna Paraíso, no leste da Amazônia, Estado do Pará, e interpretaram o registro como sendo amplamente relacionado à precipitação. A precipitação foi de cerca de 142% acima dos níveis atuais durante o Holoceno médio (~6 ka atrás).

2.5. ASPECTOS GEOLÓGICOS

O arquipélago de Anavilhanas está inserido no contexto geológico da bacia sedimentar do Amazonas, a qual constitui bacia intracratônica (500.000 km²) que abrange parte dos estados do Amazonas e Pará. Esta bacia é limitada ao sul pelo escudo brasileiro e ao norte pelo escudo das Guianas, a oeste pela bacia do Solimões e a leste pela bacia do Marajó (Caputo, 1984). O registro sedimentar da bacia do Amazonas é decorrente de eventos sucessivos de regressão e transgressão marinhas que influenciaram os ambientes deposicionais durante o Paleozóico. O substrato da bacia é composto por rochas granito-gnáissicas e Vulcanosedimentares da Província Amazônia central (Tassinari & Macambira, 2004).

O Fanerozóico na bacia do Amazonas é dividido em quatro sequências deposicionais (Cunha *et al.*, 1994), separadas por discordâncias nas bordas e por conformidades na parte central da bacia, são elas: Ordoviciano Superior-Devoniano Inferior (Grupo Trombetas); Devoniano Inferior-Carbonífero Inferior (Grupo Curuá e Urupadi) e Carbonífero Superior-Permiano (Grupo Tapajós). A geração da última sequência Cretáceo Superior-Terciário (Grupo Javari) (~500 m de espessura), (Cunha *et al.*, 1994; Eiras *et al.*, 1994) foi originada por extensão leste-oeste associada com a evolução do oceano Atlântico Sul e Cordilheira dos Andes. A última sequência, de idade neocratácea-terciária

(Grupo Javari) é composta de depósitos flúvio-lacustre-deltáicos das formações Alter do Chão e Solimões, que cobrem grande parte das formações paleozóicas.

O alto rio Negro, na região da sua nascente, corre sobre rochas sedimentares dos Andes colombianos, segue seu curso pelas rochas cristalinas do escudo da Guianas e flui através dos depósitos sedimentares da bacia do Amazonas (Franzinelli & Igreja, 2002). Os cursos médio e inferior do rio Negro desenvolveram-se, por sua vez, nos depósitos da bacia sedimentar do Amazonas (Projeto RadamBrasil, 1978). Ao norte da área, atravessa estreita faixa de arenito branco e siltito amarelo da Formação Trombetas (Siluriano). Ao sul, ocorrem os depósitos da Formação Alter do Chão (Cretáceo), que consistem em arenitos argilosos vermelhos, siltitos e argilas e os depósitos da Formação Solimões (Neógeno-Quaternário) que consistem em arenitos finos e argilitos cinza.

3. OBJETIVOS

A meta deste trabalho é determinar a idade e explicar da formação do Arquipélago de Anavilhanas, através do entendimento da dinâmica de sedimentação, aporte de sedimentos e os processos que possibilitaram a estabilização de barras fluviais e formação das ilhas. A cronologia de construção do arquipélago é discutida em termos dos modelos de formação propostos na literatura, os quais incluem variações climáticas, tectônica e nível relativo do mar e seus efeitos sobre a Amazônia. Para alcançar esta meta, foram propostos os seguintes objetivos:

- a) Descrever a morfologia das ilhas e caracterizar a sua distribuição espacial ao longo do arquipélago de Anavilhanas por meio de análises de imagens de satélite, modelos digitais de elevação (MDE) e levantamentos batimétricos.
- b) Elaborar perfis batimétricos e de elevação ao longo do canal e ilhas, com ênfase para a elevação das ilhas e profundidade do rio, lagos e paranás.

- c) Avaliar por meio do estudo de fácies sedimentares, as características estratigráficas do substrato das ilhas, em comparação com os possíveis elementos morfológicos previamente descritos.
- d) Caracterizar por meio de análises granulométricas, a textura dos sedimentos transportados pelo rio Negro e dos sedimentos que formam o substrato das ilhas.
- e) Definir a cronologia de formação e estabilização das ilhas fluviais através de datação por Luminescência Opticamente Estimulada.
- f) Avaliar as possíveis relações entre variações de aporte sedimentar e variações de precipitação na Amazônia durante o Quaternário.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA

Para caracterização geomorfológica do arquipélago de Anavilhanas, foi utilizado Modelo Digital de Elevação (MDE), elaborado a partir de imagem SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), e imagens *Landsat 5* e *8* dos meses de agosto e novembro, as quais permitiram análise de variação do nível do rio em períodos de cheia e seca, respectivamente. Para caracterização das porções submersas do rio Negro no setor do arquipélago de Anavilhanas, foram realizados levantamentos batimétricos em 6 porções distintas do arquipélago durante o período de seca (dezembro de 2013), com auxílio de sonar Garmin (*Sound Navigation and Ranging*) e GPS (*Global Positioning System*). Os mapas geomorfológicos e perfis de elevação e batimetria foram elaborados em softwares de SIG (Sistemas de Informações Geográficas).

4.2. ANÁLISE DE FÁCIES SEDIMENTARES E COLETA DE AMOSTRAS

A caracterização sedimentológica e coleta de amostras foram realizadas durante a fase de campo ao longo das unidades geomorfológicas, com a finalidade de ter-se amostragem representativa de todo arquipélago de

Anavilhanas. Os pontos amostrados localizam-se em barras ativas ou estabilizadas e terraços fluviais. A descrição de fácies sedimentares (cor, textura e estruturas sedimentares) foi feita em aforamentos naturais, em trincheiras abertas manualmente ou por testemunhos extraídos com trado manual. Desta forma, foi possível obter-se dados provenientes de toda a extensão do arquipélago, conforme representado no mapa da Figura 7 em que se distingue as amostras obtidas através de furo com trado (ANA) das amostras coletadas por draga em canais ou lagos (MAO). Foram analisadas 21 amostras para datação (OSL) e 36 amostras para granulometria dos sedimentos de fundo dos canais.

4.3. ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

A caracterização sedimentológica foi realizada primeiramente em campo (Figura 7). Em seguida, os dados de campo foram combinados com investigações em laboratório para a caracterização granulométrica dos sedimentos em granulômetro a laser *Malvern Mastersizer* do Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (LabSed). Este equipamento efetua medidas dos diâmetros de grãos por método de difração em feixe de laser. A preparação de amostras para análise granulométrica envolveu três passos:

- 1) Secagem das amostras em estufa;
- 2) Peneiramento em trama de 1 mm (o equipamento restringe-se a medir frações < 1mm);
- 3) Dispersão da alíquota em solução de ~800 ml de água deionizada com 5 gotas de pirofosfato de sódio para desagregação de partículas finas.

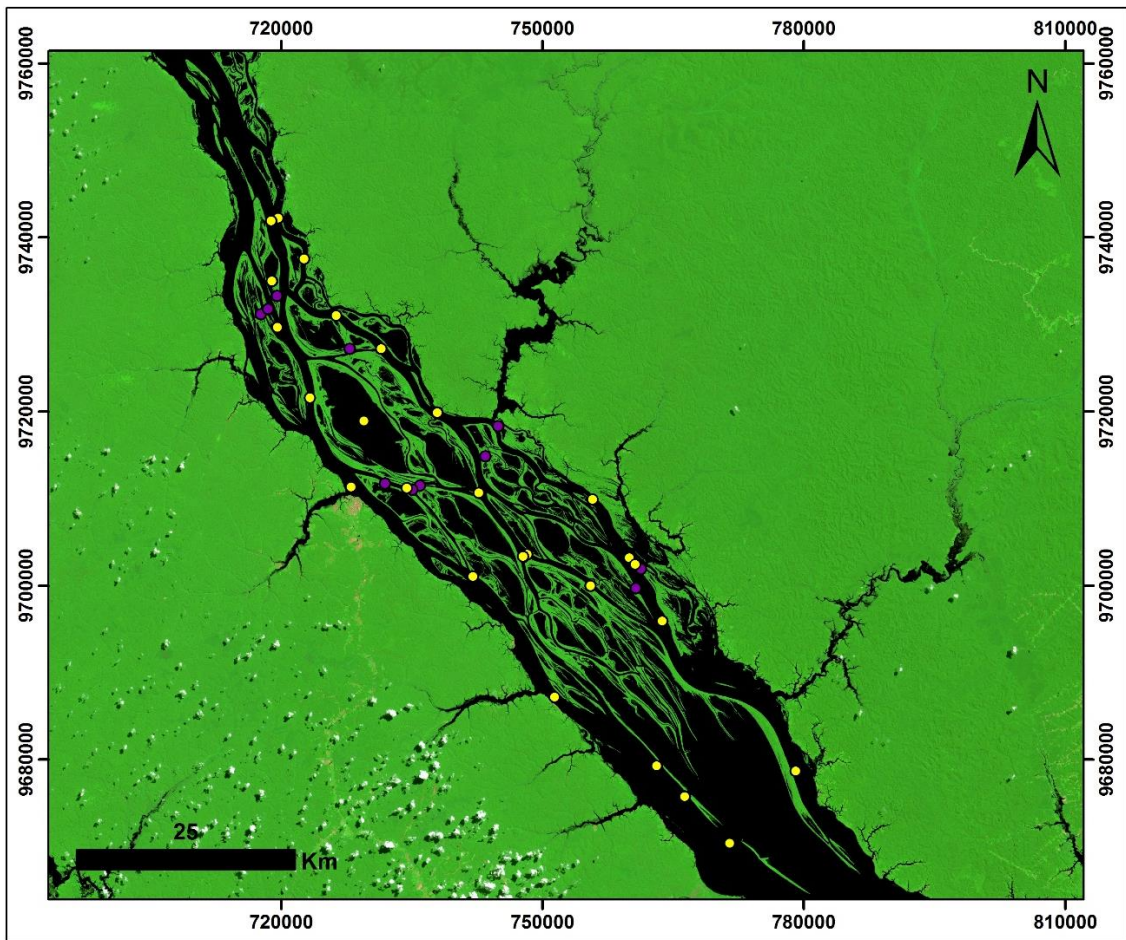


Figura 7: Localização dos pontos amostrados. Amostras de sedimentos do substrato de ilhas (pontos azuis) e de sedimentos do leito do rio (pontos amarelos). Imagem gerada por composição Landsat 5 RGB 753.

4.4. DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA

As medidas de luminescência foram realizadas com o sistema Risø DA-20 TL/OSL no *Laboratório de Datação por Luminescência da Universidade de São Paulo (LEGal-IGc/USP)* em junho de 2015. Foram preparadas 23 amostras para datação por OSL, de acordo com os seguintes passos: 1) abertura sob luz vermelha dos tubos com o conteúdo amostrado, descarte dos sedimentos das extremidades (aproximadamente 2 cm) sob a possibilidade de exposição solar durante a amostragem em campo; 2) separação das frações 180-250 μm , 125-180 μm , 63-180 μm e 4-11 μm , todas por peneiramento em via úmida; 3) tratamento com H_2O_2 35% para eliminação da matéria orgânica; 4) Ataque com HCl 10% para eliminação de carbonatos; 5) Ataque com HF 40% por 40 minutos para eliminação de feldspatos e da porção externa dos grãos de quartzo afetada

pela radiação α ; 6) Separação de feldspato por flutuação em metatungstato de lítio à densidade 2,62 g/cm³, 7) Separação de minerais leves e pesados por flutuação em metatungstato de lítio à densidade 2,75 g/cm³.

Alíquotas de grãos de quartzo na fração areia (180-250 μ m, 125-180 μ m e 63-180 μ m) foram montadas em *cups* de aço inox, com uso de silicone líquido para fixação. As alíquotas poliminerálicas de silte fino (4-11 μ m) foram montadas em discos de alumínio a partir de suspensão em acetona. Foram medidas 24 alíquotas por amostras no leitor automático *Risø TL/OSL reader model DA-20 system*, com fonte de radiação beta (⁹⁰Sr/⁹⁰Y), LEDs azuis (470 nm) e infravermelho (870 nm) para estimulação e filtro Hoya U-340 para detecção de luz na faixa do UV (intervalo entre ~275 a ~375 nm). A taxa de dose da fonte de radiação beta foi de 0.0756±0.0025 Gy/s e 0.0884±0.0029 Gy/s para *cup* e disco, respectivamente.

Doses equivalentes foram determinadas pela utilização do protocolo SAR (*Single Aliquot Regeneration dose*) proposto por Murray & Wintle (2003). O sinal de luminescência foi obtido pela integração dos primeiros 0,8s de emissão de luz e utilizou-se os últimos 10 s da curva de decaimento OSL para cálculo do *background*. A adequação do protocolo de medida às amostras estudadas foi avaliada por teste de recuperação de dose (*dose recovery test*) realizado com temperatura de pré-aquecimento de 200°C e doses administradas de 0,5 Gy, 4,9 Gy e 49 Gy para amostras de areia, com razões entre doses calculadas e administradas respectivamente 1,14, 1,00, 0,90. Para amostras de silte, a razão entre a dose calculada e dose administrada de 0,88 Gy foi 0,97. Deste modo, utilizou-se o protocolo descrito na Tabela 1 para determinação das doses equivalentes das amostras estudadas.

As alíquotas de quartzo medidas para estimativa de dose equivalente foram submetidas a testes de validação (Murray & Wintle, 2000) para avaliar a recuperação (*recuperation*), reciclagem (*recycling ratio*) e contaminação por feldspato. Para o teste de recuperação (D5=0), que considera a porcentagem do sinal da dose 0 Gy em relação ao sinal natural, foram aceitas somente alíquotas com valor de recuperação até 5% do sinal natural. Para o teste de reciclagem (D6=D1), somente alíquotas com razão de reciclagem entre 0,9 e 1,1 foram

aceitas. No teste de contaminação por feldspato (*feldspar test* $D7=D6$), a sétima dose administrada ($D7$) deve ser igual a sexta dose ($D6$). Contudo, antes de estimular com a luz azul, é feita estimulação com infravermelho (*IR* a 50°C) para medir o sinal de feldspato. O teste com infravermelho indicou presença insignificante de feldspato, sendo a diferença entre os sinais medidos com e sem estimulação por infravermelho menor que 10%. Portanto, o cálculo de doses equivalentes foi baseado somente em alíquotas com recuperação menor que 5%, reciclagem entre 0,9 e 1,1 e sinal de feldspato inferior a 10%. A dose equivalente de cada amostra foi calculada a partir do modelo estatístico de idade central (*Central Age Model, CAM*) proposto por Galbraith *et al.* (1999).

Tabela 1: Tabela 1 – Protocolo SAR-OSL usado para estimativa da dose equivalente das amostras datadas neste estudo. Foram utilizadas doses $D1 < D2 < D3 < D4$, $D5=0\text{Gy}$ (recuperação), $D6=D1$ (reciclagem), $D7=D6$ (com IR antes do estímulo por luz azul em $D7$, teste de feldspato). As alíquotas de silte não apresentaram contaminação por feldspato, portanto foram medidas com o mesmo protocolo.

Passo	Tratamento	Sinal
1	Dose administrada, D_i	-
2	Pre-aquecimento a 200°C por 10 s	-
3	OSL LEDs azuis a 125°C por 40 s	Li
4	Dose teste, D_t	-
5	Pre-aquecimento a 160°C por 0 s	-
6	OSL LEDs azuis a 125°C por 40 s	Ti
7	Iluminação com LEDs azuis (90%) a 280°C por 40 s	-
8	Retorno ao passo 1	-

4.4.1. Cálculo da taxa de dose

As amostras para medida de taxas de dose de radiação foram coletadas nos mesmos intervalos amostrados para medidas de luminescência. O material foi pesado, seco, desagregado e pesado novamente para a estimativa da saturação em água (massa de água/massa de amostra seca). As amostras foram

aconditionadas em recipientes de plástico selados e armazenadas pelo menos por três semanas antes da obtenção de espectros de radiação gama para assegurar o equilíbrio entre o radônio e seus núclídeos filhos. As medidas foram realizadas por espectrometria gama em sistema com detector de germânio hiperpuro (HPGe Detector), blindado com chumbo, munido de mecanismo de resfriamento por N₂ líquido e registro computadorizado de espectro. Valores de concentração de ²³⁸U, ²³²Th e ⁴⁰K foram convertidos em taxa de dose por meio de fatores apresentados em Guérin et al. (2011). Taxas de dose de radiação cósmica foram calculadas a partir da latitude, longitude, elevação e profundidade de coleta de cada amostra, segundo modelo descrito por Prescott & Hutton (1994).

5. RESULTADOS

5.1. GEOMORFOLOGIA

Os elementos geomorfológicos que caracterizam o arquipélago de Anavilhanas compreendem canais que separam ilhas alongadas com lagos internos e terraços marginais elevados. O padrão fluvial atribuído ao baixo Rio Negro onde se encontra a área de estudo é do tipo *anabanching*, que consiste em múltiplos canais separados por ilhas aluviais estáveis e largas em relação ao tamanho do canal, sendo que estas ilhas dividem o fluxo de descarga de água e sedimentos até as margens plenas (Bridge, 1991; Nanson, 2013; Schumm, 1985; Nanson & Knighton, 1996).

Na região do arquipélago de Anavilhanas, o rio Negro subdivide-se em dois canais principais retilíneos, que margeiam o arquipélago e os terraços elevados de Terra Firme. Estes canais apresentam largura média de até 2 km e alcançam até 40 m de profundidade no período de vazante (dezembro). Estes dois canais voltam a formar canal único na região à jusante do arquipélago para onde transportam carga sedimentar de fundo.

Os canais secundários correspondem a rede de drenagem interconectada em áreas de planície de inundação representada pelo complexo de ilhas. No

arquipélago de Anavilhanas, os “paraná” constituem os canais fluviais entre as ilhas, os quais apresentam baixa sinuosidade, com setores em que adquirem padrão retilíneo. Também ocorrem extensos lagos no interior de grandes ilhas, ligados por pequenos canais (“furos”) aos canais que separam as ilhas. Os lagos possuem até 10 m de profundidade em períodos de vazante (dezembro).

As ilhas apresentam morfologia distinta nas porções a montante, central e jusante do arquipélago. Nas regiões mais a montante, apresentam maior elevação e formas largas com média de 13 km de extensão e lagos internos com formas alongadas e irregulares. Na região central, as ilhas adquirem menor largura e maior extensão (em média 18 km) que na região a montante. No entanto, apresentam elevação similar (alta) e sua principal característica é o desenvolvimento de grandes lagos que podem alcançar até 15 km de extensão. As formas mais distintas de ilhas estão no setor mais a jusante do arquipélago, onde possuem formas estreitas, alongadas (média 27 km de extensão) e com menor elevação.

Os remanescentes de terraços mais elevados e com morfologia distinta das ilhas estão localizados na região nordeste do arquipélago, adjacente à Terra Firme, sendo um terraço na região central e outro mais a jusante. Apresentam maior largura média de 2km, com poucos lagos internos.

A utilização de dados de SRTM para caracterização da elevação da região de Anavilhanas requer cautela. Os dados disponíveis apresentam espaços com dados inferidos. Por se tratar da região coberta por floresta, com vegetação arbórea que pode atingir altura de algumas dezenas de metros nas áreas de Terra Firme, a dificuldade na obtenção de dados do substrato sedimentar é acentuada. Para Anavilhanas, foi utilizada correção de aproximadamente 15 m nos dados obtidos, sendo este o valor estimado em campo da altura média da vegetação das ilhas do arquipélago. Na Figura 8, observa-se perfil geomorfológico transversal do arquipélago, da margem oeste à leste, o qual combina elevação estimada por SRTM e batimetria do leito do rio Negro. A porção cinza escura representa o perfil elaborado a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) sem correção. O campo cinza claro sobreposto representa a correção de 15 m baseada na abrangência da cobertura vegetal das ilhas

observada em campo (Figura 8). Notar que margem externa das ilhas tem maior inclinação, que indica tratar-se de margem erosiva.

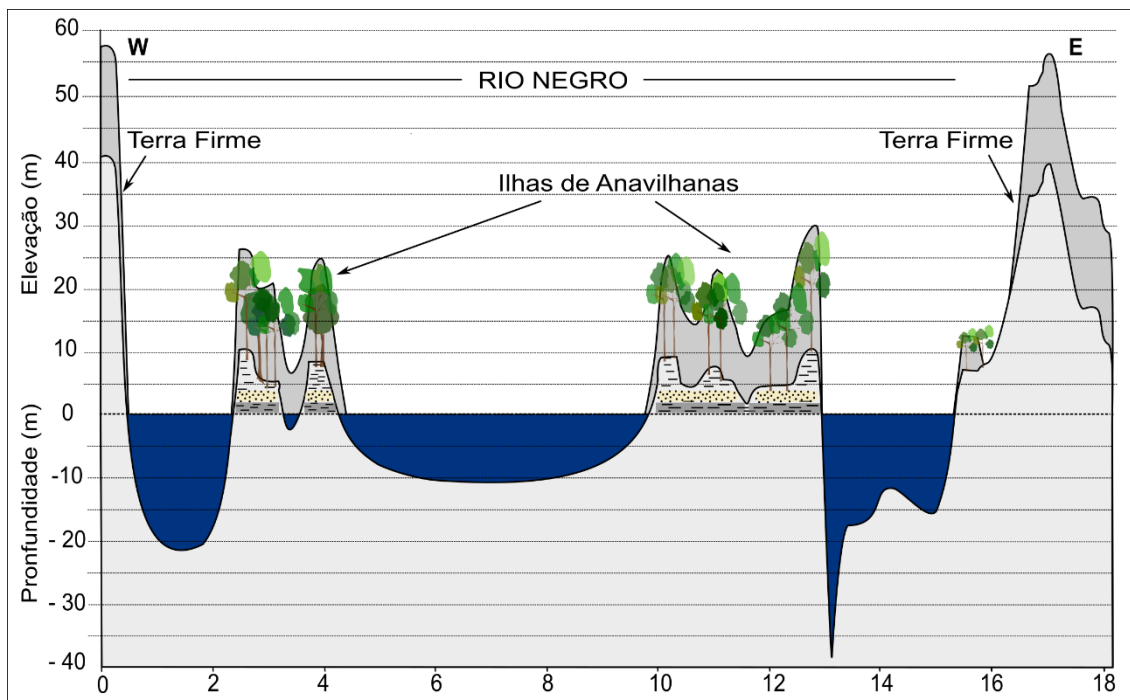


Figura 8: Perfil de elevação e batimetria da porção intermediária do arquipélago de Anavilhanas, com morfologia e profundidade dos dois canais principais (extremidades) e de lago interno. Correção de dado SRTM (15m).

A morfologia do leito dos canais principais e secundários foram obtidas através de 6 perfis batimétricos no arquipélago de Anavilhanas (Figura 9). O levantamento foi feito durante o período de vazante do rio no mês de dezembro de 2013.

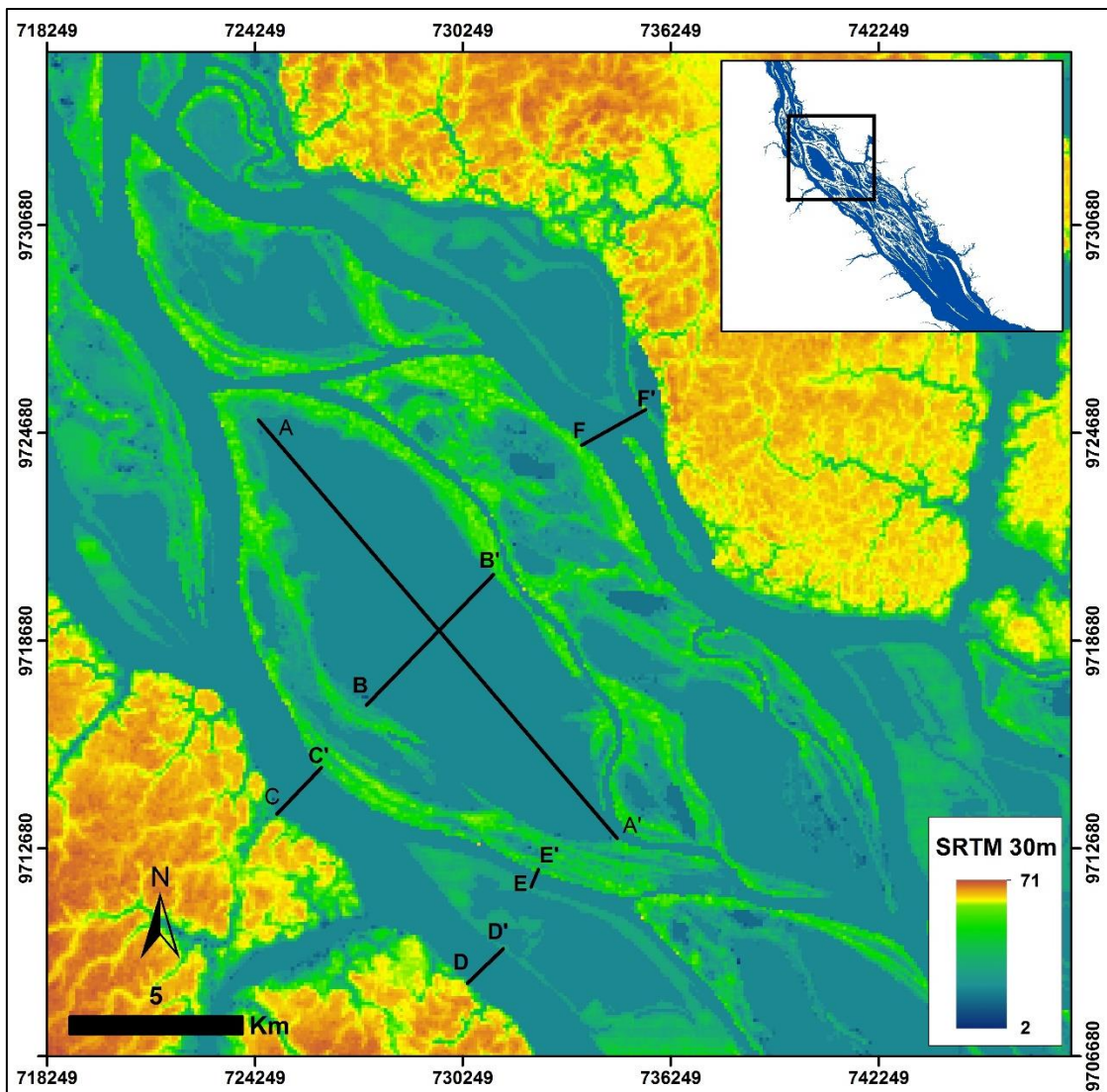


Figura 9: Localização geográfica dos perfis batimétricos no arquipélago de Anavilhanas.

O perfil A-A' (Figura 10A) exhibe batimetria do lago interno a ilha da porção intermediária do arquipélago. Observa-se tendência de diminuição gradual da profundidade para montante, com ocorrência de barra submersa na porção sudeste do perfil. A maior profundidade registrada é de 11 m. O perfil B-B' (Figura 10B) apresenta aproximadamente 5 km de extensão de lago com geometria côncava que alcança até 9,5 m de profundidade. O perfil C-C' representa a forma de leito do canal principal da margem sudoeste do rio Negro, o qual possui cerca de 1,6 km de largura, com até aproximadamente 22 m de profundidade (Figura 10C). O perfil D-D' representa setor da margem sul do rio Negro onde o canal alcança profundidade máxima de 21 m (Figura 10D). O perfil E-E' apresenta aproximadamente 400 m de largura em canal secundário intrabarras (Figura 10E), com até 11 m de profundidade. O perfil F-F' localiza-se na margem

nordeste do rio negro. A área amostrada apresenta 2 km de largura e, neste setor, a maior profundidade do canal é de 40 m (Figura 10F).

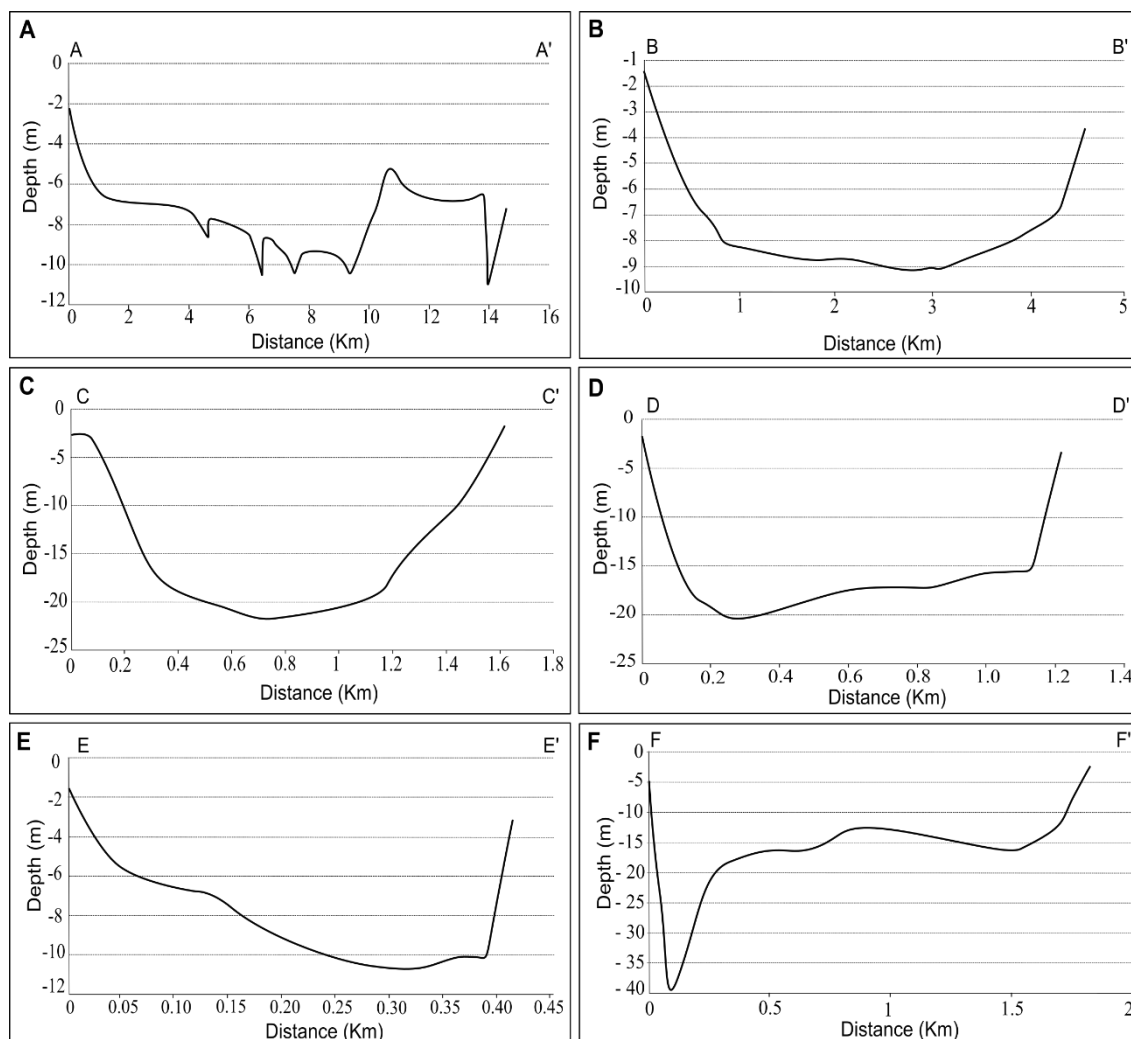


Figura 10: Perfis batimétricos do leito do rio Negro no arquipélago de Anavilhanas. Ver localização dos perfis na Figura 9.

5.2. FÁCIES SEDIMENTARES E CONSTITUIÇÃO DO SUBSTRATO DAS ILHAS

Seções colunares representativas das barras estabilizadas que formam as ilhas do arquipélago de Anavilhanas são apresentadas nas figuras 11 a 13. Foram individualizadas 4 fácies sedimentares, de acordo com cor, textura e conteúdo de matéria orgânica presente no sedimento (Tabela 2).

Tabela 2: Fácies sedimentares que formam o substrato do arquipélago de Anavilhanas.

Fácies sedimentares	Sigla	Descrição
Areia fina maciça	AFm	Areia fina, maciça, as vezes micácea, bem selecionada com intraclastos de lama.
Areia média/grossa maciça	AMGm	Areia média a grossa maciça, bem selecionada de coloração bege claro.
Lama maciça cinza escuro	Lme	Lama argilo-arenosa, coloração cinza escuro com manchas alaranjadas, maciça, compacta ou pouco consolidada. Pode ocorrer matéria orgânica particulada (folhas ou fragmentos de madeira).
Lama maciça cinza claro	Lmc	Lama argilo-arenosa cinza claro, maciça, compacta ou inconsolidada com manchas de óxido de ferro e matéria orgânica particulada (folhas ou fragmentos de madeira).

As ilhas que compõem Anavilhanas apresentam substrato caracterizado por camadas intercaladas de lama (argila/silte) e areia (Figura 11). A maioria das seções colunares descritas (figuras 12 e 13) indica que o substrato das ilhas é formado por fácies de constituição lamosa com lama rica em matéria orgânica na base (Lme) seguida por fácies arenosa (Afm), recoberta pela fácies lamosa de coloração cinza claro (Lmc).

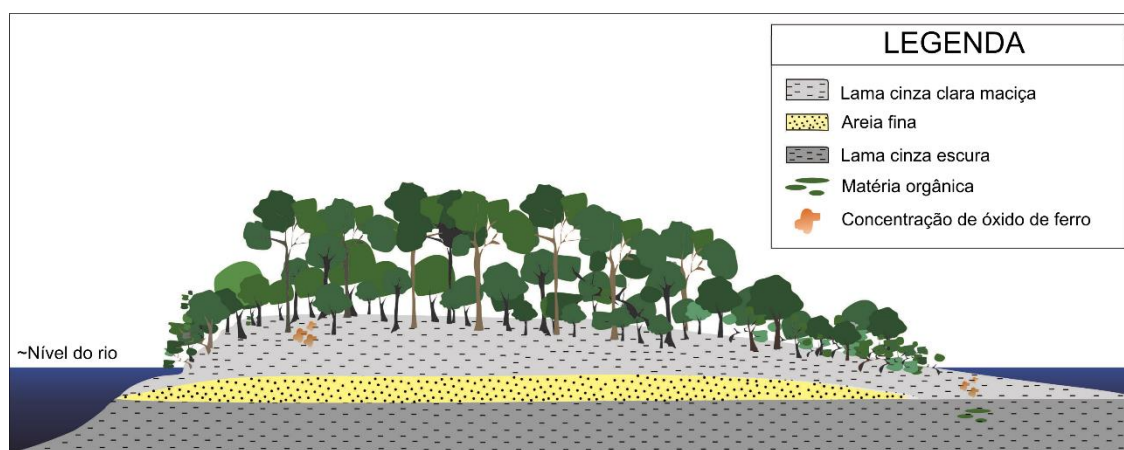


Figura 11: Configuração faciológica e estratigráfica representativa das ilhas que compõem o arquipélago de Anavilhanas.

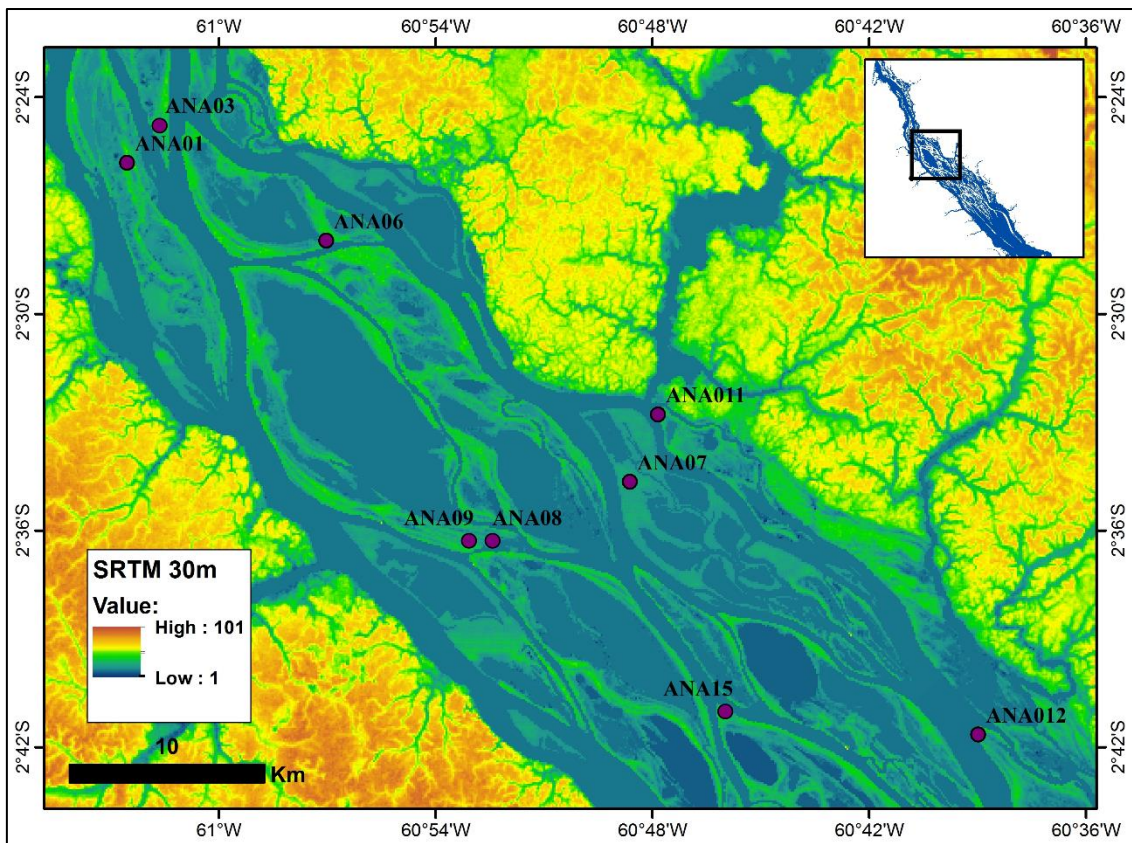


Figura 12: Localização de pontos com descrição de seções colunares. Mapa base: imagem SRTM, resolução 30m.

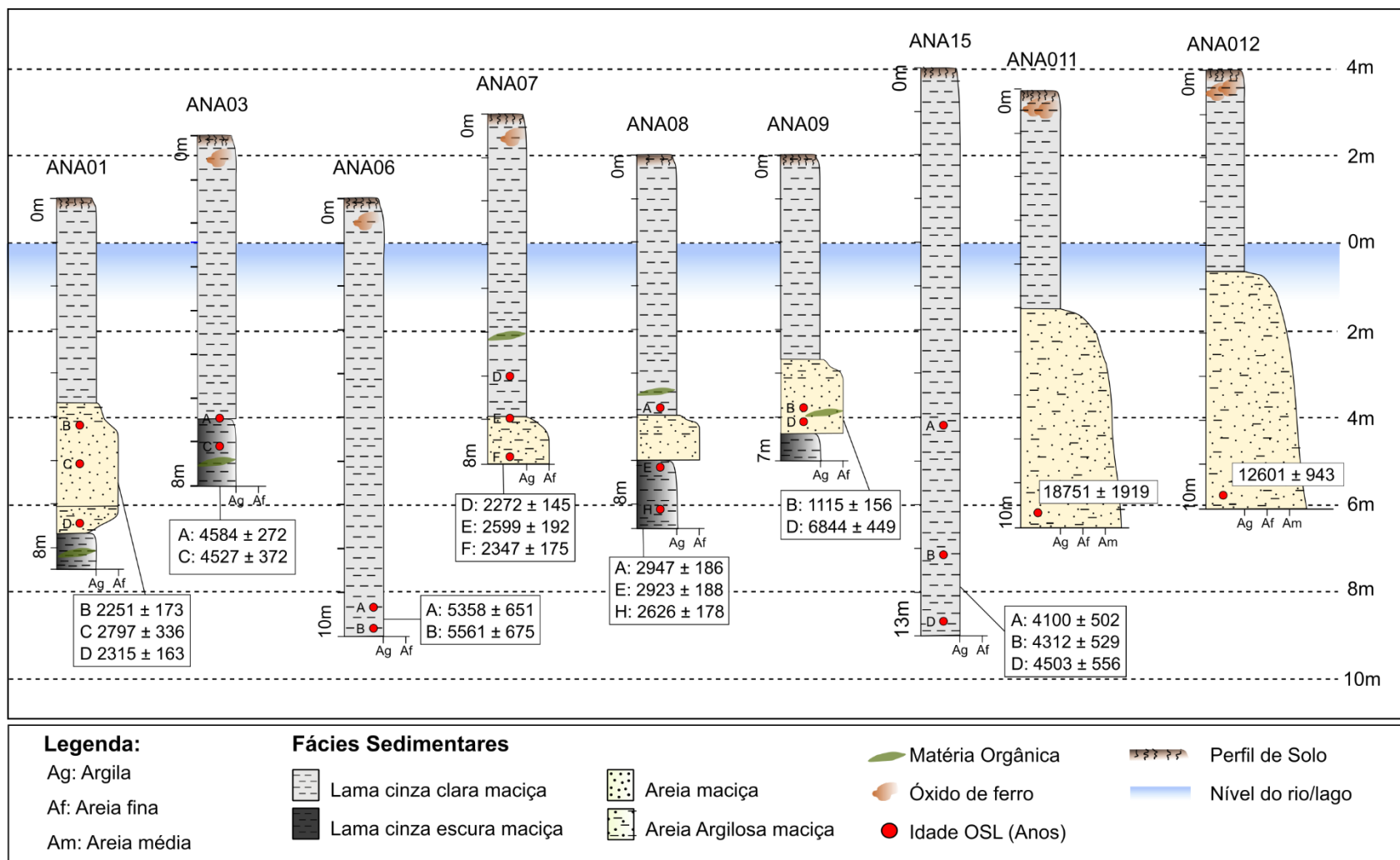


Figura 13: Seções colunares das fácies sedimentares que constituem o substrato do arquipélago de Anavilhanas. As idades OSL (deposição de sedimentos) são apresentadas em anos.

5.3. GRANULAÇÃO DOS SEDIMENTOS DO SUBSTRATO DAS ILHAS E DE FUNDO E SUSPENSÃO

As análises granulométricas das amostras de sedimentos da fácies de lama basal (Lme) apontam para granulação que varia desde colóides até areia muito fina, com a predominância de silte muito fino a silte grosso (Figura 14C). As amostras da fácies AFm, que representa porções intermediárias do substrato das ilhas, apresentam granulação que varia de colóides até areia média, com predominância de areia muito fina/fina (Figura 14B). As amostras do topo da sequência (fácies Lmc) apresentam granulação predominantemente na fração silte fino a silte médio, com variação de partículas tamanho argila até areia muito fina (Figura 14A).

As análises granulométricas indicam diferenças entre os substratos das ilhas do arquipélago e dos terraços mais elevados na margem nordeste. Amostras coletadas nas barras estabilizadas das regiões centrais do arquipélago apresentam granulação entre argila e areia muito fina (Figura 15A) enquanto as amostras coletadas nas barras (terraços) próximas às áreas de Terra Firme apresentam granulação mais grossa, com maior conteúdo de grãos no intervalo areia fina a grossa (Figura 15B).

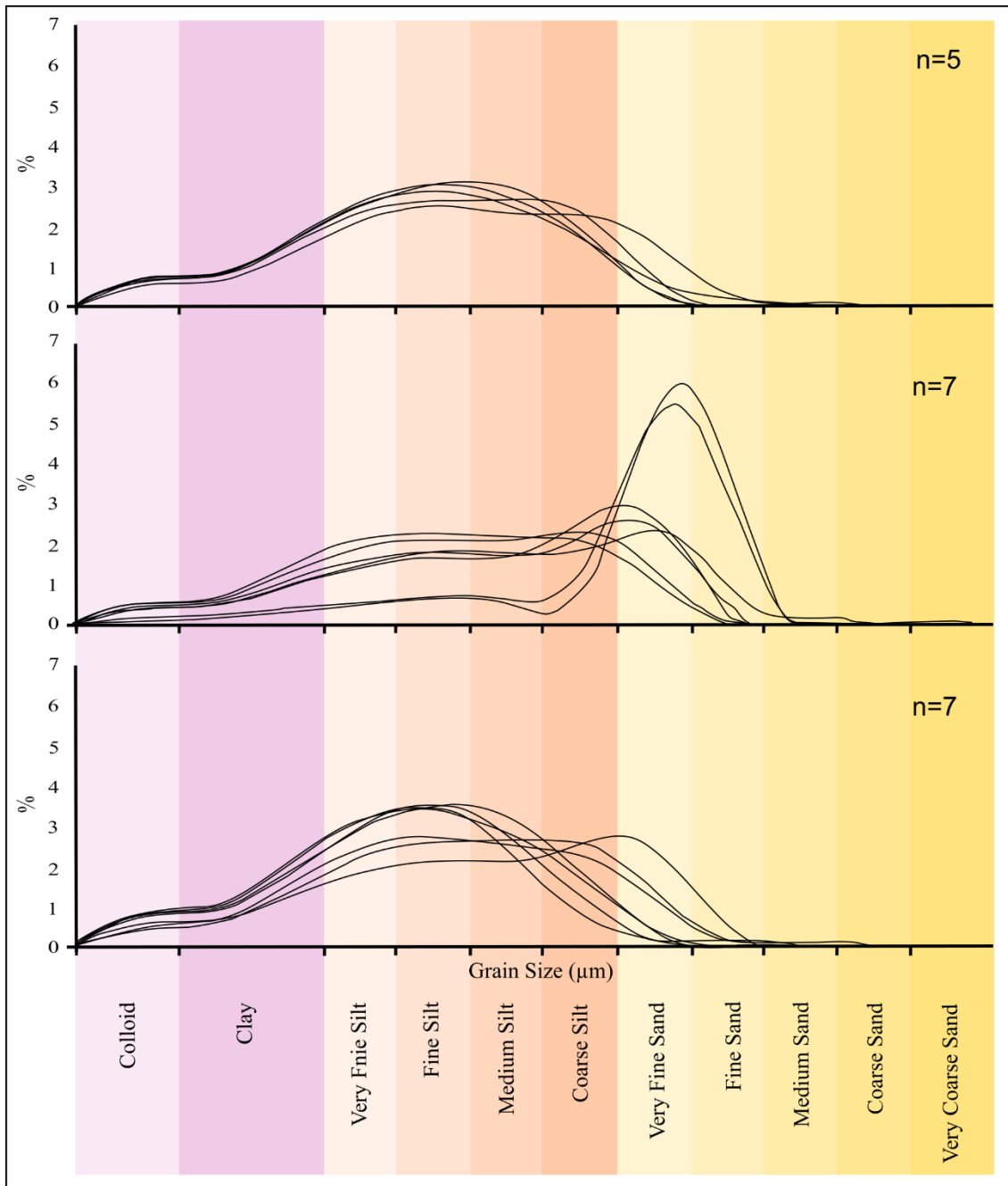


Figura 14: Curvas granulométricas de amostras das fácies lama maciça cinza escuro (Lme), areia fina maciça (AFm) e lama maciça cinza claro (Lmc).

Os sedimentos de leito dos canais apresentam granulação entre areia fina e areia muito grossa. A fração predominante é de areia média a grossa (Figura 15C). As amostras de sedimento em suspensão apresentam predominantemente o intervalo entre silte fino e silte grosso, com predominância de grãos tamanho silte médio (Figura 15D).

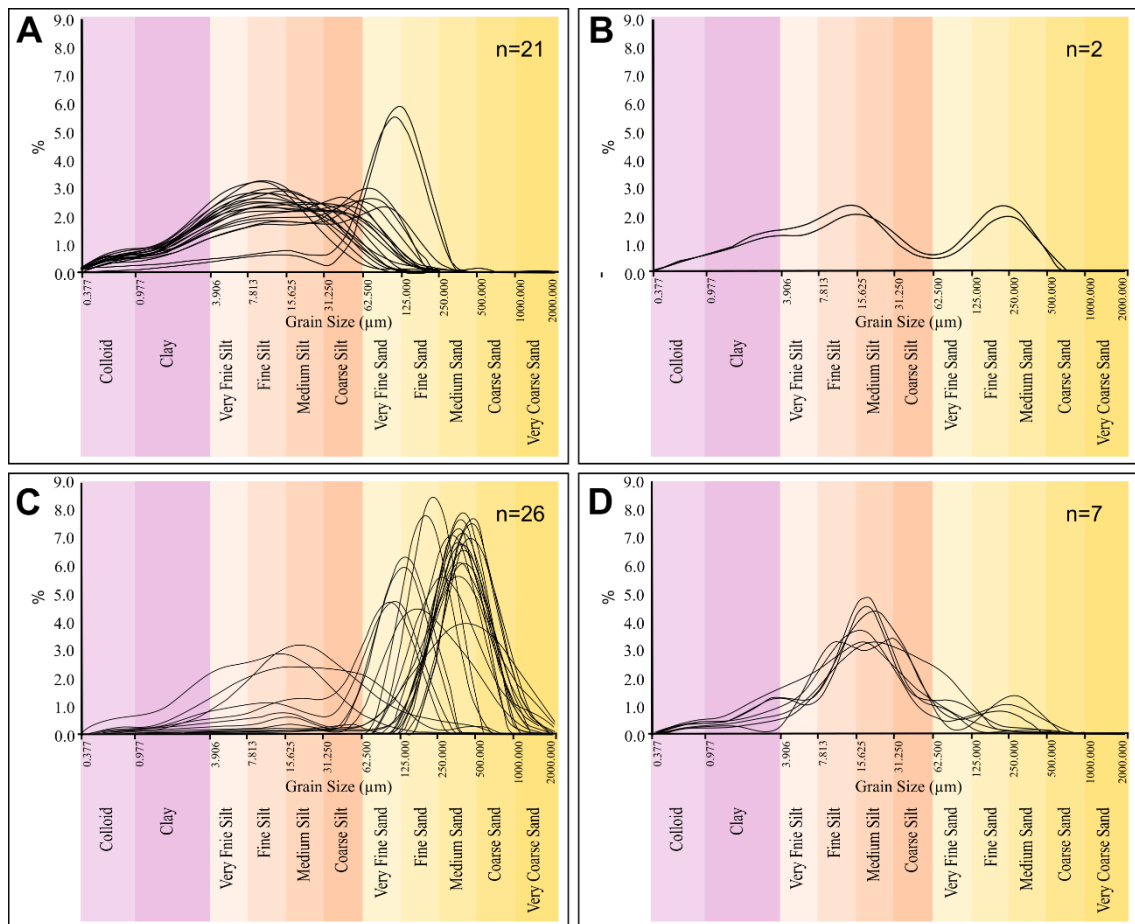


Figura 15: Curvas de distribuição granulométrica de amostras coletadas em diferentes setores no arquipélago de Anavilhanas. A) Curvas de distribuição granulométrica das fácies Lme, Lmc, AFm que constituem o substrato das ilhas; (n=21). B) Curvas de distribuição granulométrica das ilhas (terraços elevados) adjacentes a Terra Firme (n=2). C) Curvas de distribuição granulométrica de sedimentos do leito dos canais (n=26). D) Curvas de distribuição granulométrica de amostras de sedimento em suspensão coletados a 60% da profundidade da coluna d'água (n=7).

5.4. IDADES DE LUMINESCÊNCIA

A maioria das amostras apresentou baixos valores de dispersão (*overdispersion* valor médio 7.6%) na distribuição das doses equivalentes, que indica sedimentos com fotoesvaziamento completo e sem mistura pós-deposicional. O maior valor de dispersão na distribuição de doses equivalentes foi observado para a amostra ANA009B, com 41.3% de *overdispersion* (Tabela 3). Exemplos de curvas de decaimento OSL, dose-resposta OSL e histogramas das doses equivalentes são demonstrados nas figuras 16 e 17, os quais são representativos das amostras de areia e silte datadas neste trabalho.

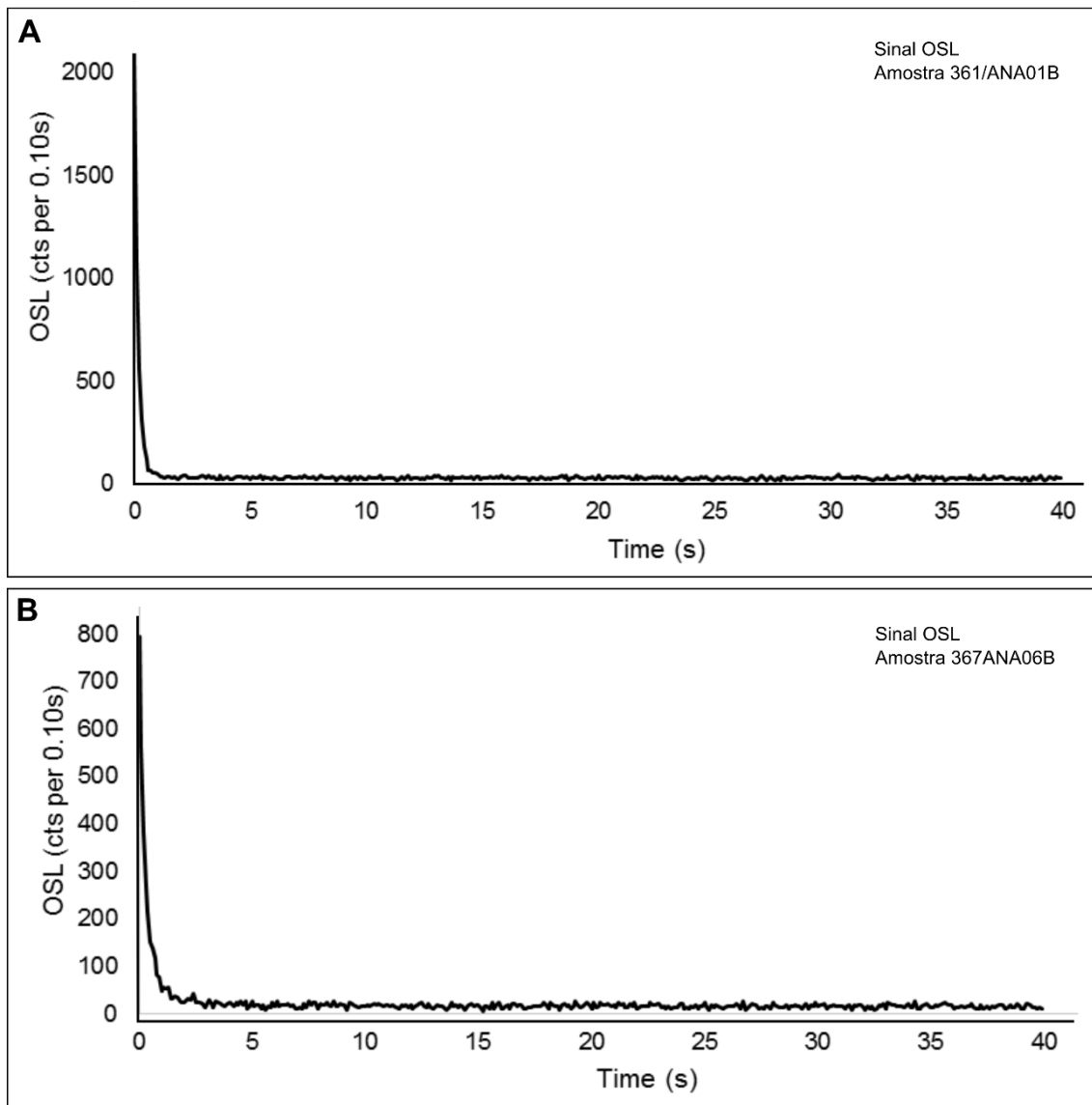


Figura 16: Curva de decaimento OSL, com tendência exponencial, medidas em alíquotas das amostras ANA01B (125-180 μm) e ANA06B (4-11 μm). As curvas de decaimento de OSL demonstram um componente rápido dominante. Todas as amostras de Anavilhanas demonstraram este comportamento, indicativo de alíquotas de quartzo com alta sensibilidade OSL e sem contaminação significativa de feldspato.

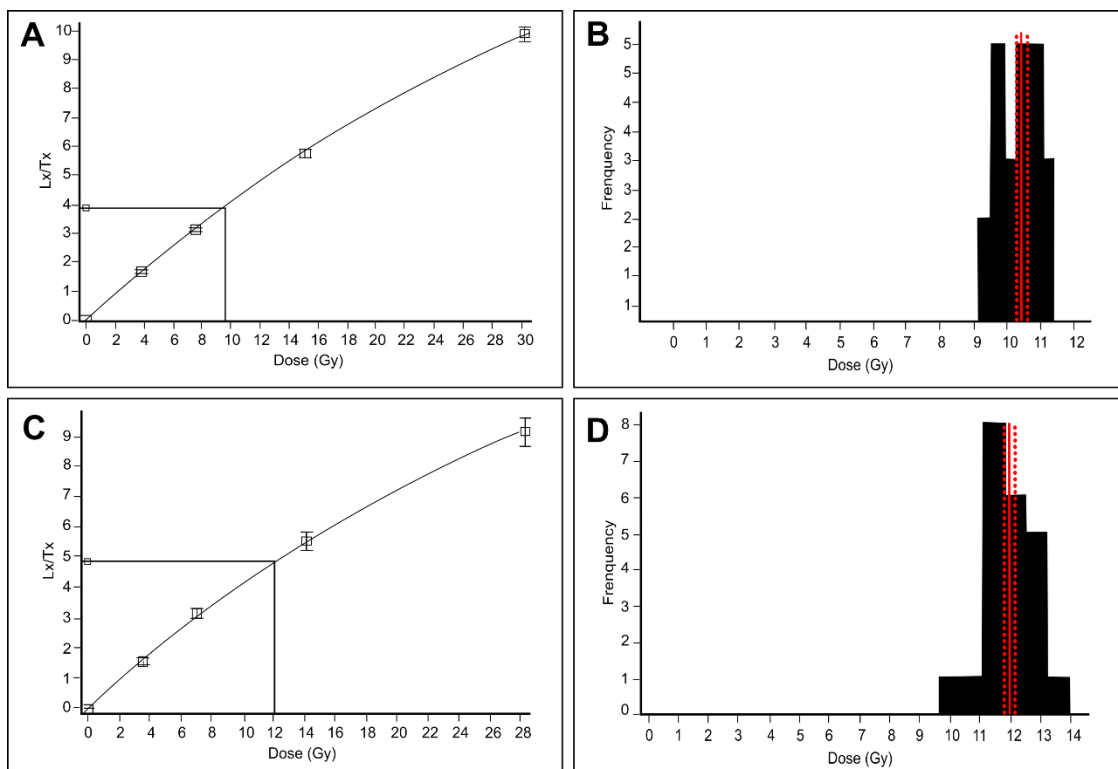


Figura 17: Curva de dose-resposta OSL (A) e distribuição de doses equivalentes (B) para 24 alíquotas de quartzo na granulção 63-180 μm (amostra ANA003A/L0364). Curva de dose-resposta OSL (C) e distribuição de doses equivalentes (D) para 22 alíquotas poliminerálicas na granulção 4-11 μm (amostra ANA015A/L0382).

As amostras datadas apresentaram idades pleistocênicas com intervalo entre 18751 ± 1919 anos e 12601 ± 943 anos e idades holocênicas com intervalo entre 6844 ± 449 anos e 627 ± 58 anos (Tabela 3). A distribuição das idades das barras do arquipélago não apresenta tendência de aumento ou diminuição de valores de montante para jusante. As idades mais antigas (18751 ± 1919 anos e 12601 ± 943 anos) são de barras adjacentes a terraço de Terra Firme da margem leste do rio Negro. Camadas arenosas com idades sobrepostas pela margem de erro indicam deposição abrupta (Figura 18). As idades obtidas indicam estágios distintos para formação do arquipélago. Estes estágios representam fases com maiores taxas de acumulação de sedimentos arenosos para nucleação de barras estabilizadas e correspondem aos seguintes intervalos de tempo: a) estágio 1: 18751 ± 1919 - 12601 ± 943 anos; b) estágio 2: 6844 ± 449 - 5276 ± 666 anos; c) estágio 3: 4584 ± 272 - 2251 ± 173 anos; e d) estágio 4: 627 ± 58 anos-presente.

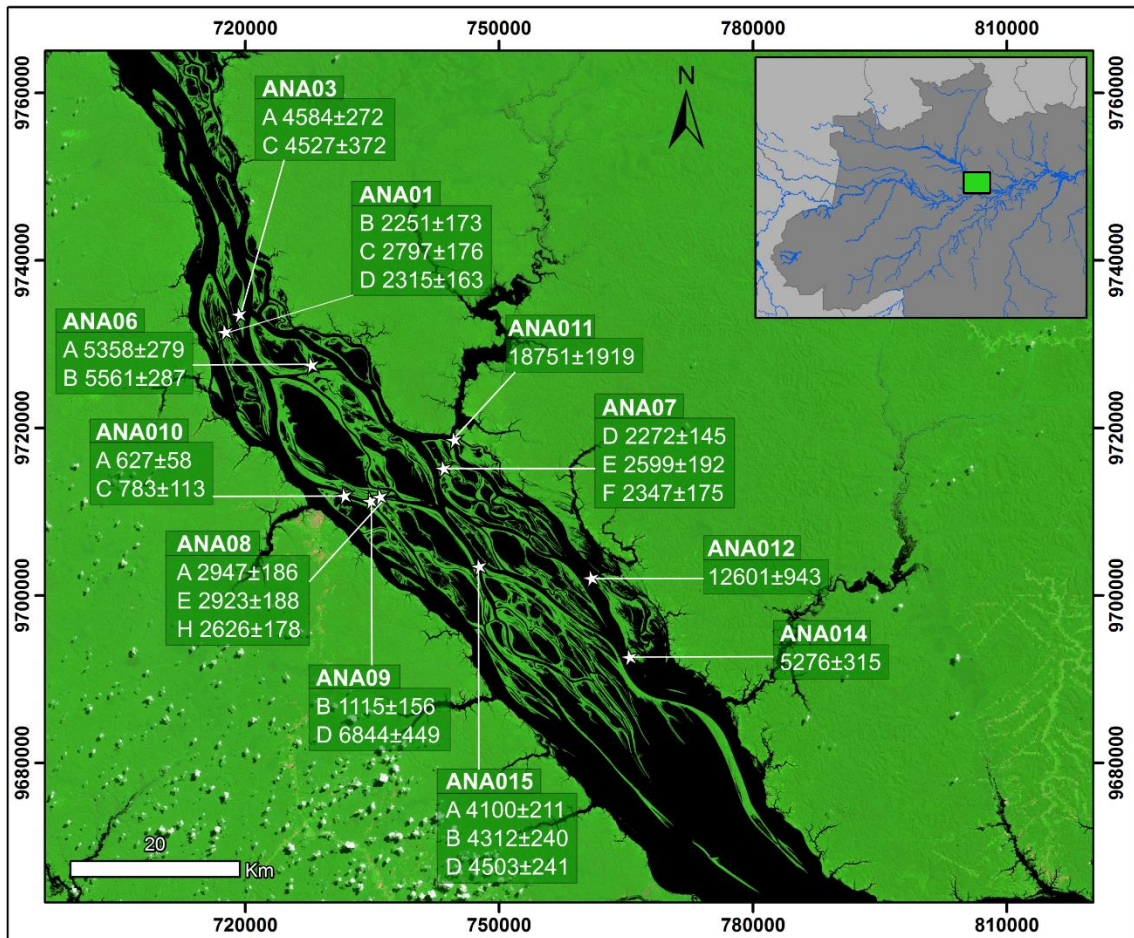


Figura 18: Idades OSL (anos) representativas da formação das ilhas que compõem o arquipélago de Anavilhanas.

Tabela 3: Teores de U, Th e K, doses equivalentes (ED), taxas de dose e idades das amostras estudadas. SA é a saturação em água, N é o número de alíquotas analisadas para cada amostra, OD (*overdispersion*) é a dispersão da distribuição de doses equivalentes calculadas pelo modelo de idade central (Central Age Model).

Amostra	Cód. Lab.	Prof. (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	SA	Taxa de dose cósmica (Gy/ka)	Taxa de dose total (Gy/ka)	ED (Gy)	OD (%)	N	Granulação (µm)	Idade (anos)
ANA001B	L0361	5.2	3.19 ± 0.11	11.24 ± 0.36	0.91 ± 0.04	0.29	0.1	1.95 ± 0.12	4.4	14.1	19	125-180	2251 ± 173
ANA001C	L0362	6.0	2.15 ± 0.08	6.90 ± 0.27	0.84 ± 0.04	0.21	0.09	1.85 ± 0.22	5.2	3	9	04-11	2797 ± 336
ANA001D	L0363	7.9	2.42 ± 0.09	8.47 ± 0.30	0.88 ± 0.04	0.24	0.07	1.68 ± 0.11	3.9	7.6	18	125-180	2315 ± 163
ANA003A	L0364	6.6	4.47 ± 0.15	17.99 ± 0.56	0.95 ± 0.04	0.42	0.08	2.29 ± 0.12	10.5	6.3	24	63-180	4584 ± 272
ANA003C	L0365	7.2	3.98 ± 0.14	17.09 ± 0.55	1.05 ± 0.05	0.31	0.08	2.43 ± 0.14	11	25	20	63-180	4527 ± 372
ANA006A	L0366	9.5	4.11 ± 0.14	19.84 ± 0.61	0.93 ± 0.40	0.45	0.06	2.74 ± 0.32	14.7	0	13	04-11	5358 ± 651
ANA006B	L0367	9.9	4.59 ± 0.16	22.17 ± 0.69	1.06 ± 0.05	0.45	0.06	3.09 ± 0.37	17.2	0	13	04-11	5561 ± 675
ANA007D	L0368	6.1	4.66 ± 0.16	18.00 ± 0.57	1.13 ± 0.05	0.3	0.09	2.68 ± 0.16	6.1	8.9	24	63-125	2272 ± 145
ANA007E	L0369	6.9	4.01 ± 0.14	14.30 ± 0.47	1.06 ± 0.05	0.22	0.08	2.50 ± 0.16	6.5	15.3	24	63-125	2599 ± 192
ANA007F	L0370	7.8	3.79 ± 0.13	14.69 ± 0.46	0.95 ± 0.04	0.26	0.07	2.30 ± 0.14	5.4	16.7	14	125-180	2347 ± 175
ANA008A	L0371	5.9	4.36 ± 0.15	15.70 ± 0.51	0.99 ± 0.04	0.31	0.09	2.40 ± 0.14	7.1	4.6	24	63-125	2947 ± 186
ANA008E	L0372	7.4	4.64 ± 0.16	17.26 ± 0.54	0.94 ± 0.04	0.41	0.08	2.29 ± 0.13	6.7	14	17	63-180	2923 ± 188
ANA008H	L0373	8.4	4.03 ± 0.20	13.79 ± 0.66	1.02 ± 0.05	0.27	0.07	2.32 ± 0.15	6.1	8.6	24	63-125	2626 ± 178
ANA009B	L0374	6.0	2.22 ± 0.08	6.56 ± 0.24	0.78 ± 0.03	0.28	0.09	1.43 ± 0.09	1.6	41.3	13	125-180	1115 ± 156
ANA009D	L0375	6.6	2.30 ± 0.08	6.61 ± 0.25	0.93 ± 0.04	0.3	0.08	1.53 ± 0.09	10.5	6.3	24	125-180	6844 ± 449
ANA010A	L0376	5.8	4.29 ± 0.15	14.26 ± 0.48	1.00 ± 0.04	0.27	0.09	2.39 ± 0.15	1.5	0.9845	22	125-180	627 ± 58
ANA010C	L0377	9.5	4.00 ± 0.14	13.49 ± 0.44	0.93 ± 0.04	0.46	0.06	1.91 ± 0.10	1.5	34.9	10	125-180	783 ± 113
ANA011	L0378	10.2	2.64 ± 0.09	10.25 ± 0.34	0.26 ± 0.01	0.18	0.06	1.39 ± 0.09	26.2	38.6	12	125-180	18751 ± 1919
ANA012	L0379	4.6	3.95 ± 0.15	15.09 ± 0.54	0.41 ± 0.02	0.57	0.11	1.55 ± 0.07	19.6	19	14	63-180	12601 ± 943
ANA014	L0381	10.5	4.18 ± 0.15	20.04 ± 0.63	0.95 ± 0.04	0.41	0.06	2.88 ± 0.35	15.2	6.9	18	04-11	5276 ± 666
ANA015A	L0382	8.4	4.66 ± 0.16	19.32 ± 0.61	0.95 ± 0.04	0.43	0.07	2.9 ± 0.35	11.9	5	21	04-11	4100 ± 502
ANA015B	L0383	11.4	4.85 ± 0.17	20.95 ± 0.64	1.04 ± 0.04	0.38	0.05	3.22 ± 0.38	13.9	7.2	16	04-11	4312 ± 529
ANA015D	L0384	12.9	4.73 ± 0.16	19.80 ± 0.61	0.97 ± 0.04	0.37	0.05	3.08 ± 0.38	13.9	4	18	04-11	4503 ± 556

6. DISCUSSÃO

6.1. DINÂMICA SEDIMENTAR E FORMAÇÃO DAS ILHAS

O arquipélago de Anavilhanas é formado por barras estabilizadas características de rios *anabranching*. Segundo Nanson (2013), a formação de ilhas em rios *anabranching* ocorre de forma mais lenta, com crescimento progressivo e estabilização de barras ou cristas de barras no meio do canal. Todos os maiores rios aluviais do mundo possuem trecho do tipo *anabranching* ao longo de porção substancial do seu baixo e médio curso. É possível que haja um tamanho crítico de canal acima do qual o desenvolvimento deste padrão deve ocorrer. Neste caso, a vegetação desempenha papel chave para a estabilização de barras e ilhas e, portanto, condicionam o desenvolvimento e manutenção de rios tipo *anabranching*. Além disso, a vegetação intensifica o intemperismo químico, a formação do solo e a coesão de sedimentos lamosos, que estabilizam margens de grandes rios, visto que a vegetação por si só não seria capaz de estabilizar os sedimentos depositados (Nanson, 2013).

O que se observa em Anavilhanas é uma complexa rede canais e ilhas fluviais, configurando o estilo de canais *anabranching*. A descrição de fácies sedimentares, aliada com dados granulométricos, demonstra que as ilhas do arquipélago de Anavilhanas são estabilizadas por espessa fácies de lama oxidada, o que confirma o papel da vegetação e do intemperismo na sua formação. Porém, são notadas diferenças relativas à constituição do substrato das ilhas de alguns setores do arquipélago. A comparação destes dados com as idades de formação das ilhas ao longo do arquipélago permite a compreensão da influência das variações abruptas de precipitação, controle da descarga de sedimentos e do balanço entre erosão e sedimentação no baixo rio Negro para a formação das ilhas de Anavilhanas.

As ilhas holocênicas, que constituem quase a totalidade do arquipélago, são compostas por sedimentos de granulação que varia entre argila e areia fina, organizados em fácies basal composta predominantemente por lama com maior quantidade de matéria orgânica, seguida por camada de areia fina e areia lamosa e topo marcado por pacote de sedimentos lamosos oxidados. Os resultados de granulometria apontam ainda para a ocorrência de sedimentos

mais grossos no núcleo das barras pleistocênicas, compostos predominantemente por areia muito fina a média. A característica morfológica e granulometria distinta das ilhas pleistocênicas indicam que são remanescentes de terraços dentro do arquipélago.

A camada de lama da base (com preservação de matéria orgânica) está relacionada a depósitos com baixa exposição subaérea e pedogênese e corresponderia à lago de ria ou lago interno a barras (Figura 19A). A fácies arenosa subjacente é atribuída à migração de barras arenosas. A existência de períodos com formação de maior quantidade de barras a partir de 6 ka atrás sugere mudanças hidrológicas causada por variações na taxa de precipitação na bacia de drenagem do rio Negro. O aumento da vazão do rio e consequente aumento da competência de transporte possibilita a deposição das camadas arenosas que sobrepõem o pacote de lama basal. Sob esta dinâmica sedimentar, há o desenvolvimento de barras arenosas de algumas centenas de metros até alguns quilômetros de comprimento, que representam a migração de barra arenosa longitudinal, com formas de leito onduladas superimpostas (Figura 19). A estabilização destas barras ocorre pela deposição da camada de lama oxidada do topo. Esta espessa camada de lama (até cerca de 10 m de espessura) que recobre o núcleo arenoso das ilhas dificulta a drenagem e propicia a manutenção da umidade durante o período de seca. Estas condições devem proporcionar a ocorrência de solos com umidade mais regulares ao longo do ano e intensificar processos de pedogênese e estabilização (Figura 20).

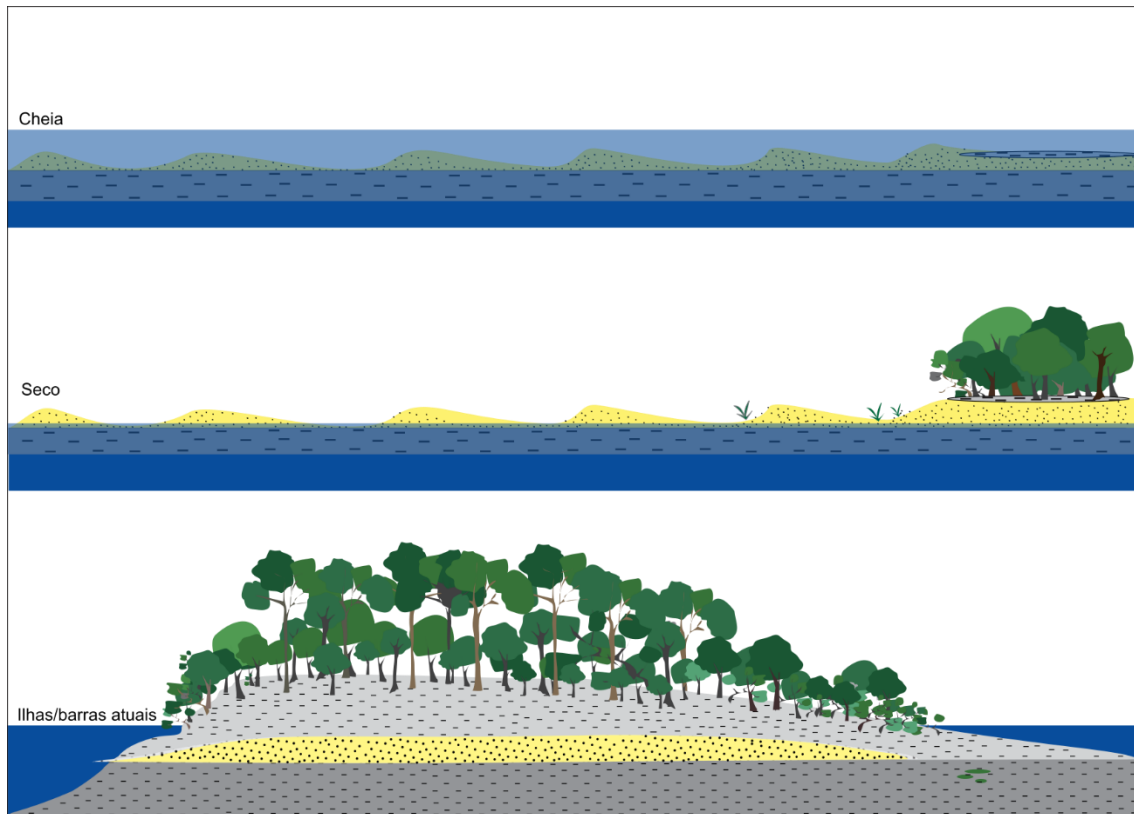


Figura 19: Modelo de formação das ilhas de Anavilhanas com base nas variações do nível do rio.

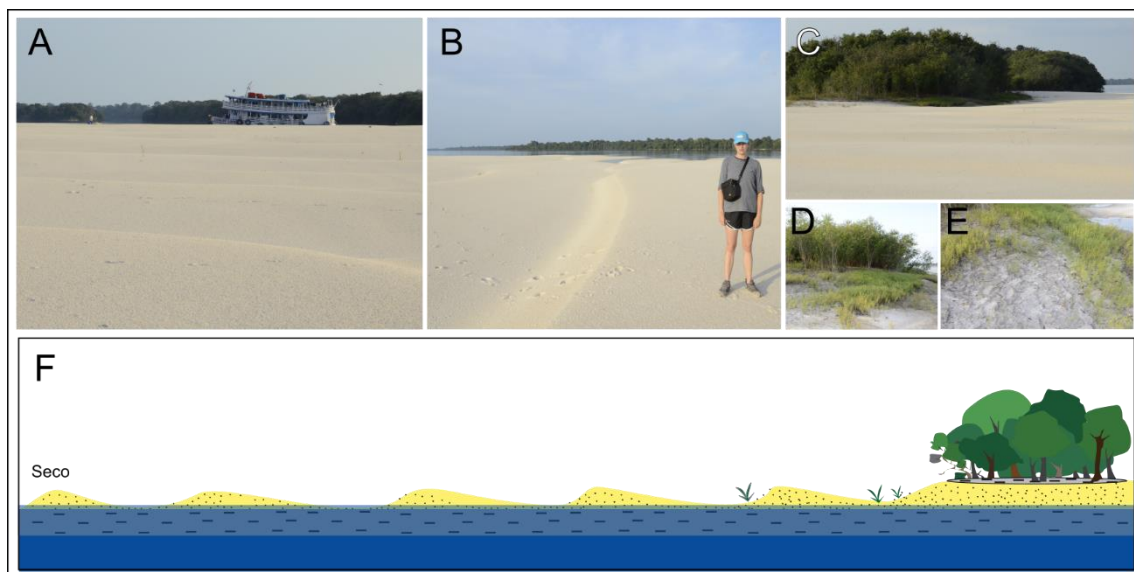


Figura 20: A, B) Topo de barra arenosa exposto durante período de seca. C,D,E) Barra parcialmente estabilizada por crescimento de vegetação. F) Representação esquemática da migração e estabilização de barras arenosas.

Os resultados granulométricos das amostras de sedimento em suspensão atestam para a semelhança entre os sedimentos transportados atualmente e os sedimentos das fácies lamosas que formam o substrato das ilhas. Esta seria a

principal forma de transporte da carga sedimentar responsável pela formação dos extensos pacotes argilosos que compõem a base e o topo do substrato das ilhas (Leenheer & Santos, 1980). Leenheer & Santos (1980) sugerem que as ilhas de Anavilhanas se formaram a partir da flocculação de sedimentos finos provenientes do rio Branco. Esta conclusão está baseada nos resultados de análises químicas detalhadas dos sedimentos e das águas dos rios Branco e Negro. Estes autores sugerem que o alto conteúdo orgânico solúvel e baixo pH do rio Negro proporcionou a flocculação dos sedimentos caoliníticos em suspensão adicionados pelo rio Branco e formou complexos caolinita-húmicos para dar origem às ilhas do arquipélago de Anavilhanas. Neste contexto, os pulsos de crescimento do arquipélago dependeriam fortemente de variações de precipitação e da descarga sedimentar do rio Branco.

O rio Negro tem sua nascente na Colômbia e apresenta uma ampla bacia de captação de sedimentos, que abrange áreas do noroeste e do norte da Amazônia. Existem duas zonas onde o rio apresenta-se parcialmente bloqueado e com redução da velocidade do fluxo da água. A região mais a montante é representada pela confluência com rio Branco, onde forma o arquipélago de Mariuá. Na região mais a jusante, forma o arquipélago de Anavilhanas, próximo à sua confluência com o rio Solimões (Dunne *et al.*, 1998). Este bloqueio na confluência com o rio Branco favorece a deposição de sedimentos vindos de montante. Assim, o principal contribuinte no aporte sedimentar para o setor de Anavilhanas seria o rio Branco, o qual drena áreas do Hemisfério Norte, no extremo norte do Brasil, próximo da Venezuela. Portanto, variações de precipitação na bacia do rio Branco devem ter influenciado o aporte de sedimentos para a região de Anavilhanas. Contudo, deve-se destacar ainda o importante papel exercido pelo rio Solimões, responsável pelo barramento hidráulico da foz do rio Negro. Este seria o principal processo que levou ao desenvolvimento da ria do baixo rio Negro e possibilitou a acumulação de sedimentos para a formação do arquipélago de Anavilhanas. Assim, tanto variações de precipitação no oeste (rio Solimões) quanto no norte (rio Branco) da Amazônia durante o Holoceno podem ter influenciado a evolução sedimentar de Anavilhanas. Variações de precipitação em três setores podem influenciar o regime hidrológico do baixo rio Negro durante o Holoceno: o alto rio Negro no noroeste do Brasil e Colômbia; a bacia do rio Branco na divisa do Brasil com a

Venezuela e Guiana, no hemisfério norte (Haug *et al.*, 2001); e a região oeste da Amazônia, nas cabeceiras do rio Solimões (van Breukelen *et al.*, 2008). A precipitação na bacia do rio Branco durante o Holoceno seria representada pelo registro paleoclimático da bacia de Cariaco (Haug *et al.*, 2001) e estaria em antifase com a precipitação no noroeste e oeste da Amazônia (van Breukelen *et al.*, 2008) devido à migração da ZCIT, cujo deslocamento para sul produz condições mais úmidas no oeste e mais secas no norte da Amazônia.

A sedimentação das barras que formam o arquipélago de Anavilhanas já foi interpretada sob hipóteses distintas sobre a formação do arquipélago (Tricart, 1977; Sioli, 1991; Leenheer & Santos, 1980; Latrubesse & Stevaux, 2015; Latrubesse & Franzinelli, 2005).

Tricart (1977) propõe que o arquipélago de Anavilhanas se desenvolveu durante o Holoceno médio como consequência da subida do nível relativo do mar (NRM) após o último período glacial (< 21 ka). Este processo teria sido responsável pelo afogamento de depressão tectônica seguida pela formação de um delta na cabeceira da ria, devido à subida de NRM durante a deglaciação. Sioli (1991) e Leenheer & Santos (1980) afirmam que as ilhas de Anavilhanas são formadas como consequência do aporte sedimentar do rio Branco para o rio Negro, sendo que a flocculação de sedimentos finos provenientes do rio Branco seria responsável pela formação das ilhas de Anavilhanas. Esta conclusão se baseia na baixa concentração de sedimentos em suspensão do rio Negro (~5 mg/l) (Meade *et al.*, 1979) em comparação com a concentração de sedimentos em suspensão no rio Branco (50 a 300 mg/l), próximo à sua confluência com o rio Negro. As águas do rio Negro são de alto conteúdo orgânico solúvel e de alta acidez. Baseados nestas evidências e nas análises químicas detalhadas dos sedimentos e das águas dos rios Branco e Negro, Leenheer & Santos (1980) sugerem que o alto conteúdo orgânico solúvel e baixo pH do rio Negro propicia a flocculação dos sedimentos caolínicos em suspensão provenientes do rio Branco, dando forma a complexos caolinita-húmicos que se acumulam para formar o substrato das ilhas do arquipélago de Anavilhanas. Esta visão sugere que o crescimento do arquipélago ocorreria de forma contínua, visto que as condições para acumulação de lama seriam permanentes. Contudo, as idades de luminescência obtidas neste estudo indicam que o crescimento do

arquipélago ocorre de forma episódica. Latrubesse & Stevaux (2015) afirmam que as ilhas vegetadas são formas relictas, já que os rios atuais são incapazes de transportar carga de sedimentos em suspensão suficiente para formar novas ilhas e/ou *levees*. Contudo, estes autores não apresentam valores de taxas de acumulação de sedimentos das ilhas em comparação com a concentração de sedimentos em suspensão. Latrubesse & Franzinelli (2005) descrevem que durante o Holoceno, o baixo rio Negro tornou-se gradualmente um vale bloqueado, como resposta do sistema fluvial à queda de NRM do último período glacial, com continuidade durante a transgressão do Holoceno. Durante a transição do Holoceno médio ao tardio (1.000 anos AP), quatro condições essenciais para a formação do arquipélago de Anavilhanas foram atingidas: a) quantidade suficiente de sedimentos em suspensão; b) ambiente de deposição de baixa energia; c) espaço suficiente para acomodação de sedimentos no vale e d) aumento no nível de base local. O arquipélago de Anavilhanas evoluiu como um sistema de agradação de baixa energia, com diques que limitam complexo de canais anastomosados. Este modelo corrobora com a proposta de Tricart (1977). O vale do baixo rio Negro teria sido preenchido pela acumulação de sedimentos para jusante de um sistema multicanal dominado por agradação de sedimentos. A morfologia “fantasma” das ilhas, contornadas por diques e normalmente com lagos internos, é o produto de dois diques estreitos que se estendem vários quilômetros à jusante de uma ilha núcleo à montante. Estas ilhas seriam resultado do acúmulo sedimentar devido a expansão do vale do rio associado com a desaceleração do fluxo à montante (zona estreita), e aumento do nível de base como efeito retroativo do barramento do rio Negro pelos depósitos aluviais do rio Solimões-Amazonas. O transporte de sedimentos e a formação da planície de inundação teriam ocorrido no período entre o último máximo glacial e o Holoceno, de 14.000 anos AP até cerca de 1.000 anos AP, quando o fornecimento de sedimentos finos em suspensão para as ilhas de Anavilhanas cessou devido ao restabelecimento da cobertura florestal e estabilização da erosão na bacia de drenagem.

As idades obtidas neste estudo por intermédio de datação OSL variaram entre 18.751 ± 1.919 e 627 ± 58 anos para a formação das ilhas. As idades foram agrupadas em seis estágios de formação de terraços e ilhas fluviais. Os terraços

do estágio 1, adjacentes às áreas de Terra Firme e com idades do Pleistoceno tardio (18.751 ± 1.919 anos e 12.601 ± 943 anos), são referentes a porções de substrato mais elevado e morfologia e granulação (mais grossa) distintas. Estas idades implicam na formação destes terraços ainda durante as fases de NRM baixo. Isto indica a formação de terraços anterior à subida do nível relativo do mar após o último período glacial. Logo, o NRM não parece ter sido o principal controle do nível de base do baixo rio Negro. Isto também impossibilita a ocorrência de um delta desenvolvido nesse período e controlado por variação do NRM como havia sido proposto por Tricart (1977). No estágio 2, ocorre a primeira geração de barras holocênicas entre 6.844 ± 449 e 5.276 ± 666 anos e com morfologia característica das ilhas que formam o arquipélago. O terceiro estágio entre 4.584 ± 272 a 1.115 ± 156 e o quarto e último estágio entre 783 ± 113 ao presente indicam que o crescimento do arquipélago ocorreu em pulsos milenares de aporte sedimentar deste o Holoceno médio.

6.2. CONTROLE CLIMÁTICO SOBRE A FORMAÇÃO DO ARQUIPÉLAGO DE ANAVILHANAS

As idades de deposição (~ 18.000 - 12.000 anos e < 7.000 anos) das barras arenosas que sustentam as ilhas podem ser comparadas com variações de precipitação na bacia de Cariaco na Venezuela (Haug *et al.*, 2001) para avaliar a influência do aporte sedimentar do rio Branco na construção do arquipélago de Anavilhanas. O período de sedimentação de ilhas pleistocênicas em Anavilhanas foi marcado na bacia de Cariaco por maior amplitude de variação da precipitação (Figura 21A). Durante o Holoceno médio, enquanto houve a deposição das porções argilosas basais (fácies de ria) das ilhas, as variações de precipitação na bacia de Cariaco possuem menor amplitude (Figura 21A). A partir de 3.000 anos, inicia-se nova tendência de maior amplitude das variações de precipitação, a qual coincide com a maior frequência de ocorrência de barras arenosas. Esta mesma tendência é observada a partir de 1.000 anos atrás. Deste modo, a variabilidade da precipitação na bacia do rio Branco parece ter controlado o aporte de sedimentos arenosos para o baixo rio Negro.

Enquanto a grande variabilidade de precipitação no hemisfério norte atua na disponibilidade de sedimentos para a bacia do rio Negro, através do rio Branco, a precipitação na região oeste da Amazônia atua como fator essencial para geração de espaço de acomodação na ria do rio Negro através do barramento do rio Negro pelo rio Solimões (Meade *et al.*, 1991). No entanto, a dinâmica milenar de crescimento do arquipélago seria controlada pela precipitação no norte da Amazônia e sua influência na descarga de água e sedimentos do rio Branco.

Assim, as principais causas responsáveis pela formação e desenvolvimento das ilhas de Anavilhanas teriam sido as variações de vazão durante o período do efeito de *backwater* que o rio Solimões-Amazonas exerce sobre o rio Negro (Meade *et al.*, 1991). O efeito de bloqueio hidráulico é potencializado pela defasagem nos períodos de cheia dos rios, onde o caso extremo seria picos em antifase, tal como entre o rio Branco e o rio Solimões que drenam áreas com precipitação em antifase (Huag *et al.*, 2001; van Breukelen *et al.*, 2008; Cheng *et al.*, 2013). Os tributários da margem norte do rio Amazonas alcançam a sua descarga mínima de 3 a 4 meses depois da descarga mínima do rio Solimões-Amazonas (Meade *et al.*, 1991). Este é o principal fator que contribuiu para que o rio Negro tenha o seu fluxo natural barrado pelo rio Solimões. A curva hidrográfica obtida pela estação fluviográfica de Manaus indica que o nível de flutuação da água no baixo rio Negro está em fase com o nível do rio Solimões-Amazonas (Sternberg, 1987; Richey *et al.*, 1989). O efeito de *backwater* se estende até a altura da localidade de Moura situada 300 km a montante da foz do rio Negro (Meade *et al.*, 1991). Portanto, afeta toda a área do arquipélago de Anavilhanas.

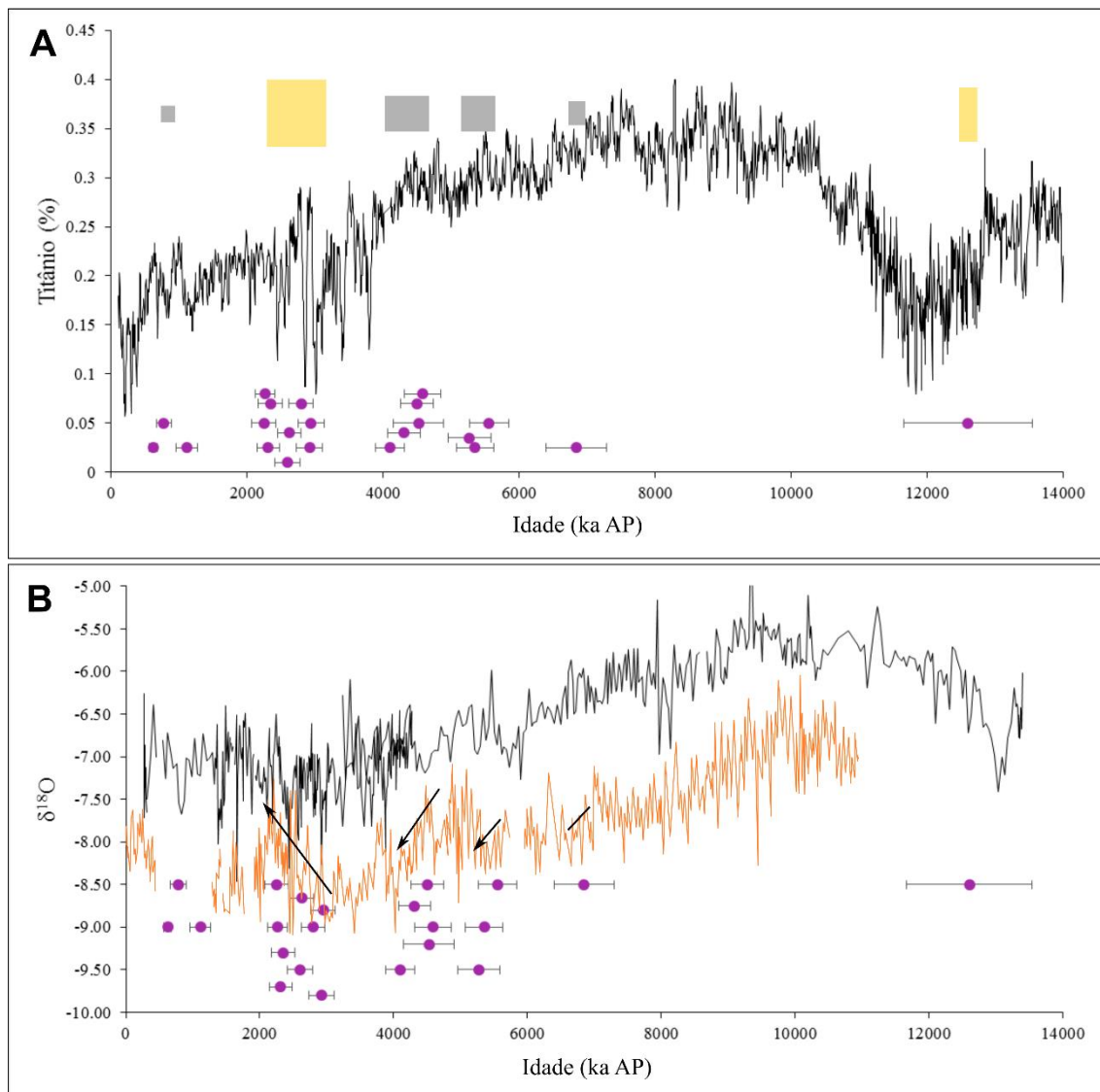


Figura 21: Registro da precipitação das regiões norte e oeste da Amazônia durante os últimos 14 ka e idades de luminescência obtidas para ilhas de Anavilhanas (pontos azuis). A) Registro de conteúdo de titânio da foz da bacia de Cariaco na Venezuela (maior concentração de Ti, maior precipitação) (Haug et al., 2001). Intervalos destacados em cinza e amarelo representam momentos onde há menor e maior amplitude de variação de precipitação, respectivamente. B) Registros de precipitação obtidos por estudo em espeleotemas das cavernas Tigre Perdido no Peru (curva preta) (Van Breukelen *et al.*, 2008) e Shatuca na Colômbia (curva laranja) (Bustamante, *et al.*, 2016). Valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais negativos indicam maior precipitação.

O registro paleoclimático dos últimos 10.000 anos na região oeste da Amazônia aponta para tendência geral de aumento da precipitação (Figura 21B) durante o Holoceno. O aumento da precipitação favoreceria o bloqueio hidráulico do rio Negro durante o Holoceno. Portanto, este efeito foi crucial para a sedimentação das ilhas de Anavilhanas, por gerar espaço de acumulação de sedimentos e reduzir a velocidade do fluxo da água. Aproximadamente entre 3.000 e 2.000 anos atrás, observa-se tendência para fase mais seca nas

cabeceiras do rio Solimões, com aumento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ nos espeleotemas da caverna Tigre Perdido (Van Breukelen *et al.*, 2008) e nos espeleotemas de Shatuca estudados por Bustamante (2016) (Figura 21A). Concomitantemente, houve fase de maior amplitude das variações de precipitação na bacia de Cariaco (Figura 21B) (Huag *et al.*, 2001). Este cenário de bloqueio hidráulico menos efetivo combinado com maior descarga do rio Branco pode favorecer o aporte e deposição de sedimentos arenosos na ria do rio Negro e proporcionar episódios de crescimento do arquipélago de Anavilhanas.

Portanto, o crescimento das ilhas de Anavilhanas é atribuído a pulsos de sedimentação controlados pela precipitação na bacia do rio Branco. A alternância entre as condições de maior e menor precipitação controla a vazão e nível do rio. Além de atuar como agente deposicional, a precipitação também exerce forte influência sobre os eventos erosivos nas margens do canal e das barras longitudinais. Conseqüentemente, fator como colonização por vegetação torna-se essencial para resistência e manutenção das ilhas contra os eventos erosivos. O desenvolvimento da cobertura vegetal também depende da pluviosidade da região, uma vez que variações de precipitação de longa duração são capazes de modificar a abrangência da cobertura vegetal. É possível notar o desenvolvimento de escarpas verticais erosivas atuais e recentes nas margens das barras estabilizadas. Este processo erosivo poderia ser explicado através da variação do nível d'água entre as estações seca e chuvosa. As variações de precipitação são responsáveis pelo controle da descarga de sedimentos e o balanço entre erosão e sedimentação nos rios amazônicos, portanto, controlariam a construção dos arquipélagos.

7. CONCLUSÕES

1. As ilhas holocênicas, que constituem quase a totalidade do arquipélago, estão organizadas em fácies basal formada por lama rica em matéria orgânica, fácies intermediária arenosa e fácies superior de lama oxidada. A lama basal estaria relacionada a depósitos com baixa exposição subaérea e pedogênese, correspondente à lago de ria ou lago interno a barras. A fácies arenosa sobrejacente seria atribuída à migração de barras arenosas longitudinais. Os

sedimentos lamosos oxidados (até cerca de 10 m de espessura), que recobrem o núcleo arenoso das barras, corresponderiam à planície de inundação estabilizada por vegetação;

2. Os remanescentes de terraços representam barras arenosas mais grossas, compostas predominantemente por areia muito fina a média. Possuem idades do Pleistoceno tardio de 18 ka e 12 ka, que indica nível de base elevado em Anavilhanas durante fase de NRM baixo. Isto implica que o rebaixamento do nível do mar durante o período glacial não inibiu a sedimentação na região do arquipélago de Anavilhanas, que se encontra a uma distância de aproximadamente 1200 km da costa;

3. A construção do arquipélago de Anavilhanas teve início há aproximadamente 7 ka e encontra-se atualmente em fase de crescimento, com barras estabilizadas de até aproximadamente 600 anos;

4. A dinâmica de sedimentação responsável pela arquitetura das ilhas fluviais do arquipélago é resultante das flutuações nas condições climáticas na bacia do rio Branco. Durante os períodos de maior variação da precipitação na bacia do rio Branco devido à descolamentos abruptos da ZCIT para sul, ocorre aumento da descarga de sedimentos para a ria do rio Negro. Isto levou à construção de barras arenosas e induziu fase de crescimento acelerado do arquipélago de Anavilhanas entre 3 e 2 ka.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Archer, A.W., 2005. Review of Amazonian Depositional Systems. *Fluv. Sedimentol.* VII 17–39. doi:10.1002/9781444304350.ch2. 17-39.
- Ayoade, J.O., 1996. *Introdução à climatologia para os Trópicos*. 4ª Ed. São Paulo: Bertrand Brasil, São Paulo. 332.
- Bertani, T.C., Rossetti, D.F., Hayakawa, E.H., Cohen, M.C.L., 2015. Understanding Amazonian fluvial rias based on a Late Pleistocene-holocene analog. *Earth Surf. Process. Landforms* 40, 285–292. doi:10.1002/esp.3629
- Bookhagen, B. & Strecker, M. R. 2010. Modern Andean rainfall variation during ENSO cycles and its impact on the Amazon drainage basin. In: Hoorn, C.; Wesselingh, F. P. (eds.). *Amazonia: landscape and species evolution. A look into the past*. Wiley-Blackwell, Oxford. 223-242.
- Bridge, J.S., 1991. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. *Geol. Soc.* 13-71.
- Bustamante, M.G., Cruz, F.W., Vuille, M., Apaéstegui, J., Strikis, N., Panizo, G., Novello, F.V., Deininger, M., Sifeddine, A., Cheng, H., Moquet, J.S., Guyot, J.L., Santos, R.V., Segura, H., Edwards, R.L., 2016. Holocene changes in monsoon precipitation in the Andes of NE Peru based on $\delta^{18}\text{O}$ speleothem records. *Quat. Sci. Rev.* 146, 274–287. doi:10.1016/j.quascirev.2016.05.023
- Caputo, M. V., 1984. *Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil*. Tese de Doutorado, University of California, Santa Barbara, USA. 566.
- Chao NL (2001) The fishery, diversity, and conservation of ornamental fishes in the Rio Negro Basin, Brazil—a review of Project Piaba (1989–1999). In: *Conservation and management of ornamental fish resources of the Rio Negro Basin, Amazonia, Brazil—Project Piaba*, Editora da Universidade do Amazonas, Manaus, pp 161–205.
- Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F.W., Wang, X., Edwards, R.L., D’Horta, F.M., Ribas, C.C., Vuille, M., Stott, L.D., Auler, A.S., 2013. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nat. Commun.* 4, 1411. doi:10.1038/ncomms2415.
- Cintra, R., Sanaiotti, T.M., Cohn-Haft, M., 2007. Spatial distribution and habitat of the Anavilhanas Archipelago bird community in the Brazilian Amazon. *Biodivers. Conserv.* 16, 313–336. doi:10.1007/s10531-005-0606-x.
- Cunha, F.M.B.; Gonzaga, F.G.; Coutinho, L.F.C. Feijó, F.J., 1994. *Bacia do Amazonas*. *Bol. Geoc. Petrob.*, 8: 47-55.
- Dunne, T., Mertes, L. A., Meade, R. H., Richey, J. E., Forsberg, B. R., 1998. Exchanges of Sediment Transport Between the Floodplain and Channel of

the Amazon River in Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 110(4):450-467.

Eiras J. F., Becker C. R., Souza E. M., Gonzaga F. G., Silva J. G. F., Daniel L. M. F., Matsuda N. S., Feijó F. J., 1994. *Bacia do Solimões: Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 8. 17-22.

Filizola N. & Guyot J.L. 2009. Suspended Sediment Yield in the Amazon Basin: an Assessment Using Brazilian National Data Set. *Hydrological Processes*, 23(22):3207- 3215. doi: 10.1002/Hyp.7394.

Filizola N.P., 1999. O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da bacia Amazônica Brasileira. ANEEL, Brasília. 63.

Franzinelli, E. & Igreja, H.L.S., 2002. Modern sedimentation in the lower Negro River, Amazonas State, Brazil. *Geomorphology*, v. 44: 259-271.

Galbraith R.F., Roberts R.G., Laslett G.M., Yoshida H. and Olley J.M., 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: part I. Experimental design and statistical models. *Archaeometry* 41(2): 339-364, DOI 10.1111/j.1475-4754.1999.tb00987.x.

Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., and Marengo, J., 2009. Present-day South American climate, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 281, 180–195.

Gourou P., 1949. Observações geográficas na Amazônia. *Revista Brasileira de Geografia* 11(3): 355–408.

Govin, A., Chiessi, C.M., Zabel, M., Sawakuchi, A.O., Heslop, D., Hörner, T., Zhang, Y., Mulitza, S., 2014. Terrigenous input off northern South America driven by changes in Amazonian climate and the North Brazil Current retroflexion during the last 250 ka. *Clim. Past* 10. P 843-862.

Guérin, G., Mercier, N. Adamiec, G., 2011. Dose rate conversion factors: update. *Ancient TL*, 29. Pp. 5-8.

Guyot, J.L., Callède, J., Cochonneau, G., Filizola, N.P., Guimaraes, V.S., Kosuth, P., Molinier, M., Oliveira, E., Seyler, F., Seyler, P., 1999. Características hidrologiques du bassin amazonien. Manaus 99 Int. Symp. Hydrol. geochemical Process. large scale river basins Progr. Abstr. 82.

Hastenrath, S. & Lamb, P.J., 1977. Some aspects of circulation and climate over the eastern Atlantic. *Monthly Weather Review*, 105: 1019–1023.

Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U., 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science* 293, 1304–8. doi:10.1126/science.1059725.

- Hoffmann, G., Ramirez, E., Taupin, J. D., Francou, B., Ribstein, P., Delmas, R., Duerr, H., Gallaire, R., Simoes, J., Schotterer, U., Stievenard, M., Werner, M., 2003. Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1179, doi:10.1029/2002GL014870.
- Irion, G., Bush, M.B., Nunes de Mello, J.A., Stüben, D., Neumann, T., Müller, G., Morais, J.O., Junk, J.W., 2006. A multiproxy palaeoecological record of Holocene lake sediments from the Rio Tapajós, eastern Amazonia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 240, 523–535. doi:10.1016/j.palaeo.2006.03.005.
- Junk, W. J. As águas da Região Amazônica. In: Salati, E.; Junk, W. J.; Shubart, H. O. R.; Oliveira, A. E. *Amazônia: desenvolvimento, integração e ecologia*. São Paulo: Brasiliense: Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico. 1983.
- Kanner, L. C., Burns, S. J., Cheng, H., and Edwards, R. L.: High-Latitude Forcing of the South American Summer Monsoon During the Last Glacial, *Science*, 335, 570–573, doi:10.1126/science.1213397, 2012.
- Latrubesse, E.M., Franzinelli, E., 2005. The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: Implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. *Geomorphology* 70, 372–397. doi:10.1016/j.geomorph.2005.02.014.
- Latrubesse, E.M, Stevaux, J.C., 2015. The Anavilhanas and Mariuá Archipelagos: Fluvial Wonders from the Negro River, Amazon Basin, in: *Landscapes and Landforms of Brazil*. pp. 157–169.
- Lea, D.W., Pak, D.K., Spero, H.L., 2000. Climate impact of Late Quaternary, equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science* 289, 1719–1724.
- Leenheer, J.A., Santos, U.M., 1980. Considerações sobre os processos de sedimentação na água preta ácida do Rio Negro (Amazônia Central). *Acta Amaz.*
- Meade, R.H., Nordin, C.F., Curtis, W.F., CostaRodrigues, F.M. and Edmond, J.M., 1979. Transporte de sedimentos no rio Amazonas. *Acta Amazonica*, 9(3), 529–547.
- Meade, R.H., Rayol, J.M., Da Conceição, S.C., Natividade, J.R.G., 1991. Backwater effects in the Amazon River basin of Brazil. *Environ. Geol.*
- Molion, L.C.B., de Moraes, J.C., 1987. Oscilação do sul e descarga de rios na America do Sul Tropical. *Revista Brasileira de Engenharia*. Caderno de Recursos Hídricos 5, 53–63.

- Murray, A. S., Wintle, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation measurements* 32.1 (2000): p 57-73.
- Murray, A.S. Wintle, A.G., 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiat. Meas.*, 37 (2003), pp. 377–381.
- Nanson, G. C.; Knighton, A. D., 1996. Anabranching rivers: their causes, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms* 21 (3): 217-239.
- Nanson, G.C., 2013. Anabranching and Anastomosing Rivers. *In: Treatise on Geomorphology*. pp. 330–345. doi:10.1016/j.elspec.2009.07.001.
- Noguès-Peagle, J., Mechoso, C. R., Fu, R., 2002., Progress in Pan American CLIVAR Research: understanding the South American Monsoon. *Meteorological*, 27:3-30.
- Parolin P., De Simone O., Haase K., Waldhoff D., Rottenberger S., Kuhn U., Kesselmeier J., Kleiss B., Schmidt W., Piedade M.T.F., & Junk W.J., 2004. Central Amazonian Floodplain Forests: Tree Adaptations in a Pulsing System. *The Botanical Review*, 70, 357–380.
- Prescott JR, Hutton JT., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiat. Meas.* 23:497–500.
- Projeto Radambrasil, 1978. Folha AS. 20 Manaus. V.18, MME, DNPM, Brasilia.
- Puhakka, M., Kalliola, R., Rajasilta, M., Salo, J., 1992. River types, site evolution and successional vegetation patterns in Peruvian Amazonia. *Journal of Biogeography*. 651-665.
- Richey J.E., Nobre C., Deser C., 1989. Amazon River discharge and climatic variability: 1903–1985. *Science* 246, 101–103.
- Roche M.A., Fernandez C., Aliaga A., Peña J., Salas E., Montañó J.L., 1992. Balance hídrico de Bolivia. Publ. UNESCO-PHICAB, La Paz, 16 p.
- Salati, E., Marques, J., 1984. Climatology of the Amazon region, in: *The Amazon*. Dordrecht: Junk Publ., pp. 85–126. 843–862. doi:10.5194/cp-10-843-2014.
- Schumm A.S., 1985. Patterns of Alluvial Rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 13.1 (1985): 5-27.
- Sioli, H., 1984. The Amazon and its main affluents: hydrography, morphology of the river courses, and river types. *In: The Amazon*. Springer Netherlands, pp. 127–165.

- Sioli H., 1991. *Amazônia: fundamentos da Ecologia da Maior Região das Florestas Tropicais*. Vozes, Petrópolis. 72pp.
- Sombroek, W., 2001. Spatial and Temporal Patterns of Amazon Rainfall. *J. Hum. Environ.* 30, 388–396. doi:10.1579/0044-7447-30.7.388.
- Sternberg H., 1987. Aggravation of floods in the Amazon River as a consequence of deforestation? *Series A. Physical Geography*. 201-219.
- Sylvestre, F., 2009. Moisture Pattern During the Last Glacial Maximum in South America. In: *Past climate variability in South America and surrounding regions: from the Last Glacial Maximum to the Holocene (Vol. 14)*. Springer Science & Business Media. p. 3-10.
- Tassinari, C. C. G., Macambira M. J. B., 2004. A evolução Tectônica do Cráton Amazônico. In: *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 28, Becca, pp. 471-485.
- Tricart J., 1977. Types de lits fluviaux en Amazonie Bresilienne. *Annales de Geographie* 437, p 1–54.
- Valente, C., Latrubesse, E., 2012. The Quaternary record of the largest intracratonic basin of South America and its paleohydrological significance for the tropics: the Bananal basin, Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 356–357, 62–74.
- van Breukelen, M.R., Vonhof, H.B., Hellstrom, J.C., Wester, W.C.G., Kroon, D., 2008. Fossil dripwater in stalagmites reveals Holocene temperature and rainfall variation in Amazonia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 275, 54–60. doi:10.1016/j.epsl.2008.07.060.
- Vital, H., Statterger, K., 2000. Lowermost Amazon River: Evidence of late Quaternary sea-level fluctuations in a complex hydrodynamic system. *Quat. Int.* 72, 53–60. doi:10.1016/S1040-6182(00)00020-3.
- Vuille, M., Bradley, R.S., Werner, M., Healy, R., Keimig, F., 2003. Modeling $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the tropical Americas; 1. Interannual variability and climatic controls. *J. Geophys. Res.* 8, 4174.
- Wallace, A.R., 2002. *Fishes of the Rio Negro*. Edusp, 2002.
- Wang, X., Lawrence Edwards, R., Auler, A.S., Cheng, H., Kong, K., Wang, Y., Cruz, F.W., Dorale, J.A., Chiang, H.-W., 2016. Hydroclimate changes across the Amazon lowlands over the past 45,000 years. *Nature* 0, 17. doi:10.1038/nature20787.
- Zhang, Y., Zhang, X., Chiessi, C.M., Mulitza, S., Zhang, X., Lohmann, G., Prange, M., Behling, H., Zabel, M., Govin, A., Sawakuchi, A.O., Cruz, F.W., Wefer, G., 2016. Equatorial Pacific forcing of western Amazonian precipitation during Heinrich Stadial 1. *Nat. Publ. Gr.* 1–7. doi:10.1038/srep35866.

Zhou, J., Lau, K.M., 1998. Does a monsoon climate exist over South America? J. Clim. 11, 1020–1040. doi:10.1175/1520-0442(1998)11<1020:DAMCEO>2.0.CO;2.

Sites Consultados

icmbio.gov.br/portal/unidadesdeconservacao; Acesso em 05 de junho de 2016.

earthexplorer.usgs.gov; Acesso em 09 de setembro de 2015.