

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Arquitetura e preservação de barras e depósitos de canais de grandes  
rios do oeste da Amazônia brasileira**

LARISSA NATSUMI TAMURA

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

TESE DE DOUTORADO  
Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2019



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Arquitetura e preservação de barras e depósitos de canais de grandes  
rios do oeste da Amazônia brasileira**

LARISSA NATSUMI TAMURA

Tese apresentada ao Programa  
Geociências (Geoquímica e Geotectônica) para  
Obtenção do título de Doutor em Ciências

Área de concentração: Geotectônica

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

SÃO PAULO  
2019



Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP

Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)  
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:  
Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Tamura, Larissa Natsumi  
Arquitetura e preservação de barras e depósitos de  
canais de grandes rios do oeste da Amazônia  
Brasileira / Larissa Natsumi Tamura; orientador  
Renato Paes de Almeida. -- São Paulo, 2019.  
141 p.

Tese (Doutorado - Programa de Pós-Graduação em  
Geoquímica e Geotectônica) -- Instituto de  
Geociências, Universidade de São Paulo, 2019.

1. rios Solimões, Amazona e Japurá. 2. radar e  
sismo fácies. 3. datações OSL. 4. canais ativos. I.  
Paes de Almeida, Renato, orient. II. Título.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ARQUITETURA E PRESERVAÇÃO DE BARRAS E DEPÓSITOS DE  
CANAIS DE GRANDES RIOS DO OESTE DA AMAZÔNIA  
BRASILEIRA**

**LARISSA NATSUMI TAMURA**

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

Tese de Doutorado

**Nº 605**

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Renato Paes de Almeida

Dr. Paulo César Fonseca Giannini

Dr. André Pires Negrão

Dr. Renato Luiz Prado

Dra. Ana Maria Góes

Dra. Milene Fornari

SÃO PAULO  
2019

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer ao meu orientador Dr. Renato Paes de Almeida e professora Dra. Liliane Janikian por compartilharem seus conhecimentos e a disponibilidade de tempo. Eles sempre me deram força e acreditaram no meu trabalho, me estimulando cada vez a aprimorar os conhecimentos.

Aos meus amigos de laboratório Ariel, Carlos e Cristiano que sempre estiveram ao meu lado discutindo e me dando força para o desenvolvimento do trabalho. Aos alunos e professores que me auxiliaram no campo da Amazônia: André G.S, André M, André S.O, Bernardo T.F, Campbell, Cristiano P.G, Carlos E.M.M, Carlos H.G Cristiano P.G, Christoffer, Daniela M, Dailson J.B, Fabiano N.P, Gabriela T, Jairo, Jim B, Jonas, Julia C, Kayque, Liliane J, Marco I, Paulo, Pedro, Renato P.A. e também a tripulação que nos acolheu durante o tempo de campo: Daniel, Emerson, Jones, Pedrinho, Vanusa, Wanderson. Aos amigos que fiz na geologia durante o tempo de doutorado que pude compartilhar momentos memoráveis: Anny, Carlos Portuga, Dorília, Fernanda, Grega, Helena, Júlio, Maria, Marcelo, Nazaré, Sueca e Rodrigo. Aos professores e técnicos que me auxiliaram tanto em monitoria quanto em laboratórios: Prof. Dr. José Gallas, Luciana Nogueira e Thays Desirré.

À minha família que sempre me apoiou e me estimulou na decisão de continuar na área acadêmica: Bruno (marido), Luiz e Yoshiko (pais), Leandro e Ayumi (irmãos), Mieko (sogra), Alexandre, Sayuri, Renata e Emanuel (cunhados) e Rafinha, Vini e Lie (sobrinhos).

E finalmente a agência de fomento que financiou a bolsa CAPES-PROEX (Demanda Social) e a agência que financiou os campos FAPESP (#2014/16739-8 e #2012/50260-6).

## RESUMO

Os rios de grande porte têm uma contribuição notável para a dinâmica externa da Terra. São responsáveis pelo transporte de grande parte dos sedimentos que chegam aos oceanos e áreas costeiras, drenam grandes áreas dos continentes e auxiliam no preenchimento de bacias continentais. Apesar de sua relevância, há uma escassez de trabalhos com enfoque em modelos de fácies e elementos arquiteturais em rios de grande porte, em decorrência de dificuldades práticas na coleta de dados e de conceitos de invariabilidade de morfologia com a escala que levam à utilização de modelos baseados em rios menores.

A Bacia Amazônica é o sistema de rios de grande porte de maior influência no sistema global. O potencial desse sistema para suprir lacunas de conhecimento é enorme, podendo revelar as possíveis particularidades de grandes rios e os critérios de diagnósticos de sistemas semelhantes no registro antigo. Nesse contexto, a presente tese objetiva caracterizar morfologia, arquitetura deposicional, fácies e dinâmica das barras e canais ativos em trechos selecionados de rios amazônicos através de métodos geofísicos rasos e observações de campo.

Dentre os métodos utilizados destacam-se o GPR (*Ground Penetrating Radar*), que permite a identificação de estruturas em subsuperfície em áreas emersas no período de seca e a sísmica rasa, que revela estruturas em superfície e subsuperfície do canal submerso na cheia. A comparação das feições observadas por esses métodos com dados sedimentológicos obtidos em trincheiras e afloramentos adjacentes aos rios estudados permite a correlação com o registro geológico e inferências sobre potencial de preservação de estruturas sedimentares em diferentes ambientes.

Através dos resultados de GPR foi possível identificar três radar fácies relacionadas aos topos de barras: R1-Estratificações cruzadas de grande porte ou médio porte com limites inclinados; R2-Limites de série sub-horizontais com estratificações cruzadas de médio porte internas às séries; R3- Limites de série de pequeno porte com estrutura interna abaixo da resolução. Através da sísmica rasa encontrou-se cinco sismo fácies distintas. As três primeiras estão relacionadas aos ambientes mais rasos: S1- Estratificações cruzadas de grande porte; S2-Camadas de lama; S3-Limites de série com estratificações cruzadas de pequeno porte. E as duas últimas sismo fácies estão relacionadas aos ambientes mais profundos do canal: S4-Limites de séries plano-paralelos com estratificações cruzadas



tabulares a acanaladas de médio porte e S5-Limites de séries com estratificações cruzadas tabulares de grande porte.

O estudo em diferentes ambientes dentro do canal mostrou a dificuldade de diagnosticá-las em afloramentos. A granulação grossa não foi encontrada somente em ambientes profundos como talvegue de um canal, mas também em topos de barras na região da cabeceira. A presença de lama foi reconhecida apenas para ambientes rasos, relacionadas aos topos de barras, sendo que uma barra pode alcançar até 25 m de espessura. O tamanho das estruturas sedimentares não necessariamente segue um padrão com a profundidade pois encontram-se estratificações cruzadas de grande porte em topos de barras (R1a e S1) assim como ambientes profundos (S5). Uma descoberta importante é a limitação de cruzadas de grande porte com alto ângulo nas margens das barras (R1a e S1) às porções mais rasas, diferindo assim de feições semelhantes que chegam ao talvegue em rios pequenos.

Taxas de sedimentação e erosão, reveladas por levantamentos de MBES (ecobatímetro multifeixe) mostram-se maiores em áreas mais profundas, atingindo 14 m em 1 ano no canal principal, e menos de 2 m por ano no canal secundário. Essa informação é fundamental para a elucidação dos dados conflitantes de séries históricas de imagens de satélite, que registram grandes mudanças nos canais amazônicos em poucos anos, com medidas por luminescência opticamente estimulada (OSL) que mostram perfis métricos depositados em milhares de anos. A baixa sedimentação no canal secundário provavelmente está associada a um retrabalhamento sucessivo dos sedimentos que, assim como nos topos de barras datados por OSL, não permite a preservação da maior parte dos episódios deposicionais. A documentação de rápida dinâmica de barras e grandes taxas de deposição em rios grandes contradiz modelos anteriores, que consideram processos mais lentos em sistemas de maior porte.

Os resultados revelam a evolução complexa de diferentes tipos de barras em rios grandes e as peculiaridades de ambientes muito profundos totalmente distintos de rios pequenos, que contribuem para o reconhecimento de sistemas de escala semelhante no registro geológico, com implicações preditivas na escala da arquitetura deposicional dos sistemas de transporte sedimentar continental.

Palavras-chave: rios Solimões-Amazonas e Japurá, radar e sismo fácies, datações OSL.

## ABSTRACT

Large rivers play an important role in the Earth surface dynamics, being responsible for a great part of the sediment flux to the oceans and coastal areas, draining large tracts of the continents and filling up continental basins. Despite their great relevance, there is a notable scarcity of studies focused on the facies and architecture of large rivers, mostly due to practical issues in data acquisition and the acceptance of the concept of scale invariance of morphology that supports the extrapolation of models based on smaller rivers.

The Amazon basin is the large fluvial systems with the greatest influence in the global system. Therefore, that fluvial system bears a great potential for addressing knowledge gaps, including probable particularities of large rivers and diagnostic criteria to identify similar systems in the rock record. In that context, the present thesis aims at characterizing the morphology, depositional architecture, sedimentary facies and dynamics of active bars and channels in selected river reaches in Amazonia through shallow geophysics and field observations.

The most relevant applied methods were the GPR (*Ground Penetrating Radar*), that enables the identification of subsurface structures in emerged areas during the dry season, and shallow seismic methods, which reveal internal and surface structures in the submerged channels during the flood season. Comparison of features observed through these methods with sedimentological data obtained in trenches and outcrops enabled the correlation with the geological record and inferences about the preservation potential of different environments.

GPR surveys lead to the identification of three radar facies in the emerged bar tops: R1- Large and medium-sized cross stratification with inclined cross-set bounding surfaces; R2-Sub horizontal cross-set bounding surfaces bounding medium-scale cross-sets; R3- Cross-set bounding surfaces with cross-strata beneath the method resolution. Five seismic facies were identified, the first three of which are related to shallow environments: S1- Large-scale cross- strata, S2 - Mud beds, S3 - Small-scale cross-set bounding surfaces. The last two seismic facies are related to deeper environments within the channels: S4- Surfaces bounding medium-scale tabular and trough cross-strata sets, and S5- Surfaces bounding large-scale tabular cross-strata.

The study of different environments within the channels reveals the difficulties in recognizing analogue environments in outcrops. Coarse grain-size is not exclusive to deep environments, being also present in bar tops near bar heads. Mud layers were observed only in shallow environments, bars that are up to 25 m deep. Sedimentary structures scale does not correlate with depth, since large-scale cross-strata are found both in bar tops (R1a e S1) and deep environments (S5). An important finding is that bar-margin large-scale high angle cross-strata (R1 and S1) are restricted to the shallow parts of bar margins, thus differing from similar features that reach the thalwegs in smaller rivers.

Sedimentation and erosion rates, revealed by MBES are greater in the deeper areas, reaching 14 m in one year, and less than 2 m in one year in the secondary channel. That information is key to solve conflicting data based on historical satellite image series, which record great changes in channels in a few years, and OSL ages that reveal meter-scale successions deposited in thousands of years. Low sedimentation rates in the secondary channels and bar tops dated with OSL is probably associated with successive reworking of sediments that, does not enable the preservation of most depositional events. The record of fast dynamics and great depositional rates found in the studied large rivers is in contradiction with previous models, which consider slower processes in larger river systems.

The results reveal recognized complex evolution of different types of bars in large rivers and the particularities of very deep environments that are very different from small rivers contribute to the recognition of large rivers in the rock record, with predictive implications at the scales of the depositional architecture and the continental sediment transport systems.

Keywords: Solimões-Amazonas and Japurá rivers, radar and seismic facies, OSL dating.

# SUMÁRIO

1. Introdução .....	21
2. Objetivos .....	24
3. Revisão Bibliográfica .....	25
3.1 Contexto Geológico: Região Amazônica .....	25
3.1.1 Aspectos Geomorfológicos .....	25
3.1.2 Aspectos Tectônicos .....	26
3.1.3 Terraços Quaternários .....	26
3.2 Sistema fluvial moderno .....	27
3.2.1 Rio Amazonas .....	27
3.2.2 Grandes rios .....	28
3.2.3 Proveniência, transporte, sedimentação e erosão .....	29
3.3 Formas de leito, estruturas, hierarquia e fácies sedimentares .....	29
3.3.1 Formas de leito e estruturas sedimentares .....	29
3.3.2 Hierarquia arquitetural de unidades deposicionais .....	32
3.3.3 Análise de Fácies .....	33
3.3 Trabalhos anteriores sobre GPR em ambientes fluviais .....	35
3.4 Trabalhos anteriores de sísmica rasa em ambientes fluviais .....	39
3.4.1 Ecobatímetro multifeixe .....	39
3.4.2 Sub-bottom profile .....	41
3.4.3 <i>Boomer</i> .....	43
4. Métodos .....	44
4.1 Ground Penetrating Radar .....	44
4.1.1 Fundamentos Teóricos .....	44
4.1.2 Princípios do método .....	46
4.1.3 Relação entre resolução, frequência e profundidade .....	47
4.1.4 Aquisição e processamento .....	49
4.1.4 Interpretação: Radar fácies .....	51
4.2 Sísmica rasa .....	52
4.2.1 Fundamentos teóricos .....	52
4.2.2 Relação entre resolução, frequência e profundidade .....	53
4.2.3 Fontes acústicas .....	54
4.4 Interpretação de sísmica fácies .....	59
4.3 Granulometria .....	60
4.4 Luminescência Opticamente Estimulada (OSL) .....	61

4.4.1	Fundamentação teórica .....	61
4.4.2	Aquisição e análise de laboratório .....	64
4.5	Imagens de satélite .....	65
5.	Localização da aquisição de dados.....	66
•	5.1 Dados da Agência Nacional das Águas .....	66
•	5.2 Localização das aquisições de campo.....	67
6.	Resultados .....	70
6.1	Topos de barras .....	70
6.1.2	Tipos de topos de barras e ocorrência .....	70
6.1.2	Morfologia e evolução.....	73
6.1.3	Estrutura interna .....	77
6.2	Canal: diferentes ambientes .....	90
6.2.1	Morfologia e evolução.....	90
6.2.2	Dinâmica e sedimentação .....	94
6.2.3	Estrutura interna .....	97
6.3	Terraços do Pleistoceno.....	107
6.3.1	Afloramentos .....	107
6.3.2	Idades .....	114
7	Discussões .....	120
7.1	Métodos indiretos aplicados em rios Amazônicos e implicações para outros ambientes sedimentares .....	120
7.2	Escala de sistemas fluviais e arquitetura deposicional.....	124
7.3	Variação de vazão e preservação de forma de topos de barras .....	126
7.4	Taxa de sedimentação e dimensões de canais e barras.....	128
7.5	Dinâmica em imagens de satélite e idades OSL e C14 .....	129
8	Conclusões.....	131
9	Bibliografia .....	133
	Apêndice .....	141

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa da bacia Amazônica ilustrando as regiões dos Andes, Crátoms e Planície Amazônica (Sawakuchi et al., 2018 adaptado).....	25
Figura 2: Bacias do Acre, Solimões e Amazonas com seus respectivos Arco de Iquitos, Purus e Gurupá que as separam. As Formações aflorantes nas áreas são a Fm .Solimões, Içá e Alter do Chão da esquerda para direita (Rossetti et al., 2015). .....	26
Figura 3: Ilustra a produção sedimentar de cada rio, o tamanho de cada canal, e a quantidade de sedimentos que erode (cima) e que deposita (abaixo) (Dunne et al.,1998). .....	29
Figura 4: a) Ilustração de uma única forma de leito vista em seção mostrando as regiões de interesse, com estrutura interna cruzada tabular criada pela migração da forma. B) Exemplos de forma de leito visto em planta (Galeazzi, 2017). .....	30
Figura 5: Ilustração do esquema de dunas de crista reta e estratificação interna cruzada tabular à esquerda. E a direita dunas de crista sinuosa com estrutura interna cruzada acanalada (Nichols, 2009).....	30
Figura 6: a) Ilustração de duna simples e composto (Galeazzi 2017). B) Ilustração de dunas simples e compostas em seção com estrutura sedimentar (Galeazzi et al., 2018). .....	31
Figura 7: À esquerda são fotos de experimentos em tanque de laboratório e à direita as interpretações de cada tipo de deposição de foresets de barras unitárias (Reesink e Bridge, 2009). .....	32
Figura 8: Esquema hierárquico de elementos arquiteturais fluvial. Destaque para linha tracejada vermelha que são as escalas de investigação do presente trabalho (Miall, 2014 adaptado). .....	33
Figura 9: Nota-se a baixa resolução no perfil GPR com antena de 100 MHz é possível identificar apenas mudanças de inclinação de refletores, mas a resolução não permite visualizar estruturas dentro deles (Bridge et al., 1998). .....	35
Figura 10: Nessa seção é possível identificar estratificações cruzadas de pequeno porte e preenchimento de canal secundário com tamanho menor que 10 m (Skelly et al., 2003).....	36

Figura 11: Perfis batimétricos feitos no Rio Squamish, Canadá. Nota-se a baixa profundidade do thalweg e as formas de leito basicamente são barras e dunas pequenas e simples (Wooldridge and Hickins 2005). .....	36
Figura 12: Perfil batimétrico próximo a área de levantamento GPR mostram dunas compostas e profundidade do canal bem maior que em rios de pequeno porte (Best et al., 2003). .....	37
Figura 13: Perfil de GPR com destaque para radar facies de cruzada de grande porte que são características de rios de grandes proporções (Reesink et al., 2014). .....	37
Figura 14: Esquema da interpretação de perfis GPR para uma barra mostrando estruturas sedimentares dentro dessa barra e cada cor ilustra um tipo de radar fácies diferente (Sambrook et al., 2009). .....	38
Figura 15: Cada região da barra tem um tipo de estrutura sedimentar predominante que se relacionado com o tipo de migração e deposição que pode ser diferente para cada parte da barra (Best et al., 2003). .....	38
Figura 16: À esquerda o levantamento de MBES no Rio Paraná e a direita perfil da linha tracejada da primeira imagem (Parsons et al., 2005). .....	39
Figura 17: Levantamento de MBES no Rio Mississippi mostrando a evolução deposicional (Nittrouer et al., 2005). .....	40
Figura 18: Levantamento MBES no rio Paraná adjacente a uma barra emersa representada pela região pontilhada (Sambrook et al., 2009). .....	40
Figura 19: À esquerda acima mostra o mapa de localização dos dois levantamentos de MBES no Rio Mississippi ao lado direito. E a esquerda abaixo mostra dois perfis dos levantamentos apresentados (Knox e Latrubesse 2016). .....	40
Figura 20: Levantamento de MBES no Rio Amazonas mostrando dunas em formas barcanóides (Almeida et al., 2016). .....	41
Figura 21: Perfis de SBP no Rio Tocantins. Através das imagens é possível notar a forma de leito do rio, limites de série e estruturas internas cruzadas (Ianniruberto et al., 2012). .....	42
Figura 22: Perfil de SBP no Rio Amazonas. É possível visualizar formas de leito e limites de série, porém a resolução desse perfil é um pouco mais baixa e com mais ruídos de hipérbole (Moreira 2015). .....	42

Figura 23: Perfil de Boomer no Rio Paranapanema. Mostra que ele é capaz de penetrar até o embasamento sedimentar do rio (Souza 2006).....	43
Figura 24: Perfil de Boomer no Rio Amazonas. Nota-se que além a alta penetração também consegue visualizar limites de série Almeida et al., 2016). .....	43
Figura 25: A) Princípio de funcionamento do equipamento na aquisição dos dados em um ponto em subsuperfície e B) Dado adquirido do perfil do GPR (Neal, 2004). .....	46
Figura 26: A) Ondas eletromagnéticas propagando-se no meio ilustrando a zona de máxima resolução vertical. B) Ondas mais próximas ao centro da zona de Fresnel contribuem para uma maior amplitude. C) A largura da zona de Fresnel está em função da profundidade do refletor e da frequência (Neal, 2004).....	48
Figura 27: À esquerda esquema de aquisição e penetração de cada antena e à direita foto mostrando o tamanho real dos equipamentos. ....	49
Figura 28: Terminologia para definir e descrever radar fácies (Neal, 2004). A) Geometria da reflexão, B) Forma 3-D externa dos pacotes de radar e C) Fácies detectadas pelo radar. ....	51
Figura 29: Ilustração que mostra a direção e forma da onda P que é o tipo de onda recebida pela sísmica (Grotzinger and Jordan, 2013). ....	52
Figura 30: Desenho central mostra esquema de aquisição enquanto nas bordas estão fotografias dos equipamentos utilizados. ....	54
Figura 31: Esquema ilustrativo do pulso com uma frequência central (McGee 2005)..	55
Figura 32:a)Foto do fabricante com transdutor e o sistema de controle. b) Foto do MBES utilizado em campo. ....	56
Figura 33: Esquema do pulso de fonte ressonante com uma banda de frequência para representar o sinal gerado pelo SBP (McGee et al., 2005). ....	56
Figura 34: a) Foto do sistema de controle do SBP (manual do SB-216S EdgeTech). b) Foto do equipamento de SBP utilizado em campo. ....	57
Figura 35: Gráfico ilustrativo do pulso impulsivo do Boomer (manual GB 300-500 GeoMarine).....	58
Figura 36: a) Sistema de controle (manual GB 300-500 GeoMarine). b) placa vibratória (Manual GB 300-500 GeoMarine). c) Foto do Boomer utilizado na aquisição de 2016 e d) Hidrofone utilizado com 4 fontes receptoras. ....	59
Figura 37: Ilustração de exemplos de sismo fácies (Miall, 1999).....	60



Figura 38: Fotos de amostras analisadas pelo Malvern. ....	61
Figura 39: Ilustração simplificada das etapas de do método OSL através da analogia com pilhas recarregáveis (Rhodes, 2011).. ....	62
Figura 40: No lado esquerdo uma representação esquemática do protocolo SAR com os parâmetros Lx e Tx e a direita os pontos gerados pelo protocolo SAR sempre em forma exponencial.....	63
Figura 41: Esquema simplificado sobre a técnica OSL até chegar no valor de idade estimada. ....	63
Figura 42: Os oito satélites com imagens multiespectrais e seus respectivos anos de aquisições (site INPE).....	65
Figura 43: Mapa de localização com estações fluviométricas da ANA e aquisição de dados. ....	66
Figura 44: Gráfico de vazão por meses (médias de todos os anos coletados pela ANA). ....	67
Figura 45: Gráfico da vazão média de cada estação do Rio Amazonas da montante à jusante em azul. Em laranja está a estação encontrada no Rio Japurá e as demais estações são afluentes próximos às barras estudadas. Nota-se uma tendência de aumento de vazão com relação à entrada de afluente (linha rosa). ....	67
Figura 46: Fluxo de aquisição de campo. Foram feitos três campos com propósitos e equipamentos diferentes. ....	68
Figura 47: Mapa de localização do campo de cheia de 2015 e 2016. Foram adquiridos dados de Boomer, SBP, MBES e granulometria. ....	68
Figura 48: Mapa de localização dos dados adquiridos pelo GPR em 2015. ....	69
Figura 49: Tipos topos de barras amazônicas e as componentes de acreção de barras. . ....	71
Figura 50: Imagem de LanSat em quatro fases diferentes para cada barra estudada. .	74
Figura 51: Fotos da morfologia do topo das barras estudadas.....	75
Figura 52: Seção em trincheira da Barra 1. Em verde são as radar fácies R2 e em amarelo representa a radar fácies R1b.....	82
Figura 53: Seções mais próximas à parte posterior das barras 3 e 5. A cor vermelha representa a radar fácies R1a, cor amarela R1b e cor verde R2. Em seta vermelha são os refletores com maior amplitude que foram interpretados como depósito de lama. ...	83

Figura 54: As seções localizadas próximo à região frontal das barras 1 e 2. A cor verde representa a radar fácies R2. As setas vermelhas representam onde os refletores possuem maior amplitude que são depósitos de lama. As linha tracejadas representam scour pits. ....	84
Figura 55: As seções localizadas próximo à região frontal das barras 6 e 7. A cor azul representa radar fácies R3, em verde radar fácies R2 e vermelho a radar fácies R1a. As linha tracejadas representam dunas abaixo da barra, a resolução da seção aumenta no depósito de dunas. ....	85
Figura 56: Seção em trincheira localizado a frente e lateral da barra 5. Em vermelho representa a radar fácies R1a e em azul a radar fácies R3. ....	86
Figura 57: Seção em trincheira próxima à lateral da barra 6. A cor vermelha representa a radar fácies R1a, em amarelo R1b e em verde R2. As lacunas mostram o zoom da seção GPR. ....	87
Figura 58: Trincheiras em topos de barras. (a )Barra 3 - frente de avalanche, (b) Barra1, estratificação cruzada em duna, (c) Barra 6, séries com afinamento pro topo, (d) Barra 5, estratificação plano-paralela, (e) Barra 1, limite de série inclinado com estratificação cruzada acanalada e (f) Barra 5, limite de série inclinado com estratificação cruzada tabular. ....	89
Figura 59: Imagem de LandSat na região de aquisição de 2016 em diferentes anos na época de seca e desenho esquemático da evolução durante os anos A linha tracejada mostra a forma original do canal. ....	90
Figura 60: Mapa de localização das áreas estudadas pelo MBES 2016 e 2015 com os pontos de coleta de granulometria. ....	91
Figura 61: Zoom das áreas estudadas por MBES. O canal principal (Xiborena) possui maior profundidade que o canal secundário (Marchantaria). ....	93
Figura 62: Perfis batimétricos longitudinais na região da Xiborena nos anos de 2015 (vermelho) e 2016 (azul). ....	95
Figura 63: Esquerda: áreas estudas por MBES 2015 e recorte de 2016* corrigidas em relação ao nível do rio. Direita: a subtração das áreas de 2016 e 2015, em azul são áreas erodidas, em preto áreas com pouca ou nenhuma alteração e vermelho áreas de deposição. ....	96

Figura 64: Seção longitudinal da Barra 6, mostrando frentes de avalanche no bar head e no bar tail.....	100
Figura 65: Seção longitudinal de uma barra submersa com frente de avalanche no bar tail e limite de base da barra (SBP).....	101
Figura 66: (a) Seção longitudinal de uma barra submersa com duna preservada, (b) seção longitudinal a barra emersa na seca com preservação de camada de ripples (SBP)...	102
Figura 67: (a) Seção longitudinal de dunas de pequeno porte com co-sets por vezes com marcas de ripples preservadas, (b) seção transversal com co-sets inclinados (SBP)...	103
Figura 68: (a) e (b) Seções longitudinais da barra lateral esquerda com conjunto de limites de série de médio porte. (c) e (d) Seções longitudinais da central com limites de série de grande porte. As linhas em preto foram interpretadas como embasamento sedimentar (Boomer). .....	105
Figura 69: Esquema de estrutura interna para barras de canal secundário e barras de canal principal.....	106
Figura 70: Fotos dos afloramentos no Rio Japurá AM-1, AM2 com laminações plano-paralelo e estratificação cruzada acanalada e no Rio Solimões AM-5 e AM-6 sem presença de estrutura sedimentar evidentes. ....	110
Figura 71: Foto do afloramento AM-3 no Rio Solimões, próximo a boca do Rio Jutaí. Estratificações cruzadas de grande porte são encontrados na base do afloramento.	111
Figura 72: Foto do afloramento AM-4 no Rio Solimões, próximo a boca do Rio Tefé. A barra foi dividida em topo de barra (AM-4A) e base (AM-4B).....	112
Figura 73: Foto do topo de barra AM-4A mostrando as estratificações cruzadas de grande porte com a base de lentes e intraclasto de lama. ....	113
Figura 74: Foto da base da barra AM-4B mostrando redução de espessura de série para o topo com o predomínio de estratificação cruzada acanalada na base e tabular no topo, com presença de intraclastos.....	114
Figura 75: À esquerda gráficos de decaimento do quarto pelo tempo, no centro gráficos de sinal natural/sinal de teste dose pela dose e à direita gráfico de precisão e dose.	117
Figura 76: Coluna estratigráfica para os afloramentos datados AM-1, AM-2, AM-5 e AM-6. ....	118

Figura 77: Recorte de seções GPR da barra 3 com antenas de 100 MHz e 200 MHz, as fotos abaixo mostram os grãos esparsos da barra que formam hipérbolas nas seções GPR. ....	121
Figura 78: Seção da barra 7 mostra diferença da resolução do GPR onde possui baixa resolução (azul) e alta resolução (amarelo), relacionadas a camada de lama associada à zona azul. ....	122
Figura 79: Largura do canal e área do topo de barra, revelando uma relação linear para esses dois parâmetros. Rio Calamus (Bridge et al., 1998), Rio Savaganirktok (Lunt e Bridge 2004, Rio Squamish (Wooldridge e Hickins 2005), Rio Saskatchewan (Sambrook et al., 2006), Rio Jamuna (Best et al., 2003) e Rio Paraná (Sambrook et al., 2009 e Reesink et al., 2014). ....	124
Figura 80: Gráfico com dados de granulação para os topos de barras estudadas na época de seca em 2015 e granulação do talvegue das áreas da Xiborena e Marchantaria na época de cheia de 2016 mostrando que não existe uma relação linear de granulometria e profundidade. ....	126
Figura 81: À esquerda: seção transversal do canal e das barras. Direita: gráfico de vazão mensal ao longo dos anos coletados pela ANA (azul) e a vazão calculada para os topos de barras estudadas (amarelo). ....	127
Figura 82: Idades OSL e C14 de sedimentos na planície moderna dos rios amazônicos mostrando que não há ciclo de deposição em escala regional. Rio Solimões (Latrubesse and Franzinelli, 2002; Rossetti et al., 2005; Gonçalves Júnior et al., 2016), Rio Negro (Latrubesse and Franzinelli, 2005), Rio Madre de Dios (Rigsby et al., 2009), Rio Madeira (Rossetti et al., 2014) e Rio Branco (Cremon et al., 2016). ....	130

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Os 10 rios com maior vazão do mundo, sua drenagem, vazão por ano, produção sedimentar e padrão de canal (Latrubesse 2008). ....	28
Tabela 2: Estimativa de tempo de processos de deposição de sedimentos segundo Miall (2014). ....	33
Tabela 3: Fácies descritas por Miall (1999) com códigos, fácies, estrutura sedimentar e interpretação. ....	34

Tabela 4: Relação entre a frequência da antena e profundidade de penetração (Porsani, 2011).....	47
Tabela 5: Valores de resolução teórica do GPR em ambientes sedimentares para diferentes frequências de antenas (Jol & Bristow, 2003). .....	47
Tabela 6: Valores das frequências das antenas e a resolução vertical para cada uma delas (Porsani, 2011).....	48
Tabela 7: Esquema de comparação de cada equipamento utilizado na aquisição de sísmica rasa com relação aos dados fornecidos pelos fabricantes. ....	53
Tabela 8: Etapas do protocolo SAR(Murray e Wintle, 2000 adaptado). .....	62
Tabela 9: Porcentagem de tipos de topos de barras no trecho das barras estudadas.....	72
Tabela 10: Granulação para cada barra em mm e phi com porcentagem de cada classificação, sendo MF=areia muito fina, F=areia fina, M=areia média e G=areia grossa. ....	76
Tabela 11: Morfologia das barras estudadas com descrições de tipo de barra, formato, dimensões, formas de leito, composição e granulometria. ....	77
Tabela 12: Descrição de radar fácies encontradas para os topos de barras investigados. ....	81
Tabela 13: Valores de área e sedimentação de cada barra com base na subtração de batimetria do ano de 2016 e 2015 nivelados.....	95
Tabela 14: Descrição de sismo fácies encontradas para as barras submersas investigadas (S1, S2 e S3 –SBP e S4 e S5- Boomer). .....	99
Tabela 15: Amostras feitas o teste de dose recovery para determinar temperatura inicial e teste dose única para todas as outras amostras analisadas. ....	115
Tabela 16: Valores de taxa de dose dos elementos U, Th e K, cósmica e saturação das amostras. ....	115
Tabela 17: Valores encontrados na análise de dose equivalente, taxa de dose e idade. ....	118

## 1. INTRODUÇÃO

Rios de grandes proporções são uma das feições mais importantes da superfície do planeta. Eles são responsáveis pela maior parte do aporte sedimentar do continente para os oceanos modernos. Existem grandes implicações envolvidas nesse sistema desde o transporte sedimentar até o registro geológico. Desta forma, o reconhecimento e interpretação de rios de grande porte são fundamentais para a compreensão de modelos evolutivos paleoambientais com relação à geologia, clima, vegetação e conseqüentemente sobre a distribuição de espécies. Apesar dessa importância, a maior parte dos modelos vigentes para sistemas deposicionais fluviais é baseada em rios ativos de pequeno porte (Lunt and Bridge, 2004; Wooldridge and Hickin, 2005b; Sambrook Smith et al., 2006; Mumpy et al., 2007).

O estudo nos rios da Bacia Amazônica é fundamental para compreender melhor grandes sistemas fluviais. A bacia amazônica é a maior bacia do mundo, com uma área de drenagem de aproximadamente  $6 \times 10^6$  km<sup>2</sup> (Guyot et al., 2007). O Rio Amazonas também possui a maior vazão do mundo (média anual próxima de 200.000 m<sup>3</sup>/s) e três de seus tributários estão entre os 10 rios com maior vazão mundial (Latrubesse, 2008). Além disso, o Rio Amazonas é o rio com maior contribuição de sedimentos do continente para Oceano com aproximadamente 13% do total global (Roddaz et al., 2006; Viers et al., 2008). Por isso, o reconhecimento e a interpretação da evolução desses grandes canais e barras ativas na Amazônia são imprescindíveis.

A interpretação de sucessões sedimentares através de elementos arquiteturais e associação de fácies no registro rochoso é muito utilizada para auxiliar no entendimento sobre a evolução e dinâmica de rios (Miall, 1985). Porém, há poucos estudos com enfoque em análise de fácies e elementos arquiteturais para rios ativos de grande porte (Latrubesse, 2008). Devido à dificuldade de acessibilidade às barras e aos fundos dos canais, os métodos diretos tradicionais são de difícil utilização, sendo necessário o uso de equipamentos geofísicos como o Radar de Penetração no solo (GPR) e a Sísmica rasa. Eles analisam de maneira indireta a subsuperfície das barras e dos canais ativos e conseguem definir a forma, tamanho e altitude das estruturas sedimentares.

Trabalhos anteriores que utilizam o GPR como ferramenta para caracterizar arquitetura sedimentar são mais comuns em rios entrelaçados que possuem barra composta de areia no meio do canal (Best et al., 2003; Sambrook Smith et al., 2006; Reesink and Bridge, 2011). Já os rios *anabranching*, como o Rio Amazonas, tem como uma de suas características a ocorrência de barras compostas vegetadas com incremento de barra de areia ( Latrubesse, 2008, 2015; Ashworth e Lewin, 2012; Lewin e Ashworth, 2014). O Rio Paraná é o único rio *anabranching* com aquisições GPR. Os trabalhos mostram que as barras desse rio, por terem dimensões maiores possuem estruturas sedimentares internas de grande porte não encontradas em rios pequenos. Porém, ainda existe a ocorrência de radar fácies semelhantes aos rios de pequeno porte (Sambrook Smith et al., 2009; Reesink et al., 2014). Fielding et al (2018) associa o maior potencial de preservação de estruturas de grande porte aos rios que possuem baixo coeficiente de pico de variação anual. Os rios com pouca variação de vazão anual estão associados às regiões tropicais, onde normalmente encontram-se a maioria dos rios de grande porte, como o Rio Amazonas (Latrubesse, 2005 e Gupta, 2008).

Existem poucos trabalhos com aquisição de dados de ambientes profundos para rios de grande porte (Almeida et al., 2016 e Galeazzi et al., 2018). O estudo desse tipo de ambiente possui relevância, pois a maior parte dos trabalhos foram feitos através de experimentos em tanque ou em rios pequenos (Bridge and Lunt, 2005; Reesink and Bridge, 2007; Paola et al., 2009). Segundo Paola et al., (2009), sistemas fluviais são caracterizados por morfologias independentes da escala, com o desenvolvimento de formas semelhantes e proporcionais desde análogos físicos em laboratório até rios de grande porte. Por isso, Miall (2014) interpretou que formas de leito menores depositam mais rapidamente, enquanto formas de leito maiores depositam-se mais lentamente. Barras que são elementos de médio a macro escala demorariam décadas a milhares de anos para serem construídas (Miall, 2014). Porém, a escassez de dados que retratam aspectos de classificação de morfologia, estrutura interna, evolução e processo das barras para rios grandes dificultam no entendimento e interpretação de afloramentos de barras e canais de sistema fluvial (Almeida et al., 2016 e Galeazzi et al., 2018).

Por isso, o trabalho pretende contribuir para o avanço na compreensão dos processos e depósitos de barras e canais em rios de grande porte, caracterizando morfologias de elementos ativos, estruturas internas expressas em radar- sismo-facies

e dinâmica de barras em diferentes escalas temporais, registradas em datações OSL, séries temporais de imagens de satélite e investigações repetidas com ecobatímetro multifeixe (MBES). A contribuição para a expansão da escassa base de dados disponível para rios de grande porte ativos tem como finalidades reconhecer possíveis particularidades dependentes da escala e aprimorar a interpretação de depósitos de grandes rios no registro geológico.



## 2. OBJETIVOS

O objetivo geral do trabalho é propor um modelo para rios de grande porte amazônicos para isso objetivos mais específicos serão necessários como:

- i. Melhorar o entendimento da distribuição de fácies e elementos arquiteturais em barras nos canais ativos de grandes rios amazônicos por meio de análise e interpretação de dados de radar de penetração no solo, trincheiras e sísmica rasa.
- ii. Avaliar as escalas temporais de evolução de diferentes partes dos sistemas de canais e barras. Reconhecer o potencial de preservação de fácies sedimentares e elementos arquiteturais no registro através de comparação de dados geofísicos com afloramentos e datações OSL em terraços na região amazônica.
- iii. Comparar com trabalhos que descrevem fácies e elementos arquiteturais em rios de pequeno porte e verificar se existe um padrão único para dinâmica e evolução de qualquer rio independentemente do tamanho.
- iv. Avaliar os métodos geofísicos empregados no estudo e escolher quais equipamentos são mais eficientes para cada tipo de ambiente, com relação a litologia, granulometria, profundidade e resolução.

### 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo mostra trabalhos anteriores na área estudada como: aspectos gerais geomorfológicos, tectônicos, sedimentares, datações e sobre sistema fluvial amazônico. Além disso, o capítulo apresenta aspectos sedimentológicos utilizados para descrever aspectos morfológicos e estruturas internas como: formas de leitos, estruturas sedimentares e classificações de hierarquia arquitetural. Posteriormente, o capítulo apresenta trabalhos anteriores em sistemas fluviais com os equipamentos utilizados nesse trabalho como GPR e sísmica rasa.

#### 3.1 Contexto Geológico: Região Amazônica

##### 3.1.1 Aspectos Geomorfológicos

O sistema fluvial ativo encontra-se em uma extensa área da bacia hidrográfica amazônica na região central denominada de planície amazônica. Ela constitui 44% da área total da bacia hidrográfica, possui baixa altitude (0 – 600 m) com deposição de sedimentos do Cenozoico até recentes.

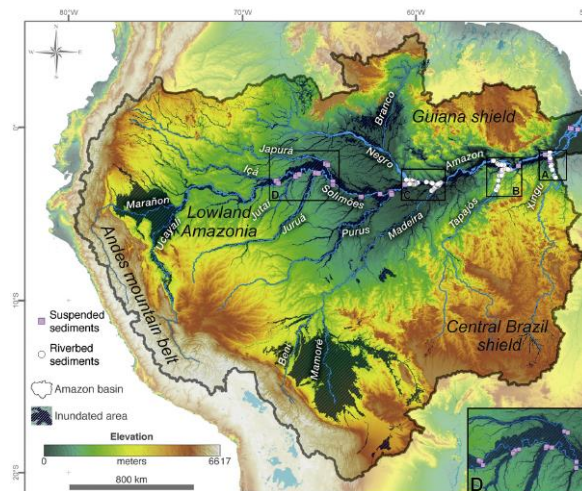


Figura 1: Mapa da bacia Amazônica ilustrando as regiões dos Andes, Crátons e Planície Amazônica (Sawakuchi et al., 2018 adaptado).

À oeste, onde nascem boa parte dos rios amazônicos encontra-se a região dos Andes, ocupando apenas 12% do total. Mesmo constituindo uma pouca parcela de área física, os Andes possuem grande importância para o transporte e a sedimentação da bacia. Uma das causas é a sua alta topografia, que pode até chegar até 7.000 m. A litologia básica é composta por rochas ígneas, metamórficas e sedimentares com idade do Paleozoico até Meso-Cenozoico. Por fim, à nordeste, localiza-se a região do Cráton das Guianas e, à sudeste, o Cráton Brasileiro; juntas, representam 44% da área da bacia.

São as regiões com idades mais antigas que vão do Pré-Cambriano ao Mesozoico, compostos por rochas ígneas, metamórficas e sedimentares com elevação intermediária de 150 m – 1.500 m (Guyot et al., 2007; Viers et al., 2008) (Figura 1).

### 3.1.2 Aspectos Tectônicos

Dentro desse contexto, o sistema fluvial amazônico localiza-se dentro de uma imensa área deprimida intracratônica entre os crátons das Guianas e Brasileiro (Rozo et al., 2012). Essa grande bacia ainda foi subdividida em três partes delimitadas por altos topográficos, os Arco de Iquitos, Purus e Gurupá. Eles separam as Bacias do Acre, Solimões e Amazonas respectivamente (Rossetti et al., 2015). As áreas desse estudo concentram-se na Amazônia central, dentro da Bacia Solimões. O mapa de Rossetti et al., (2015) mostra que na área da Bacia do Solimões predominam os terraços da Formação Iça.

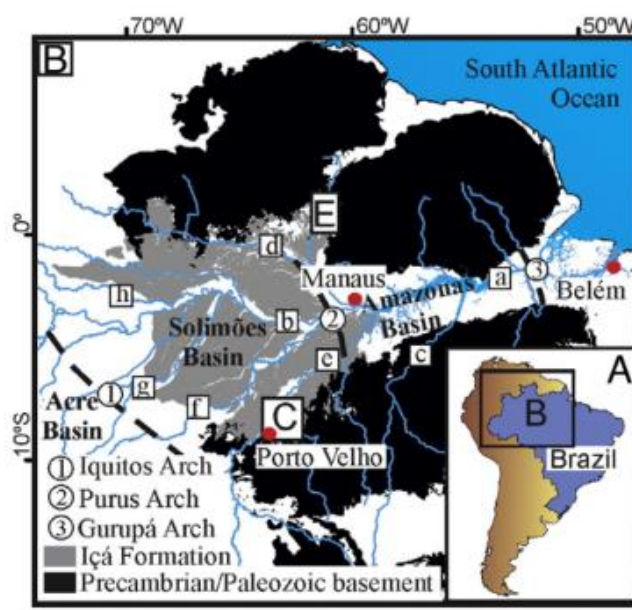


Figura 2: Bacias do Acre, Solimões e Amazonas com seus respectivos Arco de Iquitos, Purus e Gurupá que as separam. As Formações aflorantes nas áreas são a Fm .Solimões, Iça e Alter do Chão da esquerda para direita (Rossetti et al., 2015).

### 3.1.3 Terraços Quaternários

Através dos trabalhos anteriores observa-se que a Fm. Iça tem sua área de ocorrência mudada diversas vezes ao longo do tempo (Maia et al., 1977, Rossetti et al., 2005; Horbe et al., 2013; Nogueira et al., 2013 e Rossetti et al., 2015). Maia et al., 1977 caracterizou a Fm. Iça descrevendo poços durante um projeto da CPRM, e definiu a seção tipo em um poço com aproximadamente 80 m de profundidade localizado

próximo às margens do Rio Içá. Essa formação segundo Maia et al., 1977 é basicamente composta por arenitos com cor amarelo avermelhado, granulação de fino à conglomerática e friável, subordinadamente pode possuir siltitos à argilitos. Descrições sobre fácies da Fm. Içá em afloramentos mostram níveis estratigráficos com fósseis de planta, uma maior ocorrência de camadas intercaladas de argilitos e ritmitos, além de descrições de estratificações cruzadas e marcas de ripples em ambiente fluvial (Rossetti et al., 2005; Horbe et al., 2013; Nogueira et al., 2013). Rossetti et al., 2015 dataram a Fm. Içá com OSL e obtiveram idades definidas como Pleistoceno médio a tardio com destaque sedimentológico para o alto grau de oxidação das amostras, com base em afloramentos e testemunhos nas regiões próximas aos rios Branco e Madeira (Figura 2).

Mesmo que a maior parte da bacia do Solimões possua a Fm. Içá como aflorantes, próximo às margens dos rios ativos ficam expostos terraços da planície moderna holocênica (Pupim et al., 2019). Assim, como a Fm. Içá, não existe um consenso de delimitação dos terraços quaternários, pois a bacia amazônica é muito extensa e cada trabalho investiga uma área específica da bacia (Rossetti et al., 2005, 2014; Cremon et al., 2016; Gonçalves Júnior et al., 2016). De maneira geral, essas planícies de inundação foram datadas como mais recente com idade dentro do Holoceno (Latrubesse and Franzinelli, 2002; Rozo et al., 2012; Cremon et al., 2016; Sant'Anna et al., 2017). E ainda mais recente, são as barras de areia dentro dos rios ativos com idades que variam de 0,4 à 3 ka com datações de  $^{14}\text{C}$  em matéria orgânica (Cremon et al., 2016) e 11.5 ka por OSL (SAR) (Sant'Anna et al., 2017). As idades das barras de areia dentro do rio decrescem à medida que o rio desce através de medidas OSL feitas em topos de barra (Ferreira, 2013).

## 3.2 Sistema fluvial moderno

### 3.2.1 Rio Amazonas

O Rio Amazonas nasce no Peru, no território Andino da bacia, e estende-se até a planície amazônica passando por diversos estados brasileiros até desembocar no Oceano Atlântico, em um percurso de aproximadamente 7000 km. O Rio Amazonas é um rio de grande porte (Potter, 1978; Miall, 2006; Gupta, 2008; Latrubesse, 2008, 2015; Ashworth and Lewin, 2012; Lewin and Ashworth, 2014), com padrão de canal *anabranching* (Latrubesse, 2008, 2015; Ashworth e Lewin, 2012; Lewin e Ashworth, 2014), origem sedimentar predominantemente andina (Guyot et al., 2007; Viers et al.,

2008; Mapes, 2009; Horbe et al., 2013; do Nascimento et al., 2015) e uma dinâmica elevada com alta troca de sedimentos da planície aluvial com o canal (Dunne et al., 1998), desta forma existe uma grande complexidade no sistema deposicional sedimentar.

### 3.2.2 Grandes rios

Os rios de grande porte tem uma importância notável, pois eles transportam centenas de milhões de toneladas de sedimentos de grandes cadeias orogênicas até o oceano e áreas costeiras, levando consigo nutrientes essenciais para continuação do ecossistema local, eles drenam grandes áreas dos continentes e preenchem diversas bacias continentais além de auxiliar no ciclo hidrológico global (Latrubesse et al., 2005; Miall, 2006). O Rio Amazonas é classificado como um rio de grande porte devido à sua vazão, transporte de sedimentos, área da bacia de drenagem e comprimento (Potter, 1978; Latrubesse et al., 2005; Miall, 2006; Gupta, 2008; Latrubesse, 2008; Ashworth and Lewin, 2012; Lewin and Ashworth, 2014).

*Tabela 1: Os 10 rios com maior vazão do mundo, sua drenagem, vazão por ano, produção sedimentar e padrão de canal (Latrubesse 2008).*

River	Country to the mouth	Mean annual discharge (m <sup>3</sup> /s)	Drainage area (103 km <sup>2</sup> )	Annual Q <sub>a</sub> (Mt/year)	Sediment yield (t/km <sup>2</sup> year)	Dominant channel pattern
Amazon	Brazil	209,000 <sup>a</sup>	6100	~ 1000 <sup>e</sup>	167	Anabranching
Congo	Zaire	40,900	3700	32.8	9	Anabranching
Orinoco	Venezuela	35,000 <sup>d</sup>	950	150 <sup>d</sup>	157.8	Anabranching
Yangtze	China	32,000	1943	970 <sup>e</sup>	499	Anabranching-occasional complex and geologically controlled sinuous reaches
Madeira	Brazil	32,000 <sup>a</sup>	1360	450 <sup>e</sup>	330	Anabranching
Negro	Brazil	28,400 <sup>a</sup>	696	8 <sup>b</sup>	11.5	Anabranching
Brahmaputra	Bangladesh	20,000	610	520 <sup>e</sup>	852.4	Anabranching
Japura	Brazil	18,600 <sup>a</sup>	248	33 <sup>b</sup>	133	Anabranching
Parana	Argentina	18,000	2600	112 <sup>e</sup>	43	Anabranching
Mississippi	USA	17,000	3200	330 <sup>e</sup>	102	Meandering

O Rio Amazonas possui maior vazão dentre os rios, com média anual de 209.000 m<sup>3</sup>/s (Filizola and Guyot, 2009), ele apresenta valores de vazão cinco vezes maior do que o segundo rio na Tabela 1 (Latrubesse, 2008). Além disso, o Rio Amazonas também é o maior com relação a transporte de sedimentos do continente para Oceano, com aproximadamente 13% do sedimento total mundial, considerando os sedimentos dissolvidos e em suspensão (Viers et al. 2008 e Roddaz et al., 2016). O fluxo sedimentar do Rio Amazonas até o Oceano é de aproximadamente de 6 x 10<sup>8</sup> ton/ano à 8 x 10<sup>8</sup> ton/ano (Filizola and Guyot, 2011). O volume de água do Rio Amazonas para o Oceano é de aproximadamente 20% do total das águas continentais, esse volume representa em torno de 6,6 x 10<sup>12</sup> m<sup>3</sup>/ano (Filizola e Guyot, 2011).

### 3.2.3 Proveniência, transporte, sedimentação e erosão

Além da grande quantidade de água que o rio carrega, toneladas de sedimentos são carregados juntos, tanto em suspensão quanto no fundo de canal. A área fonte dos sedimentos do Rio Amazonas atualmente é andina (Guyot et al., 2007; Viers et al., 2008; Mapes, 2009; Horbe et al., 2013; Nascimento Jr. et al., 2015). A motivação de uma área tão pequena da bacia ser a provedora de 70% dos sedimentos totais do Oceano Atlântico deve-se à área de localização. Os Andes são uma região montanhosa e possui alta elevação com massas de ar úmidas vindas do Oceano Atlântico, isso tem como consequências altas taxas de precipitação na área e consequentemente alta taxa de erosão (Guyot et al. 2007, Viers et al., 2008) (Figura 3).

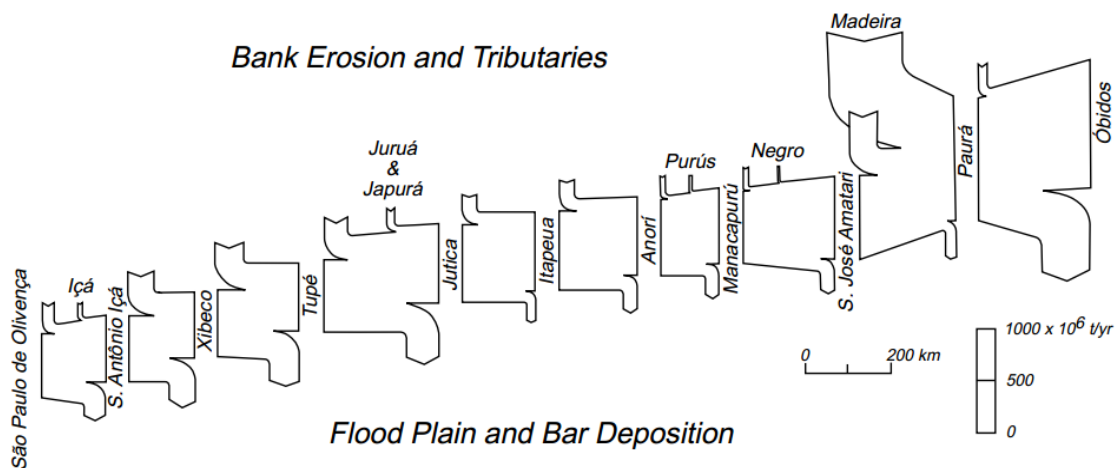


Figura 3: Ilustra a produção sedimentar de cada rio, o tamanho de cada canal, e a quantidade de sedimentos que erode (cima) e que deposita (abaixo) (Dunne et al., 1998).

### 3.3 Formas de leito, estruturas, hierarquia e fácies sedimentares.

#### 3.3.1 Formas de leito e estruturas sedimentares

Os sedimentos de fundo de canal ao depositarem constroem formas de leito que vai depender da estabilidade entre tamanho de grão dos sedimentos do fundo do canal pela velocidade de fluxo do rio (Nichols, 2009). As formas de leito visto em seção independente do seu tamanho possuem em sua maioria uma forma basicamente composta pela crista (ponto de inflexão), *stoss side* (parte traseira) e o *lee side* (parte frontal) com relação ao fluxo do rio (Figura 4a). Já em planta as formas podem variar dependendo da velocidade e direção de fluxo, as formas das cristas podem ser retas, sinuosas ou barcanoide com direção em sentido do fluxo ou oblíquas (Figura 4b) (Galeazzi, 2016).

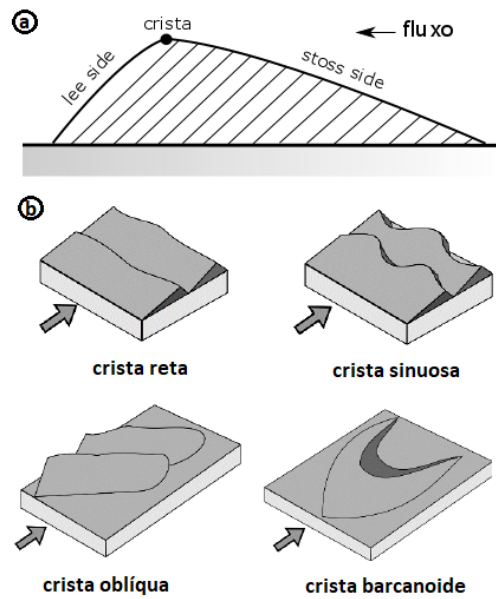


Figura 4: a) Ilustração de uma única forma de leito vista em seção mostrando as regiões de interesse, com estrutura interna cruzada tabular criada pela migração da forma. B) Exemplos de forma de leito visto em planta (Galeazzi, 2017).

A sucessão de deposição e erosão das formas de leito formam estruturas sedimentares em subsuperfície. A menor forma de leito de menor escala são as **ripples** com dimensões centimétricas, em planta possuem forma com crista reta à sinuosa e em registro formam estruturas sedimentares denominadas de séries de laminações cruzadas tabulares ou acanaladas (dependente da velocidade) mostrando a migração em direção ao fluxo. Já as **dunas** depositadas em ambientes com maior profundidade e velocidade possuem dimensões métricas e em planta apresentam forma similares as ripples em maiores escalas e as estruturas sedimentares formadas são limites de séries com estratificações cruzadas tabulares ou acanaladas (Figura 5).

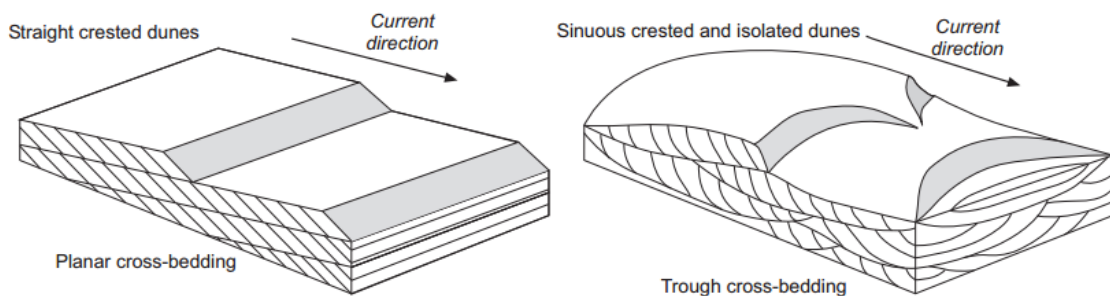


Figura 5: Ilustração do esquema de dunas de crista reta e estratificação interna cruzada tabular à esquerda. E a direita dunas de crista sinuosa com estrutura interna cruzada acanalada (Nichols, 2009).

Quando há presença de dunas pequenas cavalcando em uma duna maior elas são denominados **dunas compostas com dunas superimpostas**, em planta apresentam dunas grandes sinuosas ou barcanóides com formas de dunas de crista reta a sinuosa

por cima delas, as estruturas sedimentares são mais complexas, compostas por limites de séries de grande porte levemente horizontalizados e internamente limites de série de pequeno porte com estratificação cruzada tabular à acanalada representados pelas duna/ripples parasitas. Esse tipo de estrutura interna é mais raro de encontrar na natureza porque só pode ser visto em registros de sistema fluvial de grande porte. Também existe a possibilidade da não preservação dos elementos maiores e os afloramentos de rios de grande porte podem ser interpretados de maneira errônea como de um canal pequeno devido a preservação apenas das formas pequenas (Galeazzi et al., 2018) (Figura 6).

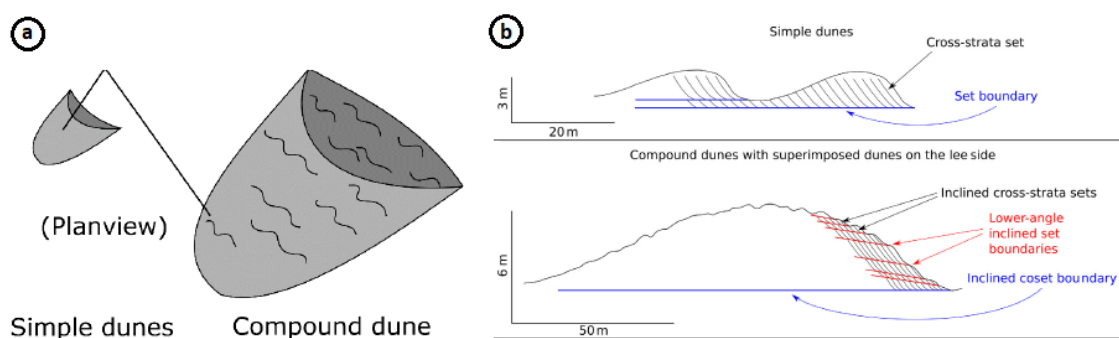


Figura 6: a) Ilustração de duna simples e composto (Galeazzi 2017). B) Ilustração de dunas simples e compostas em seção com estrutura sedimentar (Galeazzi et al., 2018).

Dentro de uma escala maior que dunas grandes estão as **barras** que são definidas como formas de leito em macro escala, normalmente elas possuem ordem e magnitude proporcional ao tamanho do canal (Bridge, 2003). A barra pode ser dividida em categorias, dentre elas as barras que ficam expostas na época da seca do rio são denominadas de **topo de barra** no geral, são macro formas de dimensões quilométricas, isoladas e sazonais (Bristow, 1993). As barras foram originalmente subdividas em categorias como **barras unitárias**: evento único com morfologia predominantemente deposicional que possuem pouca modificação no tempo sendo uma macro formas quase-periódica e solitária (Smith, 1974; Ashley, 1990) e **barras compostas**: conjunto de barras unitárias, não é um evento único deposicional, ela passa por diversos eventos de erosão e deposição. As barras compostas passam por processos mais complexos por serem mais estáveis e contínuas no tempo do que as barras unitárias (Sambrook Smith et al., 2006). As estruturas sedimentares internas que podem ser encontradas em barras são os limites de série com estratificação cruzada causada pela migração de dunas fluviais dentro da barra ou frentes de avalanche que são estruturas sedimentares



maiores causadas pela migração da barra inteira. As superfícies de reativações são denominadas como um período de estagnação de deposição devido a sazonalidade do rio que é marcada pela deposição de sedimentos mais finos (lama) entre camadas espessas de areia (Bridge, 2003) (Figura 7).

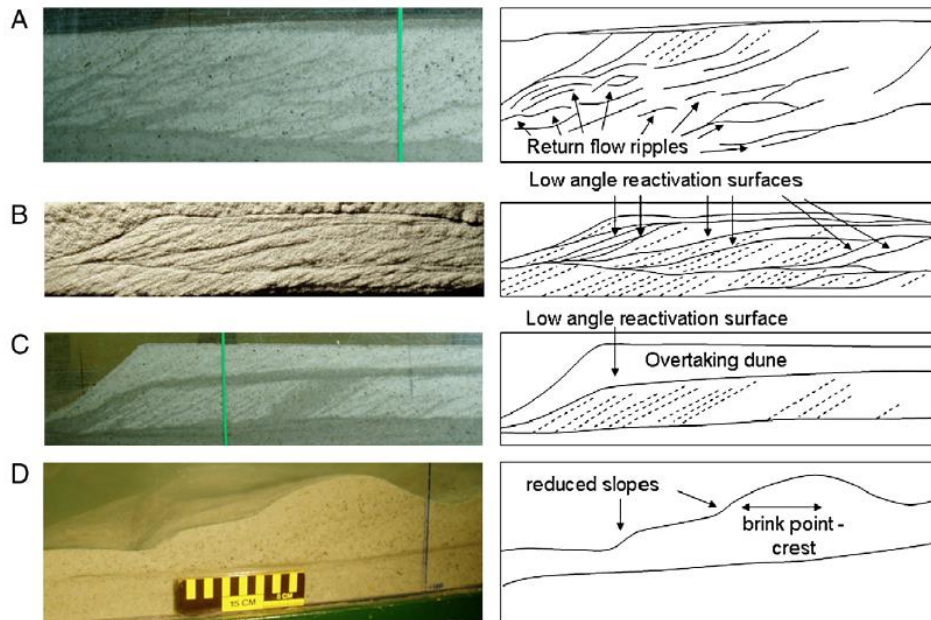


Figura 7: À esquerda são fotos de experimentos em tanque de laboratório e à direita as interpretações de cada tipo de deposição de foresets de barras unitárias (Reesink e Bridge, 2009).

### 3.3.2 Hierarquia arquitetural de unidades deposicionais

Existem diversos níveis hierárquicos na escala de depósitos sedimentares de um sistema fluvial. Desde estruturas quilométricas até depósitos sedimentares milimétricos. O objetivo de cada trabalho vai definir a escala do processo sedimentar (Miall, 2014). A Figura 8 mostra a complexidade e as diferenças hierárquicas de cada nível. No caso de estudos de GPR e sísmica rasa, os níveis de investigação variam de centímetros a métricos. Para esses métodos são possíveis encontrar estruturas sedimentares como as ripples, dunas e seus limites de séries até estruturas maiores como as barras e conjunto das barras, em rios grandes como Amazonas provavelmente não chegariam a reconhecer um preenchimento do canal.

Baseado na Tabela 2 de Miall (2014) o tempo que a formas de leito demora para se formar depende do seu tamanho. Quanto menor mais veloz, por exemplo, as ripples que são pequenas demorariam segundos para serem formadas, as dunas demorariam dias e as barras em macro escala demorariam de décadas à milhares de anos para serem formadas.

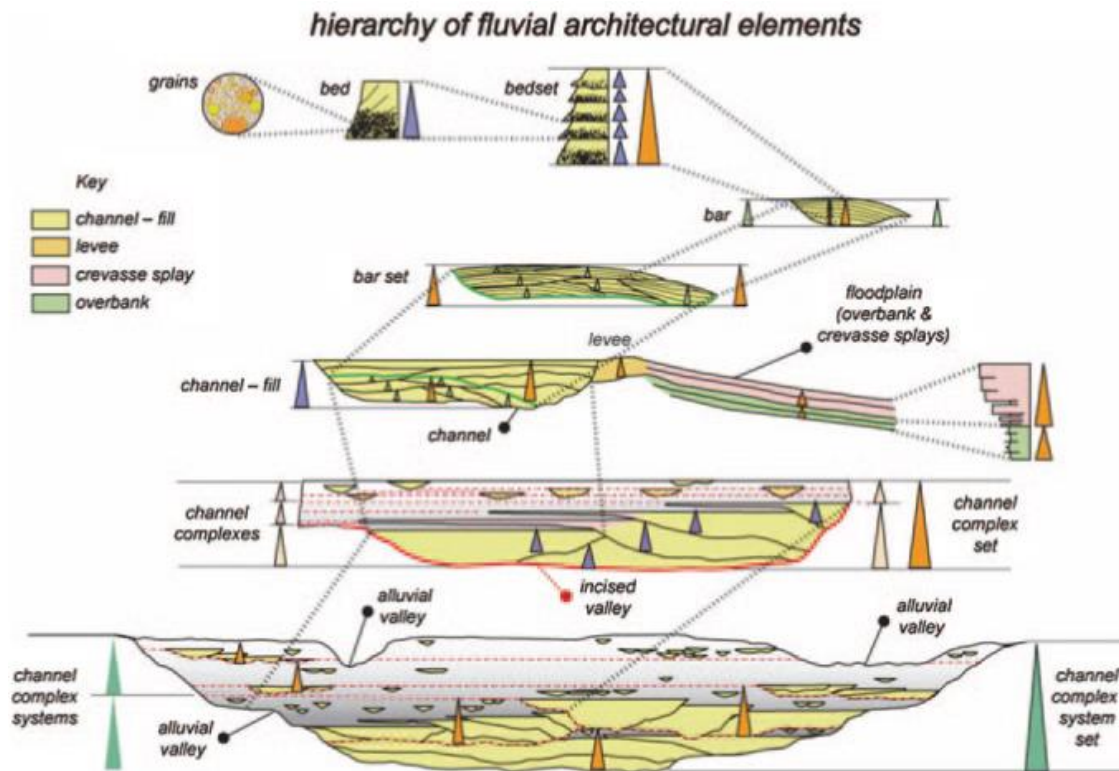


Figura 8: Esquema hierárquico de elementos arquiteturais fluvial. Destaque para linha tracejada vermelha que são as escalas de investigação do presente trabalho (Miall, 2014 adaptado).

Tabela 2: Estimativa de tempo de processos de deposição de sedimentos segundo Miall (2014).

SRS	Time scale	Inst. sed. rate	Examples of processes	Depositional unit	Type of process	Interpretive significance	Investigative technique
1	$10^{-6}$	$10^6$	Burst-sweep cycle	Lamination	Autogenic	Trivial	Thin-section hand specimen
2	$10^{-6}$ – $10^4$	$10^5$	Ephemeral flow events	Ripple (microform)	Autogenic	Superficial hydraulic fluctuations	Hand specimen core
3	$10^{-3}$	$10^5$	Diurnal dune increment, reactivation surface	Diurnal	Autogenic	Daily variability small outcrop	Core
4	$10^{-2}$ – $10^1$	$10^4$	Storms (mesoform)	Dune	Autogenic	Dynamic events	Core, small outcrop
5	$10^0$ – $10^1$	$10^2$ – $10^3$	Seasonal to 10 year flood	Macroform growth increment	Autogenic	Major dynamic events	Large outcrop GPR on modern river
6	$10^2$ – $10^3$	$10^2$ – $10^3$	100 year flood levee, splay	Macroform, e.g. point bar	Autogenic	Major dynamic events	Large outcrop GPR on modern river
7	$10^3$ – $10^4$	$10^0$ – $10^1$	Avulsion	Channel	Autogenic	Behavior of river system	Large outcrop horizontal 3-D seismic section
8	$10^4$ – $10^5$	$10^{-1}$	5th order (Milankovitch) cycles	Channel belt	Autogenic or allogenic	Geomorphic response to regional change	Regional outcrop network horizontal 3-D seismic section
9	$10^5$ – $10^6$	$10^{-2}$ – $10^{-1}$	4th order (Milankovitch) cycles	Depositional system, alluvial fan, major delta	Allogenic	Tectonism, climate change, base-level change	Regional 2-D seismic or well network
10	$10^6$ – $10^7$	$10^{-1}$ – $10^0$	2nd–3rd order cycles	Basin-fill complex	Allogenic	Rapid tectonism	Regional 2-D seismic or well network
11	$10^6$ – $10^7$	$10^{-2}$ – $10^{-1}$	2nd–3rd order cycles	Basin-fill complex	Allogenic	Tectonism	Regional 2-D seismic or well network
12	$10^6$ – $10^7$	$10^{-3}$ – $10^{-2}$	2nd–3rd order cycles	Basin-fill complex	Allogenic	v. slow cratonic subsidence	Regional 2-D seismic or well network

Adapted from Miall (1996, in press), with ideas from Brierley (1996). GPR = ground penetrating radar

### 3.3.3 Análise de Fácies

No presente estudo não será utilizada a classificação de fácies diretamente, porém ela é precursora das classificações utilizadas adiante como as radar fácies em seções de GPR e sísmica em seções sísmica. O estudo e a interpretação de

estruturas sedimentares, textura, fóssil e associação de rochas sedimentares em escala de afloramento, seção de poço ou um nível hierárquico pequeno de bacia podem utilizar-se da análise de fácies (Miall, 1999a).

Para definir diferentes tipos de fácies leva-se em conta a composição, o tamanho dos grãos e forma de acamamento. As estruturas sedimentares normalmente estão associadas a apenas um único evento no período de cheia. O conjunto de fácies associadas pode mostrar um padrão característico de um ambiente deposicional (Miall, 1999a).

Miall (1996) tentou padronizar as fácies e as classificou em 20 categorias diferentes. Muitos trabalhos utilizam esses códigos e notações (Tabela 3), porém há uma diversidade de estruturas sedimentares e complexidade em diferentes tipos de rios, por isso essa padronização nem sempre pode ser respeitada.

*Tabela 3: Fácies descritas por Miall (1999) com códigos, fácies, estrutura sedimentar e interpretação.*

Facies code	Facies	Sedimentary structures	Interpretation
Gmm	Matrix-supported, massive gravel	Weak grading	Plastic debris flow (high-strength, viscous)
Gmg	Matrix-supported gravel	Inverse to normal grading	Pseudoplastic debris flow (low strength, viscous)
Gci	Clast-supported gravel	Inverse grading	Clast-rich debris flow (high strength), or pseudoplastic debris flow (low strength)
Gcm	Clast-supported, massive gravel	-	Pseudoplastic debris flow (inertial bedload, turbulent flow)
Gh	Clast-supported, crudely bedded gravel	Horizontal bedding, imbrication	Longitudinal bedforms, lag deposits, sieve deposits
Gt	Gravel, stratified	Trough crossbeds	Minor channel fills
Gp	Gravel, stratified	Planar crossbeds	Transverse bedforms, deltaic growths from older bar remnants
St	Sand, fine to v. coarse, may be pebbly	Solitary or grouped trough crossbeds	Sinuously crested and linguoid (3-D) dunes
Sp	Sand, fine to v. coarse, may be pebbly	Solitary or grouped planar crossbeds	Transverse and linguoid bedforms (2-D dunes)
Sr	Sand, very fine to coarse	Ripple crosslamination	Ripples (lower flow regime)
Sh	Sand, v. fine to coarse, may be pebbly	Horizontal lamination, parting or streaming lineation	Plane-bed flow (critical flow)
S1	Sand, v. fine to coarse, may be pebbly	Low-angle (< 15°) crossbeds	Scour fills, humpback or washed-out dunes, antidunes
Ss	Sand, fine to v. coarse, may be pebbly	Broad, shallow scours	Scour fill
Sm	Sand, fine to coarse	Massive, or faint lamination	Sediment-gravity flow deposits
Fl	Sand, silt, mud	Fine lamination, v. small ripples	Overbank, abandoned channel, or waning flood deposits
Fsm	Silt, mud	Massive	Back swamp or abandoned channel deposits
Fm	Mud, silt	Massive, desiccation cracks	Overbank, abandoned channel, or drape deposits
Fr	Mud, silt	Massive, roots, bioturbation	Root bed, incipient soil
C	Coal, carbonaceous mud	Plants, mud films	Vegetated swamp deposits
P	Paleosol carbonate (calcite, siderite)	Pedogenic features	Soil with chemical precipitation

### 3.3 Trabalhos anteriores sobre GPR em ambientes fluviais

O uso de *Ground Penetrating Radar* (GPR) em investigações de topos de barras nos dias de hoje é imprescindível. Através de estudos diretos só seriam possíveis descrições nas laterais das barras ou com a utilização de trincheiras e testemunhos, que são análises pontuais. Com a utilização do GPR é possível obter imagens em grandes extensões da subsuperfície, sendo que o levantamento pode ser feito ao longo de toda a barra. Além disso, o conjunto de seções levantadas por GPR pode ser utilizado para a construção de grids 3D, facilitando a interpretação de estudo de fácies. Imagens de satélite, mapas, fotos em planta das barras, descrição de trincheiras e testemunhos auxiliam na interpretação.

Estudos com uso de GPR em rios ativos tiveram mais expressividade no início dos anos 90. Gawthorpe et al. (1993) foram os primeiros autores a usar as notações de radar fácies até hoje amplamente utilizadas. Bridge et al. (1998) foram precursores em estudos de análise de fácies e modelos de evolução de barra através de levantamento GPR, em estudo no Rio Calamus, Nebraska (USA). A resolução da imagem é baixa e o uso de testemunhos foi imprescindível para interpretação das seções, pois os refletores estão com resolução baixa e pouco ganho de amplitude e não é possível vê-los nitidamente (Figura 9).

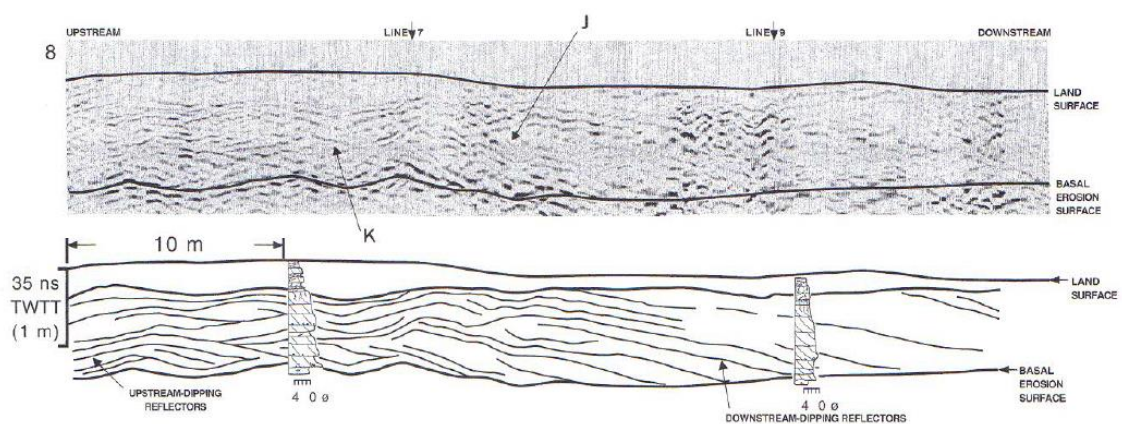


Figura 9: Nota-se a baixa resolução no perfil GPR com antena de 100 MHz é possível identificar apenas mudanças de inclinação de refletores, mas a resolução não permite visualizar estruturas dentro deles (Bridge et al., 1998).

Com o passar dos anos houve um maior interesse em utilizar GPR para estudos de análises de fácies, nos trabalhos seguintes as resoluções das imagens GPR são mais altas e é possível visualizar os limites das camadas e as estruturas sedimentares dentro

delas (Figura 10). Nota-se uma padronização de fácies encontradas em trabalhos de rios entrelaçados de pequeno porte como: estratificações cruzadas de médio e pequeno porte, camadas de lama e preenchimento de canal (Skelly et al., 2003; Bridge and Lunt, 2005; Wooldridge and Hickin, 2005a; Sambrook Smith et al., 2006). Notou-se que as barras estudadas tinham em média 1 km de largura e as profundidades não ultrapassam de 5 m.

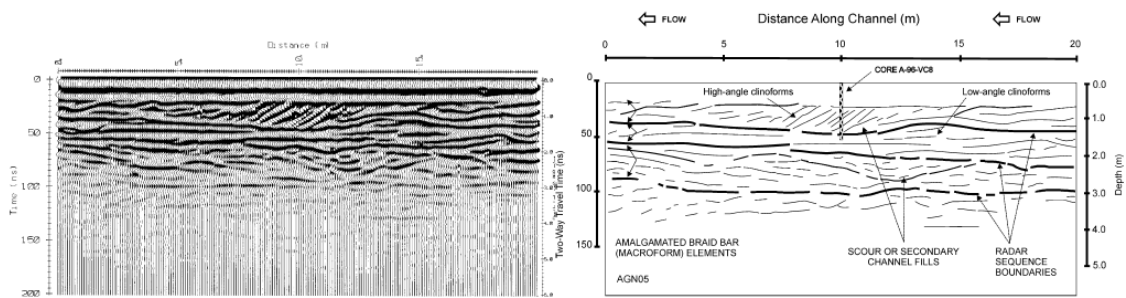


Figura 10: Nessa seção é possível identificar estratificações cruzadas de pequeno porte e preenchimento de canal secundário com tamanho menor que 10 m (Skelly et al., 2003).

Comparando trabalhos de GPR em rios de pequenos e grande porte é possível notar diferenças através de estudos batimétricos. No caso de Wooldridge e Hickin (2005) (Figura 11) não é possível identificar formas de dunas compostas como são vistas no trabalho de Best et al. (2003)(Figura 12). Além disso, as dimensões das barras estudadas são maiores e as profundidades com relação ao canal já passam de dezenas de metros, isso também pode ser observado em outros trabalhos de rios de grande porte (Sambrook Smith et al., 2009; Reesink et al., 2014).

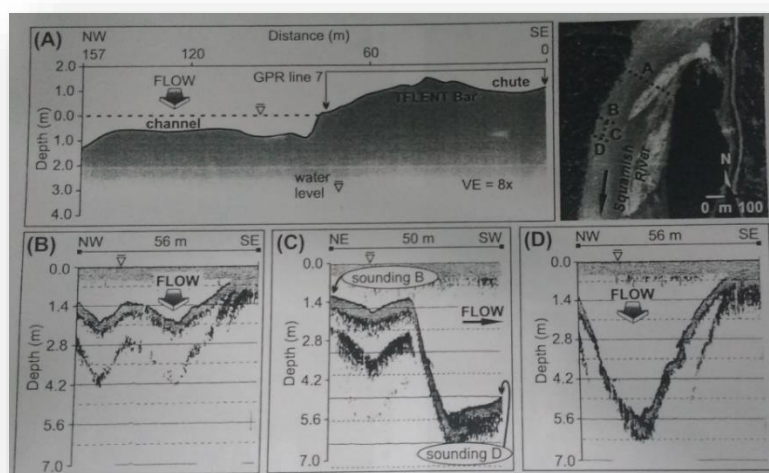


Figura 11: Perfis batimétricos feitos no Rio Squamish, Canadá. Nota-se a baixa profundidade do thalweg e as formas de leito basicamente são barras e dunas pequenas e simples (Wooldridge and Hickins 2005).

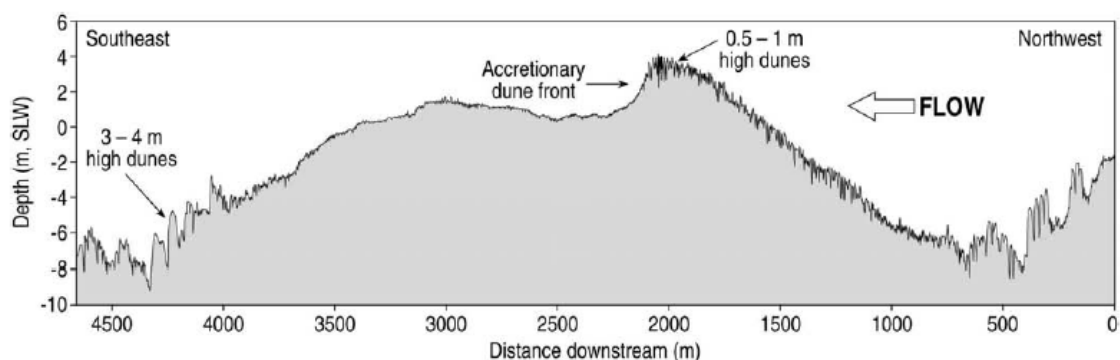


Figura 12: Perfil batimétrico próximo a área de levantamento GPR mostram dunas compostas e profundidade do canal bem maior que em rios de pequeno porte (Best et al., 2003).

A dimensão do rio não altera as formas das radar fácies encontradas, o que muda é a o tamanho e a frequência com que elas aparecem. No trabalho de Best et al., 2003 e Reesink et al., (2014) as estratificações cruzadas variam de grande a pequeno porte (Figura 13). Best et al., 2003 relacionam a mudança de tamanho das dunas na barra e o acréscimo lateral à profundidade do canal, e quanto maior a duna e a migração lateral maior a frequência de *foresets*. Já em trabalhos de rios pequenos as estratificações cruzadas de grande porte descritas acima não são encontradas (Skelly et al., 2003; Bridge and Lunt, 2005; Wooldridge and Hickin, 2005a; Sambrook Smith et al., 2006).

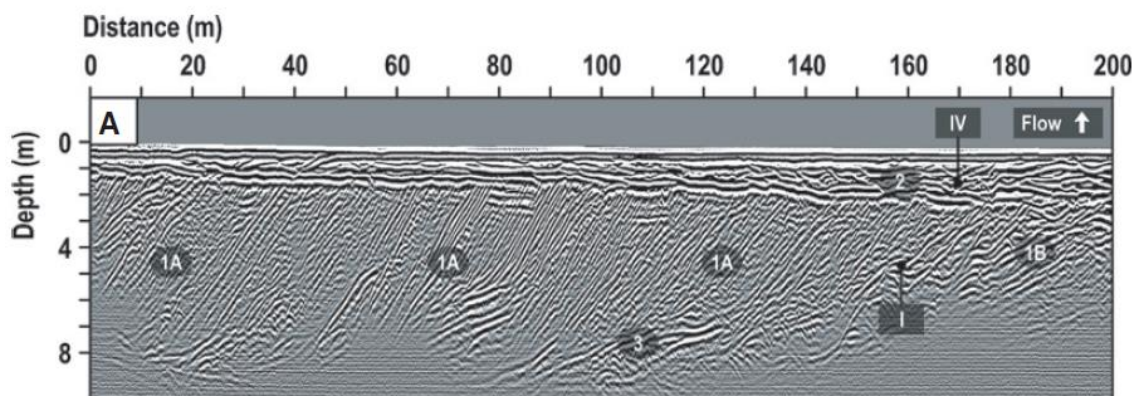


Figura 13: Perfil de GPR com destaque para radar fácies de cruzada de grande porte que são características de rios de grandes proporções (Reesink et al., 2014).

Outros tipos de interpretações comumente feitas em topos de barras são: análise estatística da proporção de radar fácies presentes em diferentes regiões das barras (Figura 14) (Sambrook Smith et al., 2009) e separação em estilos de deposição de barras, denominadas elementos de acréscimo de barra que são categorizados através da posição de depósito com relação à barra. Com a seção GPR é possível categorizá-las em relação a inclinação e direção dos limites de séries apresentados (Figura 15) (Best et al., 2003).

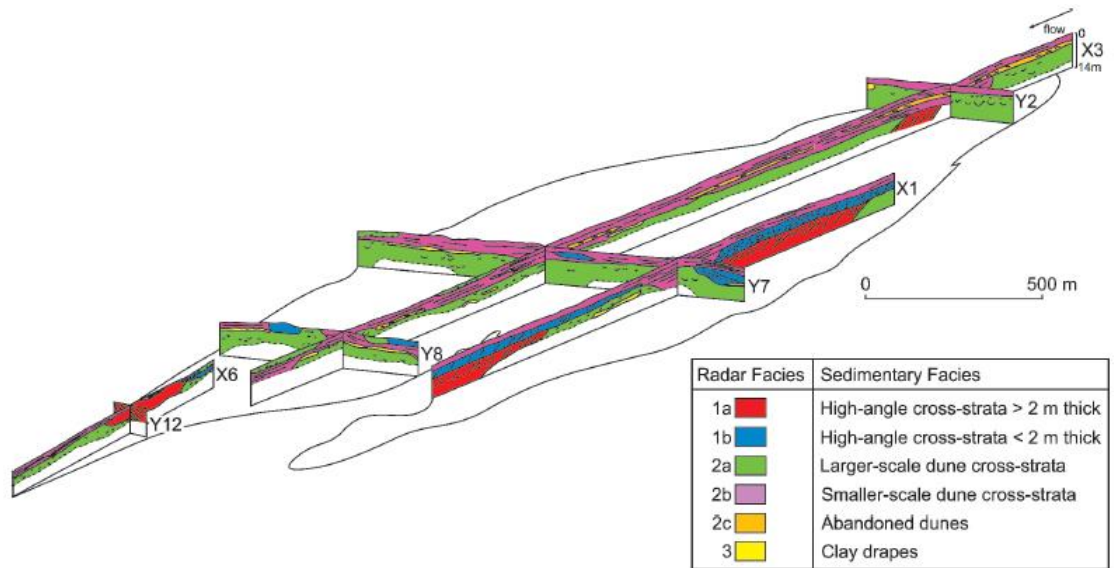


Figura 14: Esquema da interpretação de perfis GPR para uma barra mostrando estruturas sedimentares dentro dessa barra e cada cor ilustra um tipo de radar fácies diferente (Sambrook et al., 2009).

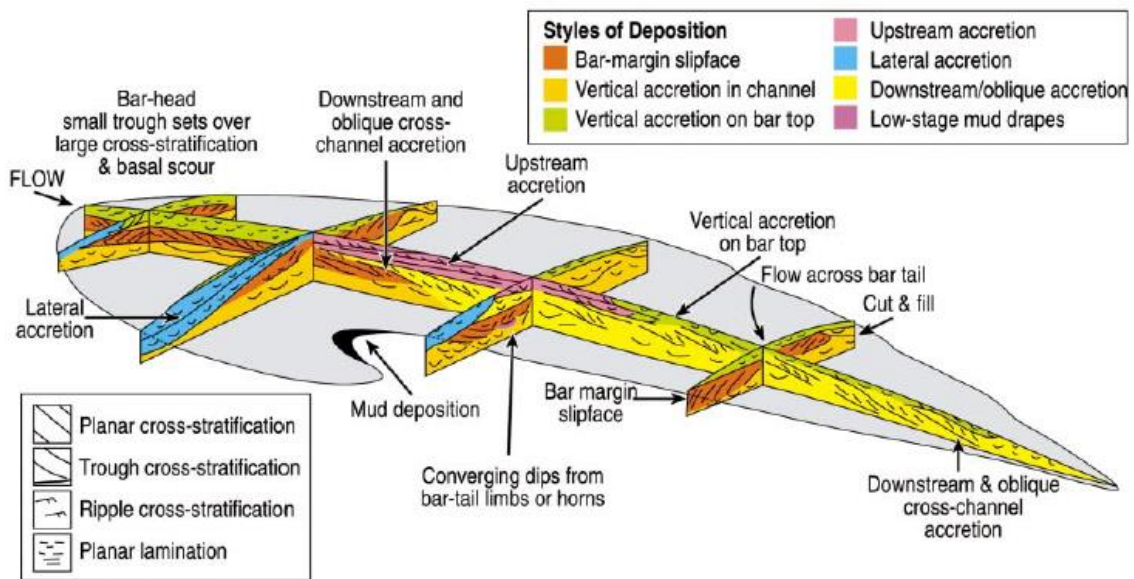


Figura 15: Cada região da barra tem um tipo de estrutura sedimentar predominante que se relaciona com o tipo de migração e deposição que pode ser diferente para cada parte da barra (Best et al., 2003).

É possível notar a escassez de trabalhos de modelos de fácies em rios de grande porte. Observa-se que as radar fácies encontradas são similares para qualquer tamanho de rio o que facilita estudos de rios no geral (Ressink et al., 2014), porém ainda notam-se diferenças no tamanho das estruturas sedimentares e a frequência de radar fácies para cada tamanho de rio (Best et al., 2003 e Sambrook Smith et al., 2009).

### 3.4 Trabalhos anteriores de sísmica rasa em ambientes fluviais

#### 3.4.1 Ecobatímetro multifeixe

Existe um grande interesse em estudar fundos de canais de rios ativos para compreender melhor a dinâmica dos sedimentos de fundo e as formas de leito. A partir de imagens do *Multibeam* (MBES)   possível identificar tamanhos de ripples, dunas e barras e fazer interpretações da dinâmica do fundo de canal.

Parsons et al., (2005) mostra o perfil lateral do fundo do canal Rio Paraná e   possível notar a presença de dunas compostas que são comumente encontradas em rios de grande porte (Figura 16). Nittrouer et al., (2008) usa imagens sobrepostas de MBES para mostrar a migração de dunas no Rio Mississippi e nota-se maior migração de dunas grandes no fundo do que ripples nas bordas (Figura 17). Outro fator corriqueiro é a mudança de tamanho de formas de leito correlacionadas com a mudança de profundidade do canal, quanto mais profundas maiores as formas. Esse tipo de evidencia foi encontrada em boa parte dos trabalhos como Nittrouer et al., (2008) (Figura 17), Sambrook Smith et al., (2009) (Figura 18), Knox e Latrubesse (2016) (Figura 19) e Almeida et al., (2016) (Figura 20). Já Almeida et al., (2016) encontraram diferentes formas de dunas, como por exemplo dunas barcanóides encontradas   70 m de profundidade no Rio Amazonas (Figura 20).

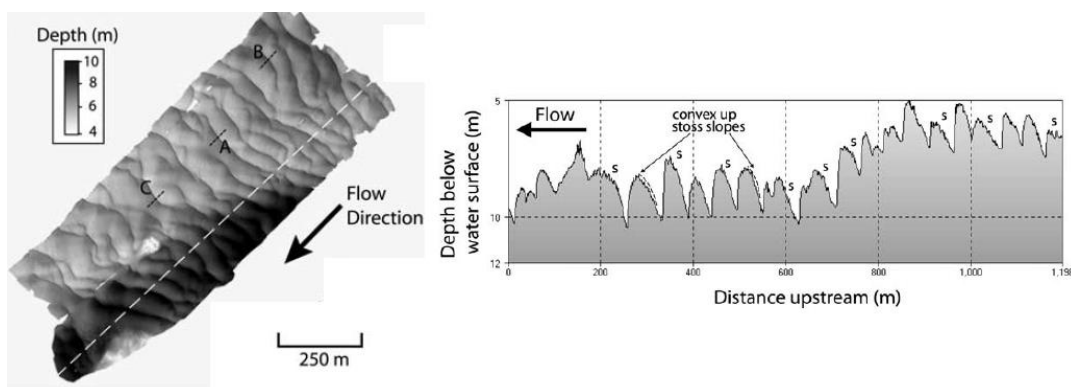


Figura 16: À esquerda o levantamento de MBES no Rio Paraná e a direita perfil da linha tracejada da primeira imagem (Parsons et al., 2005).



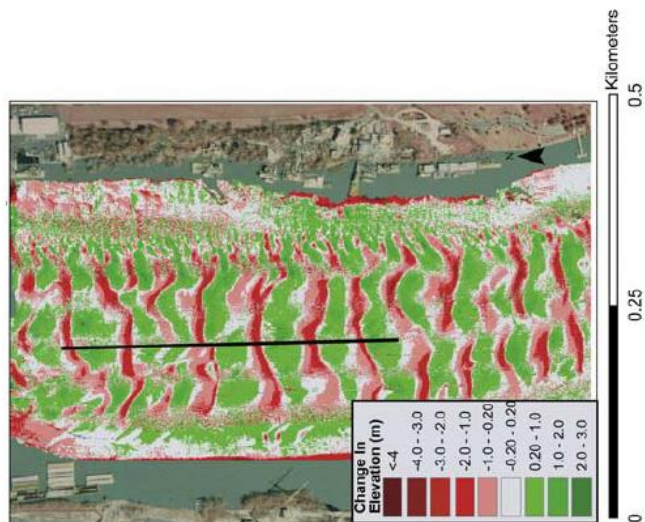


Figura 17: Levantamento de MBES no Rio Mississippi mostrando a evolução deposicional (Nittrouer et al., 2005).

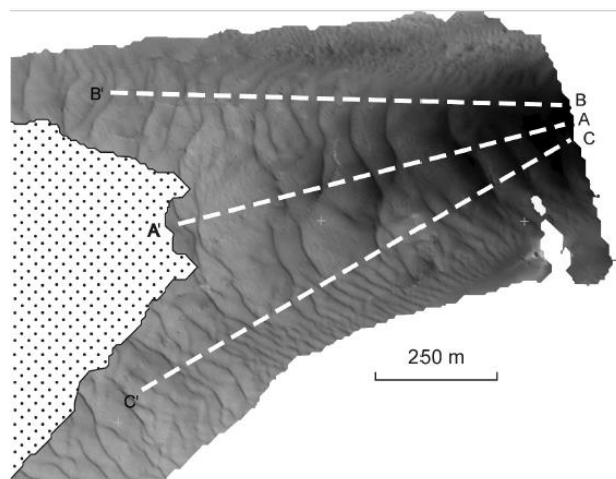


Figura 18: Levantamento MBES no rio Paraná adjacente a uma barra emersa representada pela região pontilhada (Sambrook et al., 2009).

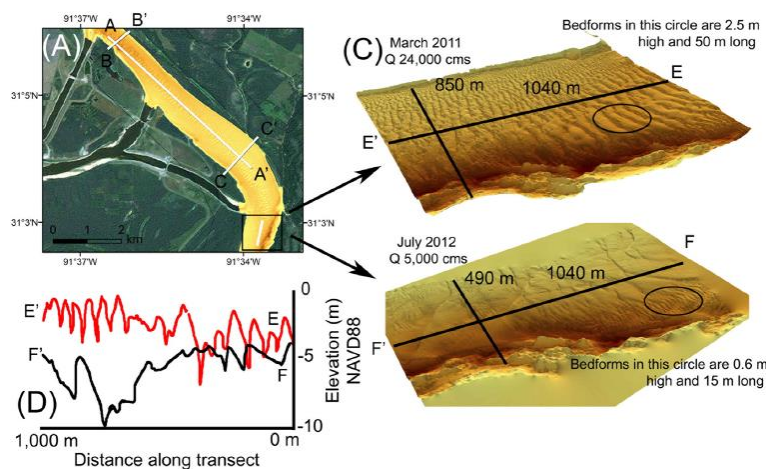


Figura 19: À esquerda acima mostra o mapa de localização dos dois levantamentos de MBES no Rio Mississippi ao lado direito. E a esquerda abaixo mostra dois perfis dos levantamentos apresentados (Knox e Latrubesse 2016).

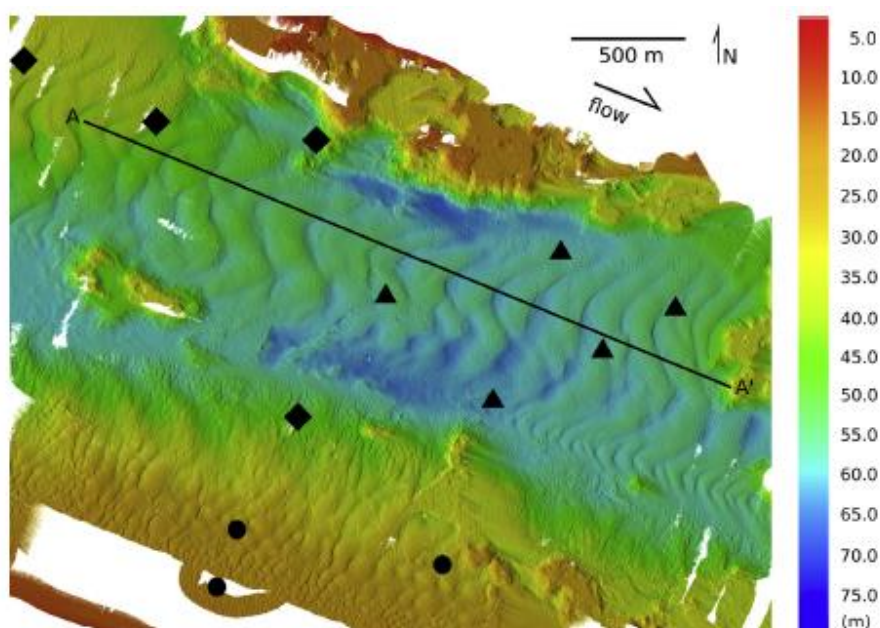


Figura 20: Levantamento de MBES no Rio Amazonas mostrando dunas em formas barcanóides (Almeida et al., 2016).

Através dos trabalhos feitos com MBES observa-se a eficiência desse método para compreensão e caracterização de fundo de canal. Todos os trabalhos apresentados foram adquiridos em rios de grande porte e mostram que os fundos de canal desses tipos de rios são complexos e dinâmicos.

### 3.4.2 Sub-bottom profile

Estudos científicos com *Sub Bottom Profile* (SBP) em rios são bem escassos. O SBP é uma boa fonte acústica em rios por ter uma resolução relativamente alta com uma profundidade de penetração de aproximadamente 10 m, sendo razoável para rios.

No trabalho de Ianniruberto et al., (2012) no Rio Tocantins foi interessante notar que em alguns perfis aparecem estruturas sedimentares de pequeno porte em dunas grandes, mas ao mesmo é possível preservar o registro das dunas de grande porte (Figura 21). Já Moreira (2015) fez o levantamento na confluência do Rio Negro de Solimões e observa-se heterogeneidade de formas de dunas em um mesmo perfil (Figura 22).

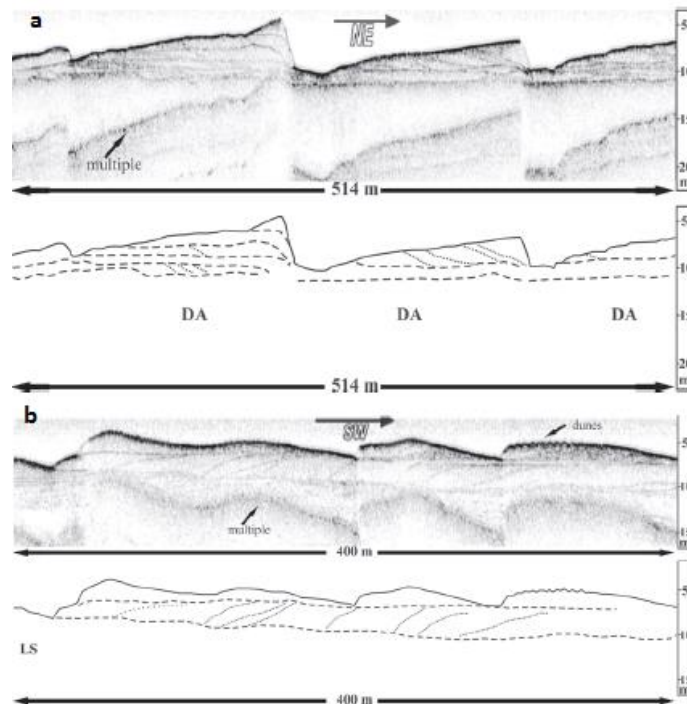


Figura 21: Perfis de SBP no Rio Tocantins. Através das imagens é possível notar a forma de leito do rio, limites de série e estruturas internas cruzadas (Ianniruberto et al., 2012).

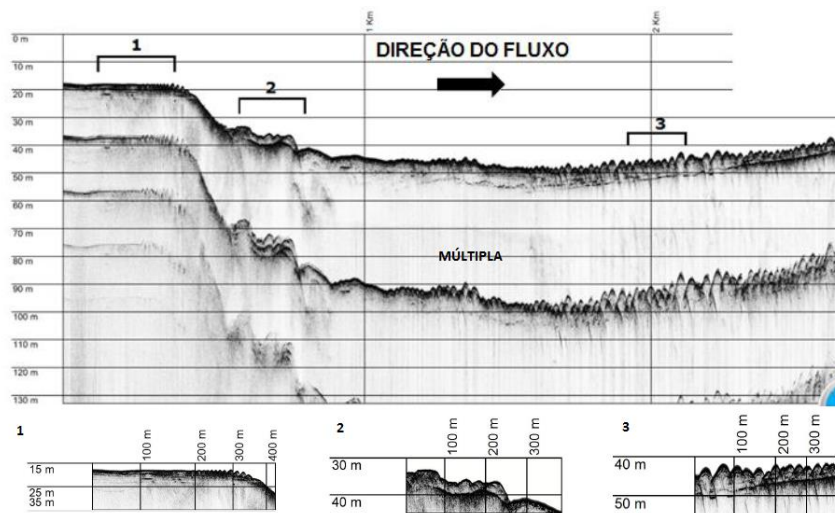


Figura 22: Perfil de SBP no Rio Amazonas. É possível visualizar formas de leito e limites de série, porém a resolução desse perfil é um pouco mais baixa e com mais ruídos de hipérbole (Moreira 2015).

Através de ambos os trabalhos (Ianniruberto et al., 2010 e Moreira 2015) foi possível comparar perfis em rios diferentes e notar a diferença de resolução e ruídos. Sabe-se que foi utilizado o mesmo modelo de equipamento em ambos os trabalhos. Então a diferença de resolução pode ser devido à profundidade do rio, pois quanto maior a lâmina d'água maior a dissipação de sinal na água. Além disso, observa-se a presença de múltiplas e a relação dela com a profundidade do rio. O sinal não penetra mais do que 10 m.

### 3.4.3 Boomer

No caso do *Boomer* há poucos trabalhos também em ambientes fluviais. Existem diversos trabalhos da literatura em ambientes marinho raso, isso porque em rios com pouca profundidade o *Boomer* não seria a fonte acústica mais eficaz. Mas, no caso do Rio Amazonas que pode chegar até profundidade de 80 m em alguns trechos na cheia é uma fonte interessante para marcar topo de embasamento sedimentar e limites de camadas mais profundas, pois fontes como SBP não ultrapassam de 10 m.

Através do trabalho de Souza (2006) notou-se que essa fonte é eficiente para marcar topo de embasamento sedimentar (Figura 23 **Erro! Fonte de referência não encontrada.**). E no trabalho de Almeida et al., (2016) que possui uma resolução maior também é possível delimitar limites de série em alta profundidade (Figura 24).

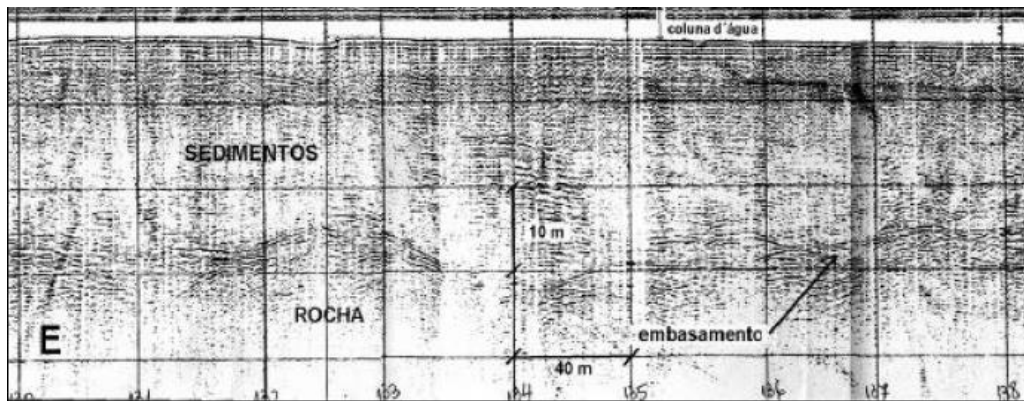


Figura 23: Perfil de Boomer no Rio Paranapanema. Mostra que ele é capaz de penetrar até o embasamento sedimentar do rio (Souza 2006).

O *Boomer* é uma fonte muito potente e penetra muito mais do que as outras fontes ressonantes citadas acima, aproximadamente 40 m de profundidade. Porém a sua resolução é baixa e só é possível identificar estruturas métricas.

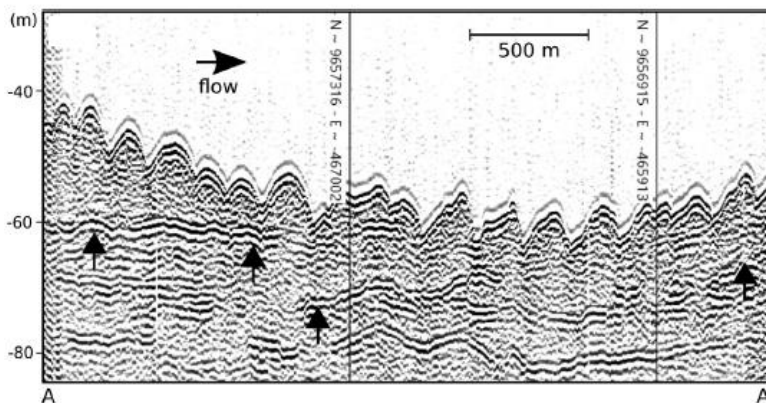


Figura 24: Perfil de Boomer no Rio Amazonas. Nota-se que além a alta penetração também consegue visualizar limites de série Almeida et al., (2016).

## 4. MÉTODOS

Neste capítulo serão descritos os métodos utilizados neste trabalho. Os principais métodos utilizados foram dois métodos geofísicos: o GPR (*Ground Penetrating Radar*) e a sísmica rasa que engloba três equipamentos com diferentes aplicações: MBES (*Multibeam Echo Sounder*), SBP (*Sub Bottom Profiler*) e *Boomer*. Outros métodos complementares foram análise granulométrica, datações OSL, Imagens de satélite, e descrições de trincheiras e terraços.

### 4.1 Ground Penetrating Radar

O *Ground Penetrating Radar* (GPR) é um método geofísico que se utiliza de ondas eletromagnéticas em altas frequências para imagear a subsuperfície rasa em alta resolução. As ondas eletromagnéticas (EM) são geradas por uma antena transmissora que envia o sinal e retornam como ondas refletidas que são captadas por uma antena receptora, e posteriormente analisadas para obtenção de informações da subsuperfície (Porsani, 2011).

#### 4.1.1 Fundamentos Teóricos

O GPR utiliza-se de ondas eletromagnéticas em alta frequência e para descrever quantitativamente o sinal utilizam-se as equações de Maxwell's que descrevem matematicamente a física do eletromagnetismo e as relações constitutivas que determinam as propriedades dos materiais (Annan, 2001).

##### Equações de Maxwell

Serão definidas quatro fórmulas que compõem as equações de Maxwell são elas segundo Annan, 2001:

i) Lei de Faraday -

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}, \quad (i)$$

sendo  $\vec{E}$  é o vetor de força de campo elétrico (V/m) e  $\vec{B}$  é o vetor densidade do fluxo magnético (T).

ii) Lei de Amperè -

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}, \quad (ii)$$

sendo  $\vec{H}$  a intensidade do campo magnético (A/m),  $\vec{J}$  é o vetor densidade de corrente elétrica (A/m<sup>2</sup>) e  $\vec{D}$  é o vetor deslocamento elétrico (C/m<sup>2</sup>).

iii) Lei de Gauss para campo elétrico -

$$\nabla \cdot \vec{D} = q \quad (\text{iii}),$$

onde  $q$  é densidade de carga elétrica.

iv) Lei de Gauss para campo magnético -

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0. \quad (\text{iv})$$

#### Equações Constitutivas

São três fórmulas que descrevem as propriedades físicas do meio (Cassady, 2010):

i) Condutividade elétrica ( $\sigma$ )

$$\vec{J} = \sigma \vec{E}. \quad (\text{v})$$

ii) Permissividade dielétrica ( $\epsilon$ )

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E}. \quad (\text{vi})$$

No método GPR é utilizado a permissividade relativa ( $\epsilon_r$ ) é definido por:

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_0}, \quad (\text{vii})$$

sendo  $\epsilon_0$  o valor da permissividade dielétrica do vácuo ( $\epsilon_0 = 8.8542 \times 10^{-12}$  F/m).

iii) Permeabilidade magnética ( $\mu$ )

A permeabilidade magnética frequentemente é simplificada para o valor do espaço livre, sendo  $\mu_0 = 1.26 \times 10^{-6}$  H/m.

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (\text{viii})$$

#### Campos elétricos de ondas naturais

Dentre os métodos eletromagnéticos as respostas do GPR são dadas em ondas devido a alta frequência do sinal.

Supondo que para altas frequências a condutividade elétrica é muito baixa  $\sigma \equiv 0$ , chega-se a equação da onda (Annan, 2001):

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu \epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2}, \quad (\text{xi})$$

em que a velocidade ( $v$ ) é dada por

$$v = \sqrt{\frac{1}{\mu \epsilon}}$$

O sinal das ondas refletidas que a antena receptora recebe é a razão entre a impedância dielétrica das camadas adjacentes. Ela é definida como um tensor de

impedância ( $Z_{xy}$ ) que correlaciona o vetor campo elétrico com o vetor de campo magnético é definido por

$$Z_{xy} = \left| \frac{E_x(z, t)}{H_y(z, t)} \right|. \text{ (xiii)}$$

E o coeficiente de reflexão nada mais é que razão entre as impedâncias dielétricas. Porém, apenas a permissividade dielétrica irá atuar no campo elétrico e magnético, então a equação é simplificada segundo Porsani (2011) para:

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_1} - \sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}} \text{ (xiv)}$$

#### 4.1.2 Princípios do método

O equipamento do método GPR possui uma antena transmissora e uma receptora. A antena transmissora (T) emite um pulso em alta frequência gerando ondas EM que são irradiadas para subsuperfície. O sinal refletido volta para antena receptora e mostra as diferentes propriedades dielétricas do meio. O sinal é registrado em função do tempo e dependendo do tipo de aquisição é possível visualizar a aquisição em tempo real por um notebook (Figura 25), além disso o programa armazena os dados para processamentos posteriores (Porsani, 2011 e Jol e Bristow, 2003).

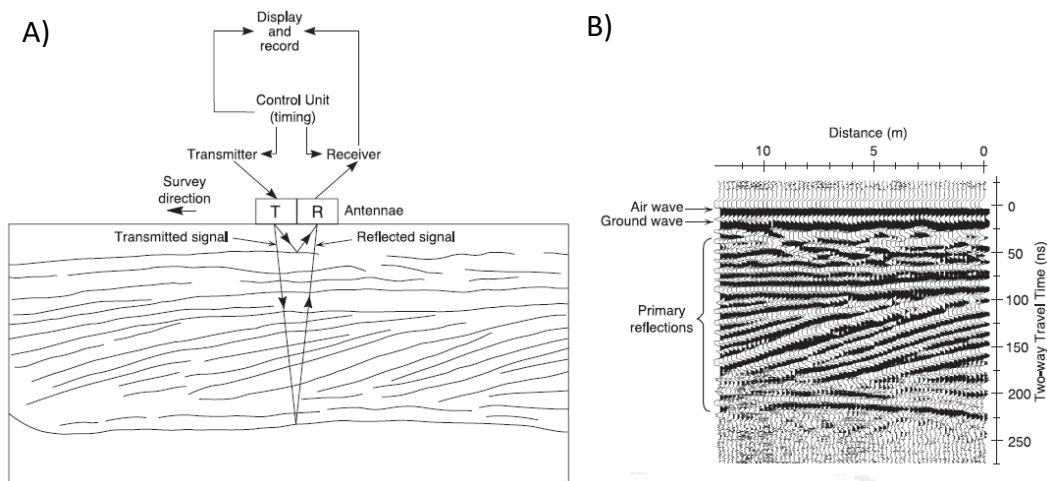


Figura 25: A) Princípio de funcionamento do equipamento na aquisição dos dados em um ponto em subsuperfície e B) Dado adquirido do perfil do GPR (Neal, 2004).

Existem diversos tipos de arranjos de GPR, o arranjo mais utilizado para o levantamento de seção GPR é o *Common offset*. Neste arranjo as antenas transmissora e receptora são movidas juntas, assim a distância das antenas sempre permanece a

mesma, então o caminhamento é contínuo e observa-se a imagem da seção através do notebook em tempo real.

#### 4.1.3 Relação entre resolução, frequência e profundidade.

Existe uma grande faixa que engloba a aquisição GPR, normalmente variam de 1000 MHz à 10 MHz. A frequência da antena escolhida é um importante fator que define implicitamente profundidade de penetração e resolução de imagem da aquisição. Pois a frequência é inversamente proporcional à profundidade de penetração e diretamente proporcional a resolução da imagem, na Tabela 4 os valores de profundidade podem variar dependendo das propriedades elétricas do material. A litologia e saturação da camada também influencia na penetração/atenuação do sinal (Tabela 5).

*Tabela 4: Relação entre a frequência da antena e profundidade de penetração (Porsani, 2011).*

<b>Frequência da antena (MHz)</b>	<b>Profundidade máxima de penetração (m)</b>
1000	1
400	2
200	8
100	15
50	25
25	40
10	50

*Tabela 5: Valores de resolução teórica do GPR em ambientes sedimentares para diferentes frequências de antenas (Jol & Bristow, 2003).*

<b>Frequência da antena</b>	<b>Litologias</b>		
	<b>Areia saturada (v=0,06 m/ns)</b>	<b>Areia úmida (v=0,1 m/ns)</b>	<b>Areia seca (v=0,15 m/ns)</b>
<b>50 MHz</b>	0,3-0,6 m	0,5-1 m	0,75-1,5 m
<b>100 MHz</b>	0,15-0,3 m	0,25-0,5 m	0,375-0,75 m
<b>200 MHz</b>	0,075-0,15 m	0,125-0,25 m	0,1875-0,375 m

Segundo Reynold, 1997 a melhor resolução vertical teórica é dada como um quarto do comprimento de onda. Dentro dessa distância vertical algumas reflexões interferem de maneira construtiva que resulta em uma única reflexão observada (Neal, 2004).

A resolução vertical é muito importante, pois ela determina a escala de estruturas sedimentares que podem ser observadas. Por exemplo, as estruturas com



escalas muito pequenas, por exemplo, laminações mesmo com uma antena de alta frequência provavelmente não será capaz de identificar cada laminação separadamente, apenas estruturas maiores como limites ou conjunto dessas laminações (Neal, 2004). Quando isso acontece a velocidade da onda do material entre o intervalo de tempo da primeira para segunda reflexão é menor que o período da fonte do trem de ondas, assim o segundo refletor é mascarado pelo primeiro, não conseguindo identificar a estrutura sedimentar de fato (Reynold, 1997) (Tabela 6).

Tabela 6: Valores das frequências das antenas e a resolução vertical para cada uma delas (Porsani, 2011).

Frequência da antena (MHz)	Resolução teórica vertical (m)
200	0,125 - 0,25
100	0,25 - 0,5
50	0,5 - 1
25	1 - 2

No caso da resolução horizontal o que o define é a largura da radiação das frentes de ondas esféricas da primeira zona de Fresnel. Essa largura da zona de Fresnel está em função do comprimento de onda e da profundidade do refletor (Figura 26). Um fator a ser levado em conta é o espaçamento entre cada traço no perfil de radar. A escolha deve ser feita em função da frequência da antena e o meio de estudo. Quanto maior a frequência da antena menor o espaçamento máximo de cada traço (Neal, 2004).

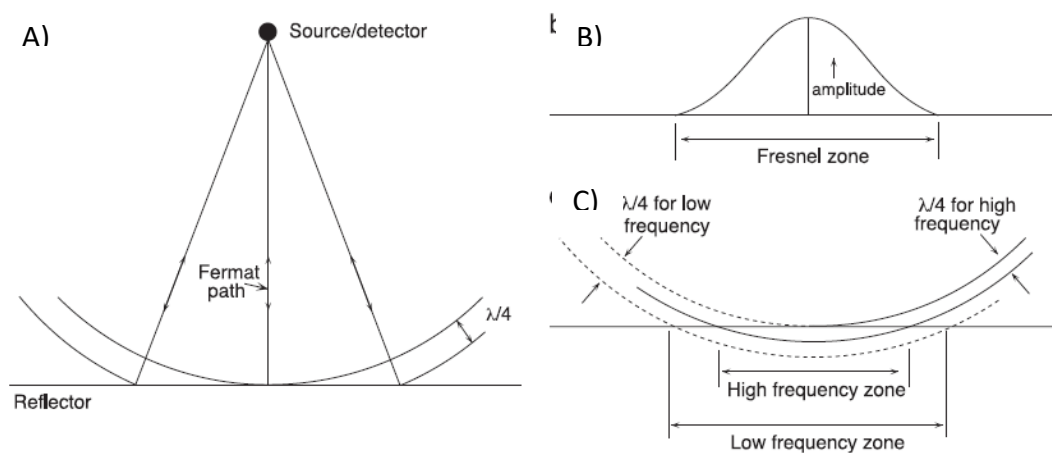


Figura 26: A) Ondas eletromagnéticas propagando-se no meio ilustrando a zona de máxima resolução vertical. B) Ondas mais próximas ao centro da zona de Fresnel contribuem para uma maior amplitude. C) A largura da zona de Fresnel está em função da profundidade do refletor e da frequência (Neal, 2004).

#### 4.1.4 Aquisição e processamento

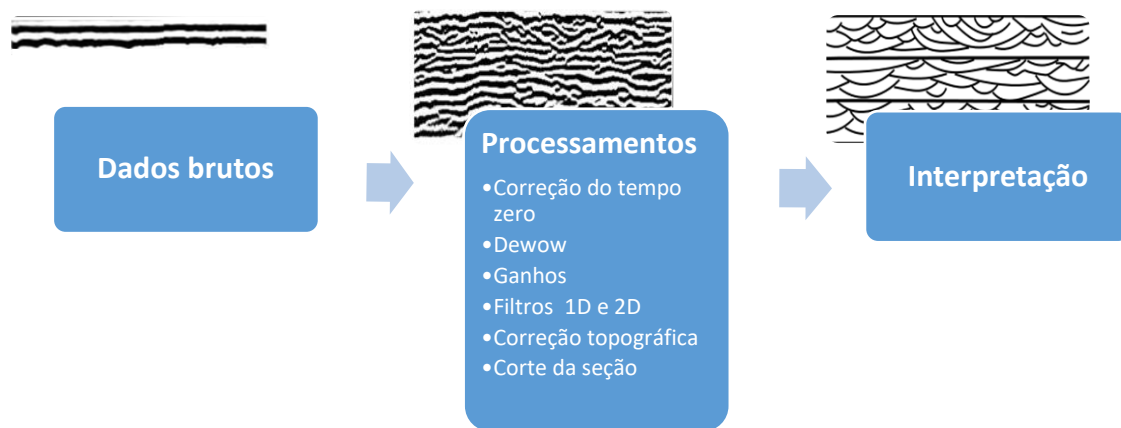
Em campo o levantamento GPR utilizou-se do arranjo *Common Offset* com duas antenas uma de 100 MHz e uma de 200 MHz. O fabricante italiano IDS, modelo RIS, concedidas pelo Laboratório de Geofísica Aplicada do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências – USP. Os parâmetros inseridos no software de aquisição de dados K2, foi o tempo de cada pulso com 250 ns, o número de amostra para cada traço que foi de 512 e o espaçamento de traço para outro que foi de 4,8 cm (Figura 27). Além do GPR, foi utilizado o GPS diferencial (*Differential Global Positioning System* - DGPS), para corrigir a topografia das sessões. O modelo utilizado foi GSX 20 da marca *Sokkia*.



Figura 27: À esquerda esquema de aquisição e penetração de cada antena e à direita foto mostrando o tamanho real dos equipamentos.

Não foi possível fazer análise de velocidade com o GPR devido à ausência de cabos para esse arranjo. Por isso, os valores de velocidade foram definidos por meio de hipérbolas encontradas nas seções, comparação com estruturas sedimentares de trincheiras e ao comparar os valores de velocidade encontrados para os perfis eles corroboram com valores de velocidade encontrados na literatura (Tabela 5).

O software utilizado para processar os dados foi o *Reflexw*, pois é um programa com diversos recursos e fácil manuseio. O fluxograma abaixo mostra as etapas pós-campo.



Segundo Neal (2004) e Cassidy (2010) o detalhamento da fase de processamento dos dados:

- Correção do tempo zero: corrige o perfil para a posição de subsuperfície de tempo inicial zero, desconsiderando ruídos vindos acima do que o GPR recebe.
- *Dewow*: um filtro que corrige ruídos de baixas frequências através de um filtro passa alta que otimiza a precisão do pico do espectro da frequência central, suprimindo o déficit causado pela baixa frequência ou pela saturação de sinal que pode ser devido a chegadas de ondas antecipadas consideradas como ruídos.
- Ganhos: acentua refletores que perdem energia principalmente com a profundidade. Foi utilizado o ganho manual, no qual os valores foram escolhidos pontualmente, com o intuito de não saturar algumas partes da seção já bem definidas e aumentar a amplitude do sinal em locais da seção com grande atenuação.
- Filtros: Utilizados para remover “ruídos” externos. Os filtros 1D são tipicamente filtros temporais. Foi utilizado o filtro passa banda, define-se valores de frequências baseado na frequência central para delimitar a região de interesse. Em alguma seções também foi utilizado o filtro “*background*” que retira ruídos de fundo/externos, nesse caso, ruídos horizontalizados foram atenuados. Os filtros 2D operam no espaço e no tempo. Foram o filtro utilizados em alguns perfis foi o FK (*frequency wavenumber*), onde os dados são transformados no domínio da frequência por número de onda e através do espectro gerado pode-se delimitar a região de interesse. Este filtro foi utilizado para atenuar presença de hipérboles e ruídos verticais.
- Correção topográfica: corrige o perfil para topografia real da superfície, baseado nos dados de DGPS.

- Corte de seção: corta a seção apenas na área de interesse. Em alguns casos a penetração do sinal é baixa com relação à profundidade da seção gerada.

#### 4.1.4 Interpretação: Radar fácies

Radar fácies originaram-se a partir de interpretações da estratigrafia sísmica. Mesmo com escalas de reflexão bem diferentes do GPR para sísmica a técnica de interpretação é a mesma para ambas. Porque para sedimentos clásticos os comportamentos deposicionais de unidades hierárquicas aparecem em todas as escalas desde milimétricas até quilométricas. Logo, as terminologias utilizadas em radar fácies são muito semelhantes as sísmo fácies com alguma adaptações. Segundo Neal (2004) e Gawthorpe et al. (1993) elas podem ser classificadas através da forma da reflexão, o mergulho da reflexão, a amplitude do refletor, a relação entre as reflexões e suas continuidades e formas 3D (Figura 28).

No caso do GPR a resolução dada é possível interpretar fácies sedimentares, a associação de fácies através da reflexão do perfil de radar ajuda a determinar ambientes de deposição e processos formativos (Neal, 2004).

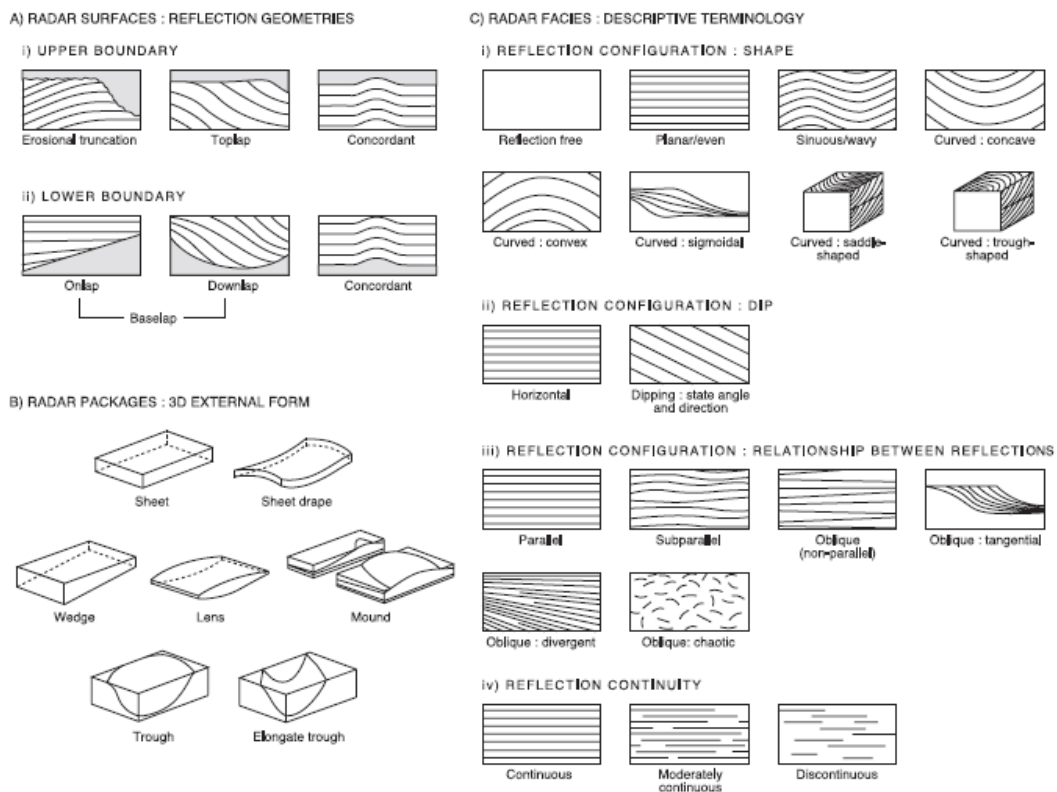


Figura 28: Terminologia para definir e descrever radar fácies (Neal, 2004). A) Geometria da reflexão, B) Forma 3-D externa dos pacotes de radar e C) Fácies detectadas pelo radar.

## 4.2 Sísmica rasa

A sísmica é o método geofísico que se utiliza da propagação de ondas mecânicas em superfície/subsuperfície. No caso da sísmica rasa, utiliza-se uma fonte acústica para transmitir as ondas para o fundo do canal e um receptor, por exemplo, os hidrofones, para receber a resposta das ondas refletidas. Através das respostas das propriedades elásticas dos materiais o sinal irá se comportar de maneira diferente. A depender da fonte acústica utilizada permite identificar diferentes litologias e formas de estruturas sedimentares de interesse.

### 4.2.1 Fundamentos teóricos

A sísmica utiliza-se da propagação de ondas mecânicas que é baseado na mecânica clássica de equações de onda dada por Gadallah e Fisher (2005) como:

$$\nabla^2 u = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (\text{xv})$$

Sendo  $u$  o campo da onda,  $v$  a velocidade de propagação da onda e  $t$  o tempo percorrido.

Observa-se pela equação que a velocidade de propagação é fundamental nas propriedades elásticas dos materiais. No caso da sísmica rasa a propagação de onda envolvida é a chamada onda P.

A onda P ou primária ou compressional submetem as partículas do material a compressões e distensões a medida que a onda passa sobre ela, a direção de vibração é paralela ao material (Grotzinger e Jordan, 2013) (Figura 29).

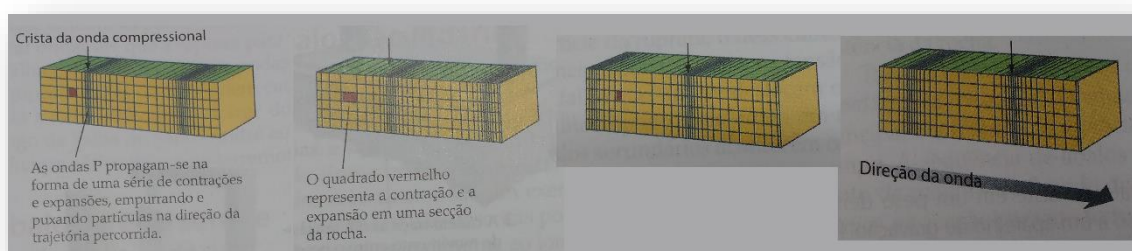


Figura 29: Ilustração que mostra a direção e forma da onda P que é o tipo de onda recebida pela sísmica (Grotzinger and Jordan, 2013).

A velocidade da onda P ( $v_p$ ) pode ser calculada como:

$$v_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (\text{xvi})$$

Sendo  $k$  o módulo de incompressibilidade,  $\mu$  o módulo cisalhante e  $\rho$  a densidade do material.

Quando a onda P é propagada em subsuperfície cada camada possui uma propriedade elástica diferente e o sinal da resposta depende da impedância acústica de cada camada. A impedância acústica ( $Z$ ) é dada por Gadallah e Fisher (2005) como:

$$Z = \rho v_p \quad (\text{xvii})$$

A onda P quando propagada em subsuperfície tem como resultado uma parte do sinal refletida e uma parte do sinal transmitida. No caso da sísmica rasa o que interessa é a parte refletida do sinal. O coeficiente de reflexão é dado pela diferença de impedância acústica de camadas adjacente.

$$R_{12} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (\text{xviii})$$

Sendo 1 a camada de cima e 2 camada de baixo.

#### 4.2.2 Relação entre resolução, frequência e profundidade.

Resolução e frequência são inversamente proporcionais à profundidade como no método GPR. Para a sísmica rasa existem diferentes equipamentos com fontes princípio de fontes acústicas distintas, pois existe uma gama de frequências e profundidades muito mais extensa do que no GPR e cada fonte acústica tem um funcionamento diferente para se adequar ao tipo de investigação. Abaixo a Tabela 7 que mostra a relação de fontes sísmicas diferentes, suas frequências, resolução e profundidade de investigação.

*Tabela 7: Esquema de comparação de cada equipamento utilizado na aquisição de sísmica rasa com relação aos dados fornecidos pelos fabricantes.*

Fonte	MBES	SBP	Boomer
Modelo	SeaBat 7101	SBP216S	GB300-500
Frequência	240 kHz	2 – 16 kHz	2 – 4 kHz
Res. Vertical	12,5 mm	6 – 10 cm	>10 cm
Profundidade	0,5m	Até 80m	Até 150m
Aquisição	Alta resolução em superfície	Média resolução e média penetração	Baixa resolução e alta profundidade

### 4.2.3 Fontes acústicas

A utilização dos equipamentos de sismica rasa foi imprescindível, sem eles não seria possível uma análise indireta do fundo do canal. Por isso, para imagear a superfície do canal em alta resolução uma das fontes acústicas mais recomendadas é o *Multibeam Echo Sounder* (MBES). Para imagear estruturas em subsuperfície duas fontes acústicas diferentes foram utilizadas: a primeira prioriza a resolução de imagem: o *Sub Bottom Profiler* (SBP) e a última enfoca na penetração do sinal, ou seja, maior profundidade: o *Boomer* (Souza, 2006). A Figura 30 mostra o esquema de cada equipamento na aquisição de dados.

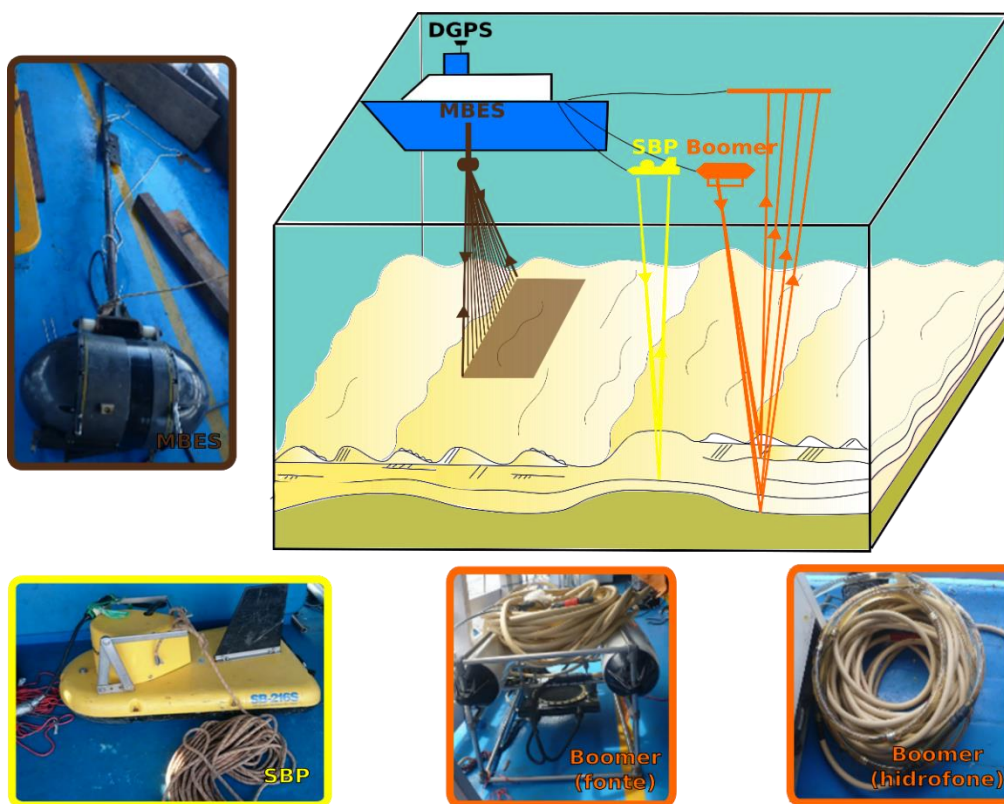


Figura 30: Desenho central mostra esquema de aquisição enquanto nas bordas estão fotografias dos equipamentos utilizados.

#### 4.2.3.1 Multibeam

##### 4.2.3.1.1 Princípio do método

O MBES é um ecobatímetro de mutifeixes. Ele é uma fonte ressonante de uma frequência central e são emitidos pulsos por um transdutor em um curto intervalo de tempo (Figura 31). O princípio das fontes ressonantes baseia-se em aplicar uma corrente elétrica sobre uma pastilha piezoelétrica (cristal) que gera um campo elétrico com uma frequência de ressonância próxima ao do transdutor. Através das pastilhas o pulso

elétrico transforma-se em um pulso mecânico transmitindo um sinal para subsuperfície (Souza, 2006). No caso do MBES, ele não capta apenas um ponto em superfície por aquisição, por possuir feixes ele é um levantamento de varredura lateral. Por isso é capaz de identificar as rugosidades e elevação da superfície em uma área lateral extensa, o tamanho a varredura depende da profundidade da coluna d'água. Quanto maior profundidade maior será a área de varredura lateral.

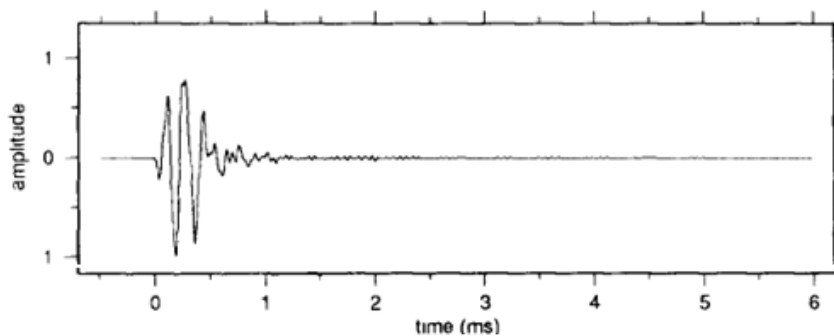


Figura 31: Esquema ilustrativo do pulso com uma frequência central (McGee 2005).

A grande vantagem do MBES é a alta resolução de imagem, é possível identificar formas e definir com uma precisão milimétrica. Devido a sua alta resolução a penetração é de poucos centímetros, por isso sua investigação é superficial.

#### 4.2.2.1.2 Aquisição e processamento

A aquisição de dados é feita no barco com o MBES acoplado na lateral do barco pouco centímetros abaixo d'água, o suficiente para que ele fique submerso apenas (Figura 32). O modelo *SeaBat 7101* do fabricante *Teladyne* possui 511 feixes e pode chegar a um ângulo de abertura de até 210°. O MBES opera juntamente com um “sensor calibrador” que capta os movimentos do barco em todas as direções e os remove para que a sobreposição do levantamento não fique comprometida. O “sensor calibrador” fica próximo ao transdutor para assimilar a situação mais próxima das movimentações sofridas pelo equipamento. Além disso, o GPS diferencial grava todo percurso feito pelo MBES.

O processamento do MBES foi feito por software do próprio fabricante *Teladyne*. O tratamento da imagem é bem simples, apenas são retirados ruídos com frequências muito destoantes, primeiramente de maneira automática pelo software e posteriormente uma retirada mais refinada manual por um operador. Em alguns casos é aplicada uma interpolação apenas em áreas muito pequenas para que o dado não seja



alterado drasticamente e por fim mudanças de brilho e paleta de cores, apenas para realçar as formas de leito.

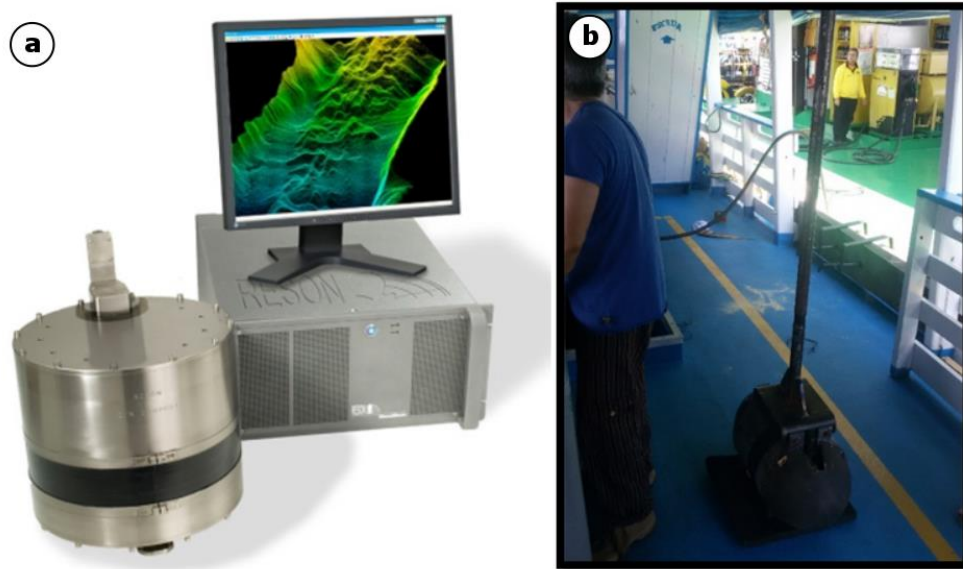


Figura 32:a)Foto do fabricante com transdutor e o sistema de controle. b) Foto do MBES utilizado em campo.

#### 4.2.3.2 Sub Bottom Profiler (SBP)

##### 4.2.3.2.1 Princípio do método

O SBP utiliza-se de uma fonte acústica ressonante com um pulso mais longo que as demais, ou seja, existe uma ampla banda de frequência. Isso faz com que haja maior penetração de sinal, porém também existe a perda de resolução (Souza, 2006).

A maior vantagem do SBP é o controle da forma do pulso emitido, sabe-se exatamente o comportamento do sinal e é fácil detectar ruídos. Já sua desvantagem é a perda de sinal com penetração, quanto mais energia aplica-se maior a quantidade de ruídos (McGee, 1995) (Figura 33).

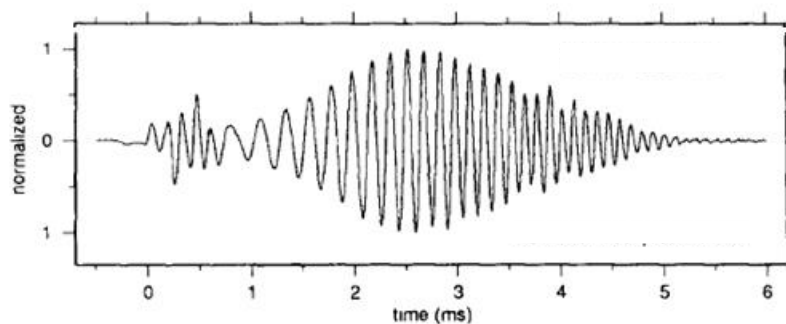


Figura 33: Esquema do pulso de fonte ressonante com uma banda de frequência para representar o sinal gerado pelo SBP (McGee et al., 2005).

#### 4.2.3.2.2 Aquisição e processamento

A aquisição de dados foi feita em barco com o *Sub Bottom Profiler* (SBP) com frequência de 2 à 16kHz, modelo Geo-Star SB-216S de fabricação da *EdgeTech*. O SBP fica rebocado ao lado do barco, a fonte e receptor encontram-se no mesmo equipamento, cada pulso emitido gera um ponto em subsuperfície e o deslocamento do perfil é marcado por um DGPS diferencial (Figura 34).

O processamento foi feito pelo software *Seismic Unix*. Existe um envelopamento do sinal nos dados brutos, o próprio equipamento já transforma o sinal antes de ser descarregado para que o arquivo seja mais compacto. Isso diminui as ferramentas de processamento, pois não é possível conhecer o sinal real, qualquer processamento que manipule sinal do pulso fica comprometido. Por isso, foram feitos apenas processamento de ganho de janela AGC para aumentar a amplitude do sinal e realçar as formas de interesse e o “mute” para remover áreas que não são de interesse, maiores detalhes de processamento encontram-se no trabalho de Prado et al., 2019.

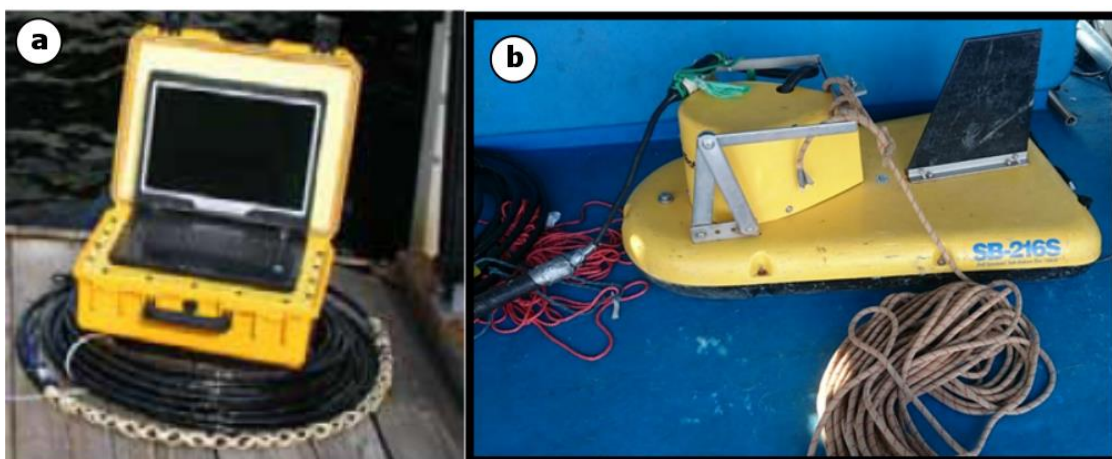


Figura 34: a) Foto do sistema de controle do SBP (manual do SB-216S EdgeTech). b) Foto do equipamento de SBP utilizado em campo.

#### 4.2.3.3 Boomer

##### 4.2.3.3.1 Princípio do método

O *Boomer*, diferentemente das outras fontes acústicas apresentadas acima possui uma fonte do tipo impulsiva. As fontes impulsivas descarregam grande energia em um tempo quase zero. O *Boomer* é impulsionado por uma corrente elétrica de alta voltagem que ativa um sistema de bobinas que geram um campo magnético que irá impulsionar uma placa vibratória de borracha (Neto, 2000). Assim, o pulso gerado pela placa

transmite o sinal com grande aceleração provocando rápido deslocamento da coluna d'água (Souza 2006) (Figura 35).

A grande vantagem das fontes impulsivas é a alta energia do pulso emitido, isso significa maior penetração do sinal e conseqüentemente maior profundidade. Porém, sua desvantagem é que a forma do pulso não é controlada, como ocorre no caso das fontes ressonantes, ou seja, a forma do sinal tem maior variação, então é mais difícil a detecção de ruídos (McGee 1995).

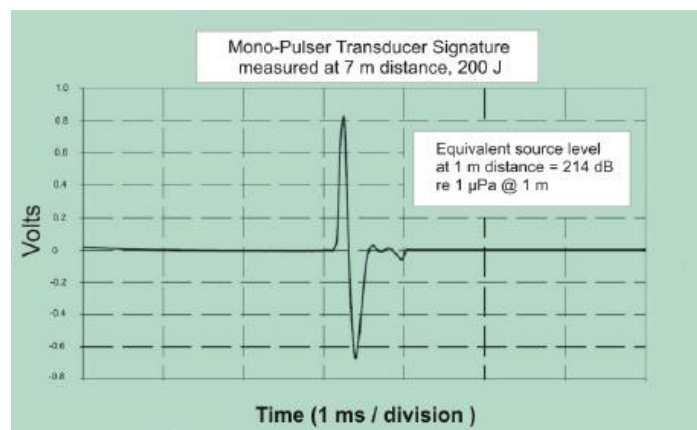


Figura 35: Gráfico ilustrativo do pulso impulsivo do Boomer (manual GB 300-500 GeoMarine).

#### 4.2.3.3.2 Aquisição e processamento

A aquisição de dados é feita no barco, o *Boomer* possui uma fonte acústica com placa transmissora de sinal e outro equipamento que capta o sinal dos hidrofones. Cada um deles é colocado em um lado do barco e ficam a alguns metros de distância dele. O sinal é emitido por um sistema que controla a energia por Joules e passa essa informação para fonte transmissora que capta o sinal e gera a pulso para subsuperfície. O sinal retorna para 4 detectores (hidrofones) que fazem uma média do sinal recebido e o transforma em apenas um. O deslocamento é marcado por um GPS diferencial. O equipamento utilizado foi o *Geo-Boomer 300-500* de fabricação *Geomarine* com frequência de 2-5 kHz (Figura 36).

O processamento foi feito pelo *software Geosuite-Geomarine*. Os passos de processamento utilizados foram “mute”, ganhos e filtros de frequência fornecidos pelo professor Dr. Marco Ianniruberto -UnB.

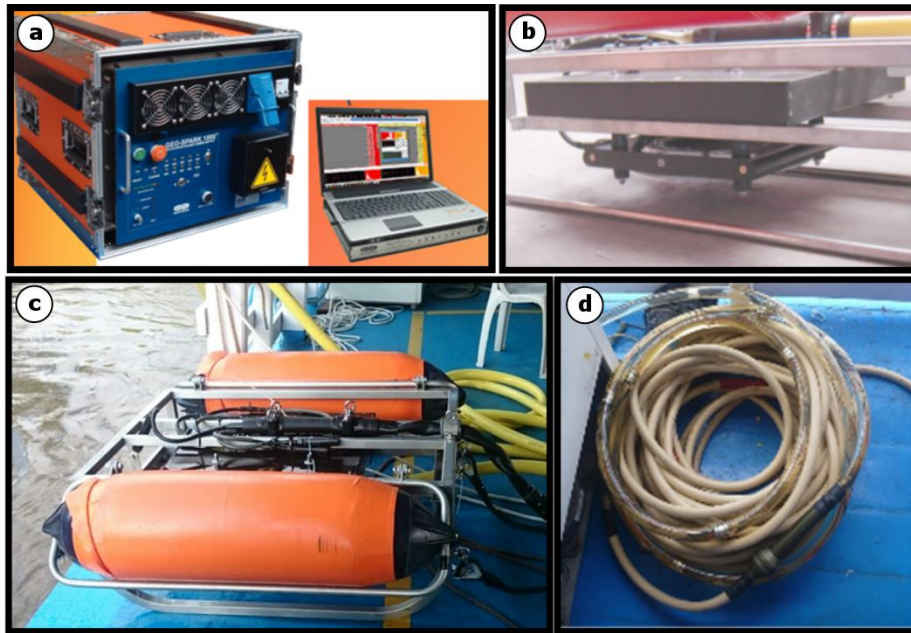


Figura 36: a) Sistema de controle (manual GB 300-500 GeoMarine). b) placa vibratória (Manual GB 300-500 GeoMarine). c) Foto do Boomer utilizado na aquisição de 2016 e d) Hidrofone utilizado com 4 fontes receptoras.

#### 4.4 Interpretação de sismo fácies

As sismo fácies são definidas como um conjunto de refletores sísmicos que possuem aparência e características distinguíveis de um grupo adjacente (Miall, 1999b). Diversos fatores definem uma sismo fácies como: amplitude, continuidade, frequência, intervalo de velocidade, geometria interna da reflexão e forma 3-D (Miall 2000).

As sismo fácies na geologia sedimentar são interpretações prévias para definir sistemas deposicionais. A configuração interna e os padrões dos refletores podem ser informações essenciais para o tipo de sistema deposicional.

A Figura 37 mostra alguns tipos de padrões comuns no caso das sismo fácies. Porém, as sismo fácies apresentadas são mais aplicadas a sísmica marinha profunda. No caso de sísmica rasa em rios, refletores mais comuns: forma de dunas ativas, cruzadas tabulares ou acanaladas e plano paralelos. Superfícies mais profundas ou em larga escala são denominadas cliniformas (Miall 1999). Na sísmica rasa em rios podem ser apresentadas como as frentes de avalanches ou cruzadas de grande porte ou limites de séries.

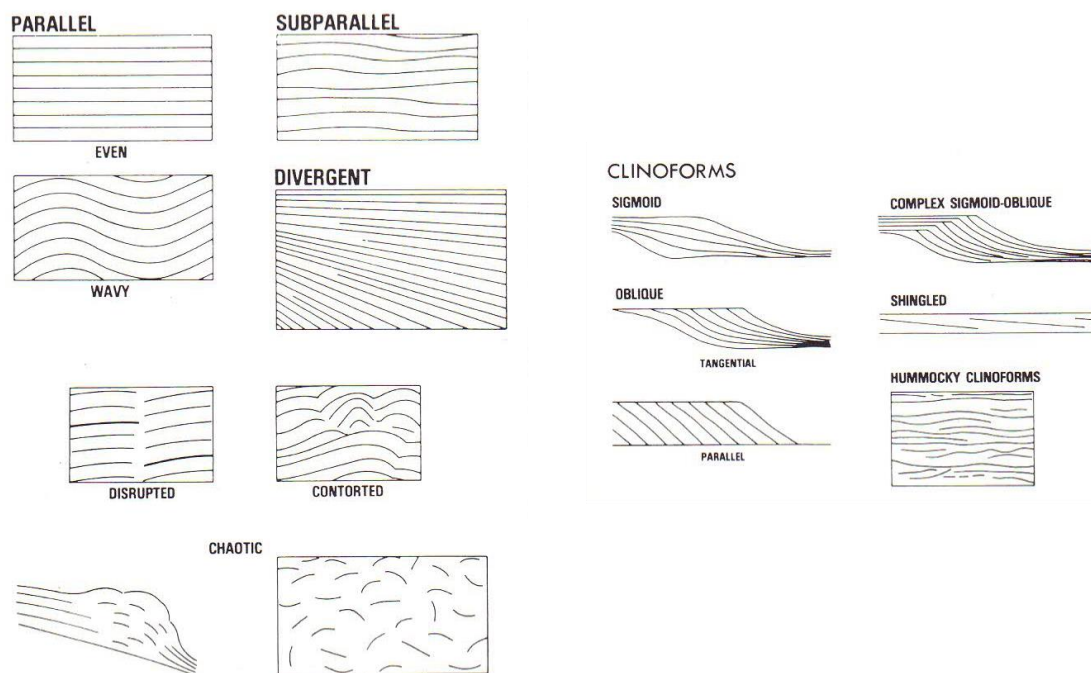


Figura 37: Ilustração de exemplos de sismo fácies (Miall, 1999).

#### 4.3 Granulometria

A granulometria foi uma análise complementar aos estudos de GPR e sísmica rasa para contribuir com valores de tamanhos de grãos que continham nas barras emersas e no fundo do canal. O seu objetivo é comparar a granulometria entre barras emersas estudadas e observar se há mudança de comportamento de uma barra emersa para outra. Além disso, comparar dados da barra emersa e o fundo e avaliar os tipos de grãos em cada parte diferente do sistema fluvial.

Em campo foram coletadas amostras de sedimentos superficial de cinco topos de barras estudados. As áreas escolhidas foram alguns pontos dos perfis de GPR longitudinal ao corte das dunas. Foram escolhidos pontos esparsos nos perfis pegando sempre amostras na base e na crista das dunas na superfície do topo de barra. E no fundo canal as amostras foram coletadas no barco através do auxílio de uma draga (Figura 38a).

Para medir o tamanho dos grãos foi utilizado o aparelho *Malvern* do Laboratório de Sedimentar do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Esse aparelho só mede grãos menores que 1 mm. Primeiramente as amostras são peneiradas apenas com grãos menores que 1 mm (Figura 38b), no caso da maioria dos topos de barras mais de 90% dos sedimentos eram menores que 1mm, exceto a barra 3 e 4 que possuíam

grãos maiores e até presença de grânulos com tamanho maior que 0,5 cm (Figura 38c). As amostras que estavam úmidas ficaram na estufa por um dia antes de peneirar. Após esses dois procedimentos as amostras eram colocadas em um béquer com água destiladas. Através da velocidade do aparelho os grãos caminhavam pelo equipamento e passavam por um tipo de feixe que captava o espectro de luz de cada grão e determinavam os tamanhos deles.

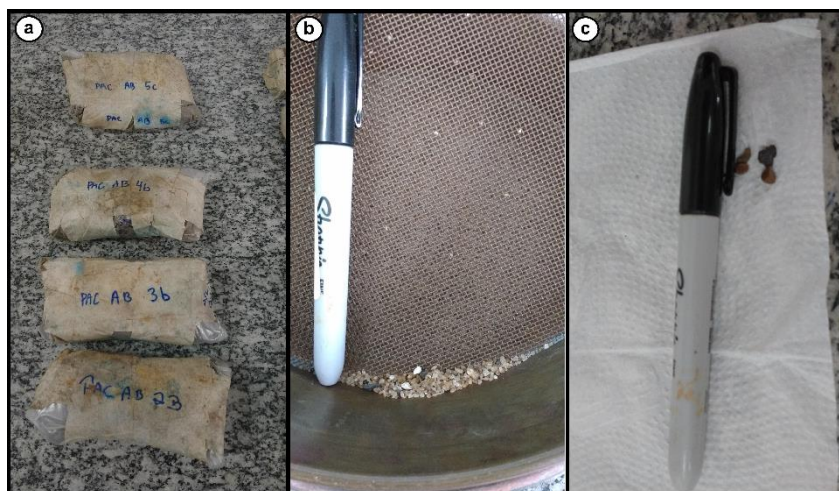


Figura 38: Fotos de amostras analisadas pelo Malvern.

## 4.4 Luminescência Opticamente Estimada (OSL)

### 4.4.1 Fundamentação teórica

O OSL é uma técnica amplamente utilizada para datar sedimentos depositados em menos de 200.000 anos (Rhodes, 2011). O método utiliza-se da radioatividade de elementos de isótopos como U (urânio), Th (tório) e K (potássio) que ocorrem naturalmente em minerais como quartzo e feldspato. Uma característica comum desses minerais é a capacidade de armazenar dentro de sua estrutura cristalina uma pequena quantidade de energia vinda por radiação quando exposto a ela (Duller, 2008).

Devido a capacidade de alguns minerais responderem bem a liberação de radiação através da luminescência. O método consiste primeiro na exposição à luz do sol natural durante o transporte do grão fazendo com que a carga do mineral (elétrons ou buracos) esvazie (fotoesvaziamento/“bleaching”) (Figura 39a). No momento que o grão é depositado e enterrado ele acumula gradativamente uma nova carga quando exposto à radiação do ambiente (Figura 39b). Por último é feita a coleta dessa amostra em campo

e a medição da luminescência através da concentração da carga aprisionada na segunda etapa (Figura 39c) (Rhodes, 2011).

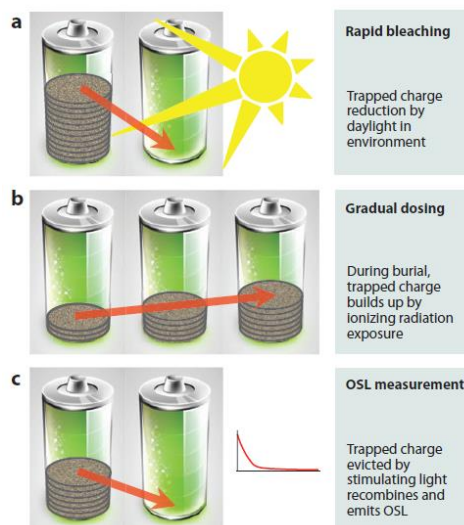


Figura 39: Ilustração simplificada das etapas de do método OSL através da analogia com pilhas recarregáveis (Rhodes, 2011)..

A luminescência possui emissão por termoluminescência (TL), luminescência opticamente estimulada (OSL) e luminescência infravermelha estimulada (IRSL). Para datação do presente trabalho utilizou-se a técnica OSL com grãos de quartzo. O sinal de OSL consiste em um decaimento de energia rápida dos elétrons e no caso do quartzo é representado por um exponencial (Rhodes, 2011).

O protocolo utilizado foi o SAR (*Single Aliquot Regenerative*) aprimorado por Murray e Wintle (2000). As etapas do protocolo são mostrado na Tabela 8, sendo  $D_i$  doses regenerativas (correções das mudanças que ocorrem ao longo do procedimento),  $D_t$  dose teste (medição após correções),  $L_x$  é o sinal de luminescência da dose regenerativa e  $T_x$  é o sinal de luminescência da dose teste. A cada ciclo do protocolo é gerado um ponto no gráfico com sensibilidade do sinal ( $L_x/T_x$ ) e doses (Gy) diferentes (Tabela 8, Figura 40).

Tabela 8: Etapas do protocolo SAR(Murray e Wintle, 2000 adaptado).

Tratamento	Sinal
1 Dose $D_i$ ;	-
2 Pré aquecimento (160 – 300 °C por 10s);	-
3 Estimulação por 40 s a 125 °C;	$L_i$
4 Dose teste $D_t$ ;	-
5 Aquecimento a 160 °C (até T <etapa 2);	-
6 Estimulação por 40 s a 125 °C;	$T_i$
7 Estimulação por 40 s (até T >etapa 2);	-
8 Retorno à etapa 1.	-

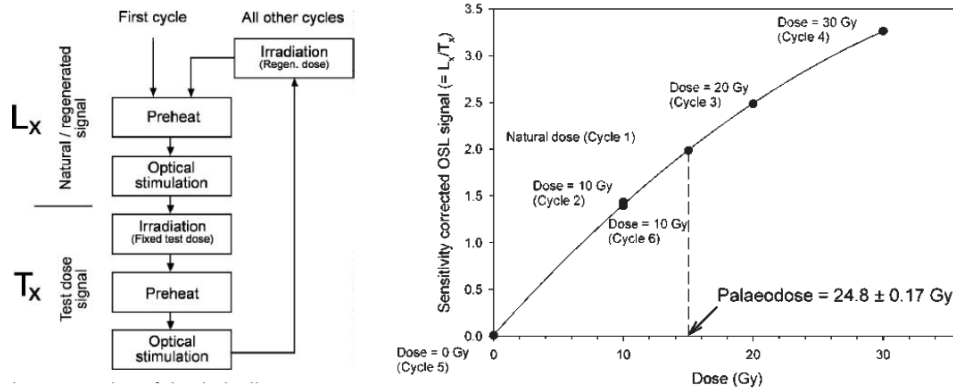


Figura 40: No lado esquerdo uma representação esquemática do protocolo SAR com os parâmetros  $L_x$  e  $T_x$  e a direita os pontos gerados pelo protocolo SAR sempre em forma exponencial.

Em paralelo com medição OSL é necessário a determinação da taxa de dose do ambiente. Para isso é preciso saber a quantidade de radiação absorvida pela amostra durante o período do evento. Os tipos de radiação que podem ser medidas são  $\alpha$  (alfa),  $\beta$  (beta),  $\gamma$  (gama) e cósmico. Nesse caso, utilizou-se a gama espectrometria que possui uma alta resolução para medição de toda série do decaimento de U, Th e K.

E por fim, para determinar a idade da amostra coletada é necessário obter o valor de medida do sinal de OSL (radiação total ao qual a amostra foi exposta) e dividi-la pela quantidade da radiação que a amostra absorve do ambiente por ano (Figura 41) (Duller, 2008).

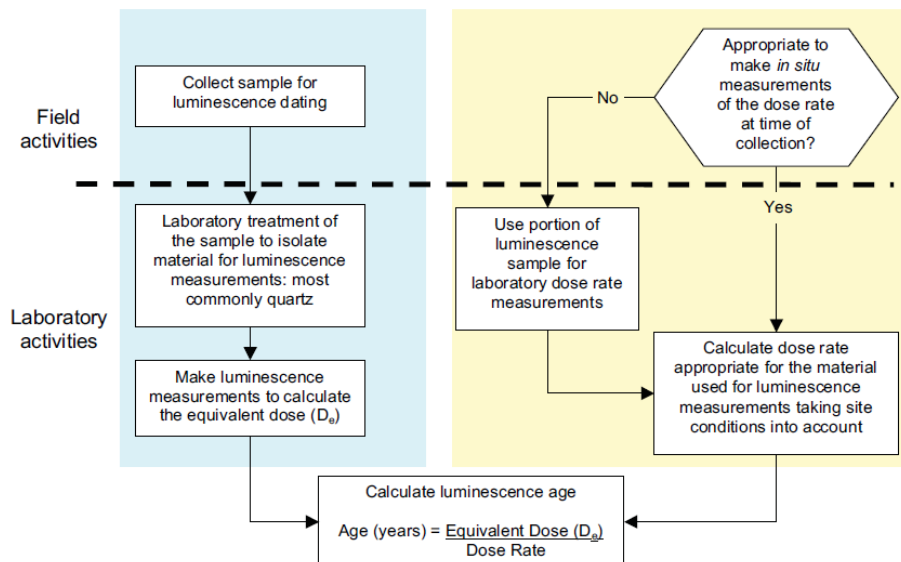


Figura 41: Esquema simplificado sobre a técnica OSL até chegar no valor de idade estimada.

$$idade \text{ (anos)} = \frac{dose \text{ equivalente } D_e \text{ (Gy)}}{taxa \text{ de dose } \left(\frac{Gy}{ano}\right)}$$



A unidade em Greys (Gy) é equivalente a 1/Jkg, enquanto a dose equivalente (De) é o total de dose medida e a taxa de dose é a quantidade de energia absorvida por ano da radiação do ambiente.

#### 4.4.2 Aquisição e análise de laboratório

Foram coletadas nove amostras OSL em quatro afloramentos distintos. AM-1 (4), AM2- (1), AM-6 (1) e AM-7 (3). Os tubos de coletas para análise de dose equivalente são de alumínio com aproximadamente 5 cm de diâmetro por 15 cm de comprimento, isolados por PVC nas extremidades e vedados com fita adesiva opaca. Para análise de espectrometria gama foi coletada amostras próximas ao tubo com uma distância menor que 30 cm do tubo de alumínio.

A preparação de amostras foi feita no laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Primeiramente as amostras para análise dose equivalente foram separadas com a peneira em fração areia de 63-180  $\mu\text{m}$ . Posteriormente as amostras foram sujeitas a ataques químicos sucessivos. Inicialmente ataca-se com peridóxido de hidrogênio ( $\text{H}_2\text{O}_2$ -29%) para retirada de material orgânico das amostras. Depois as amostras são expostas a solução do ácido clorídrico ( $\text{HCl}$ -3,37%) para retirar resíduos carbonáticos. A próxima etapa utiliza-se o metatungstato de lítio com duas densidades diferentes (2,62  $\text{g}/\text{cm}^3$  e 2,76  $\text{g}/\text{cm}^3$ ) para separar feldspato de matérias pesados. E por fim o ataque com ácido fluorídrico ( $\text{HF}$ -40%) para retirada de camada externa dos grãos de quartzo sujeitas a radiação  $\alpha$ . A cada ataque químico as amostras eram lavadas três vezes com água destilada. Para análise de luminescência utilizou-se o equipamento *TL/OSL Riso DA-20*, Dinamarca com fontes de irradiação  $\beta$   $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ , um tubo fotomultiplicador *Thor EMI 9636QB* e filtros *Hoya U-340*. As amostras foram colocadas em discos e o protocolo utilizado foi o SAR. As etapas para cada alíquota foi pré-programada no software *Sequence Editor* e as análises foram feitas no software *Analist*.

As amostras para análise de taxa de dose também foram feitas em mesmo laboratório. Primeiramente houve uma pesagem das amostras úmidas e o procedimento de secagem delas em estufa para saber o teor de umidade das amostras. Posteriormente as amostras foram reduzidas a menor fração possível através de moagem manual e inseridas em potes plásticos com diâmetros de aproximadamente 10

cm por 5 cm de altura vedados com fita adesiva. As amostras precisam esperar por volta de 20 dias devido a presença de radônio. Para as análises de espectrometria gama foi utilizado o espectrômetro *Canberra*, Estados Unidos com detector de germânio (HPGe), 55% de eficiência relativa e 2,1 keV de resolução energética. A taxa de dose equivalente é medida através dos valores de concentração dos radionuclídeos U, Th e K usando o fator de conversão de Guérin et al., (2011). A taxa de radiação cósmica foi calculada utilizando profundidade, elevação, latitude e longitude da amostra (Prescott and Clay, 2000).

#### 4.5 Imagens de satélite

As imagens de satélite auxiliaram na interpretação da morfologia e dinâmica do canal ativo e dos topos de barras. Foram utilizadas séries temporais de imagens de Landsat com pouca nebulosidade disponibilizados pelo Serviço Geológico americano (URSG), devido ao processamento de mais alto nível disponibilizado pelo URSG não foi necessário nenhum tipo de processamento.

Foram lançados oito satélites com imagens multiespectrais com diferentes resoluções espaciais. Os primeiros LANDSAT-1,2 e 3 tinham resolução espacial de 80 m com sensor *Multispectral Mapper* (MSS), já o LANDSAT-5 tinha resolução espacial de 30 m com sensor *Thematic Mapper* (TM), o LANDSAT-7 uma resolução espacial de 15 à 30 m com sensor *Enhanced Thematic Mapper Plus* (EMT+) e o LANDSAT-8 com mesma resolução espacial e dois sensores diferentes *Operational Terra Imager* e *Thermal Infrared Sensor* (OLI e TIRS) (Figura 42).

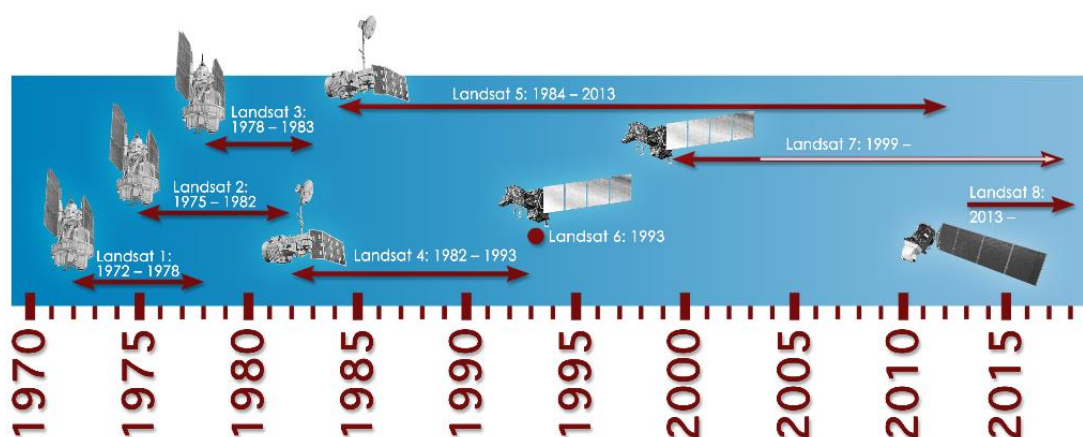


Figura 42: Os oito satélites com imagens multiespectrais e seus respectivos anos de aquisições (site INPE).

## 5. LOCALIZAÇÃO DA AQUISIÇÃO DE DADOS

Neste capítulo são apresentados dados de vazão da Agência Nacional de Águas (ANA) próximo às áreas de estudos e a localização e logística da aquisição dos dados em campo.

### • 5.1 Dados da Agência Nacional das Águas

A área de aquisição de dados está localizada no Rio Amazonas médio, entre os trechos de Itaquatiara e Santo Antônio do Içá (Figura 43). As aquisições de dados foram feitas em duas fases do ano distintas. A época que o rio está próximo da vazão máxima, denominada de “cheia” e o período que ela está próxima da sua vazão mínima, chamado de “seca”.

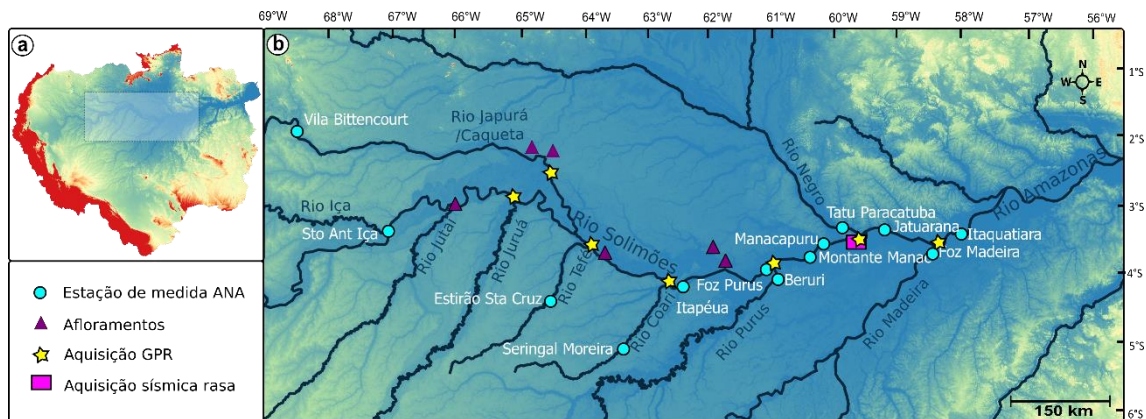


Figura 43: Mapa de localização com estações fluviométricas da ANA e aquisição de dados.

Na Figura 44 possível observar as vazões médias dos anos divididas por 12 meses de 13 estações mais próximas às áreas de aquisição. O gráfico mostra que a vazão mínima não é menor que 25.000 m<sup>3</sup>/s na estação mais a montante e a vazão máxima ultrapassa 200.000 m<sup>3</sup>/s na estação fluviométrica mais a jusante. Além disso, mostra uma tendência de maior vazão entre os meses de abril a julho (cheia) e uma menor vazão entre os meses de setembro a janeiro (seca). A figura também destaca os meses de aquisição de dados (julho e outubro). Outro fator importante é o aumento da vazão de montante para jusante devido à contribuição dos afluentes (Figura 45).

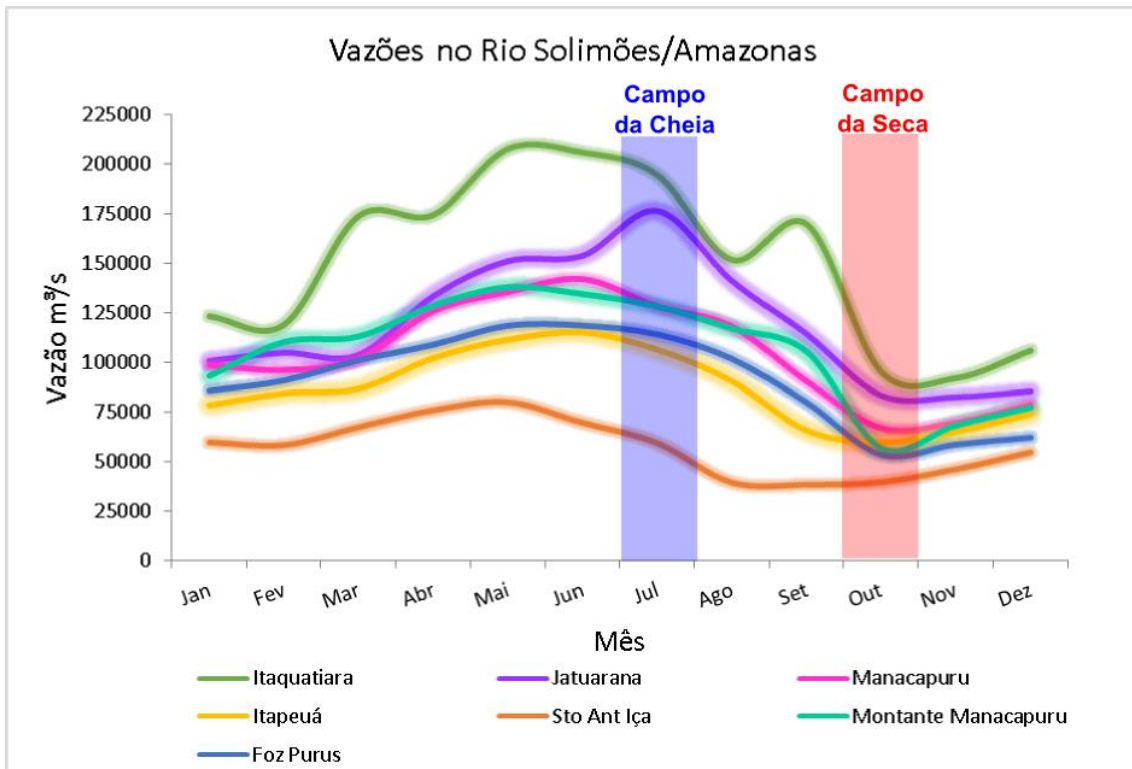


Figura 44: Gráfico de vazão por meses (médias de todos os anos coletados pela ANA).

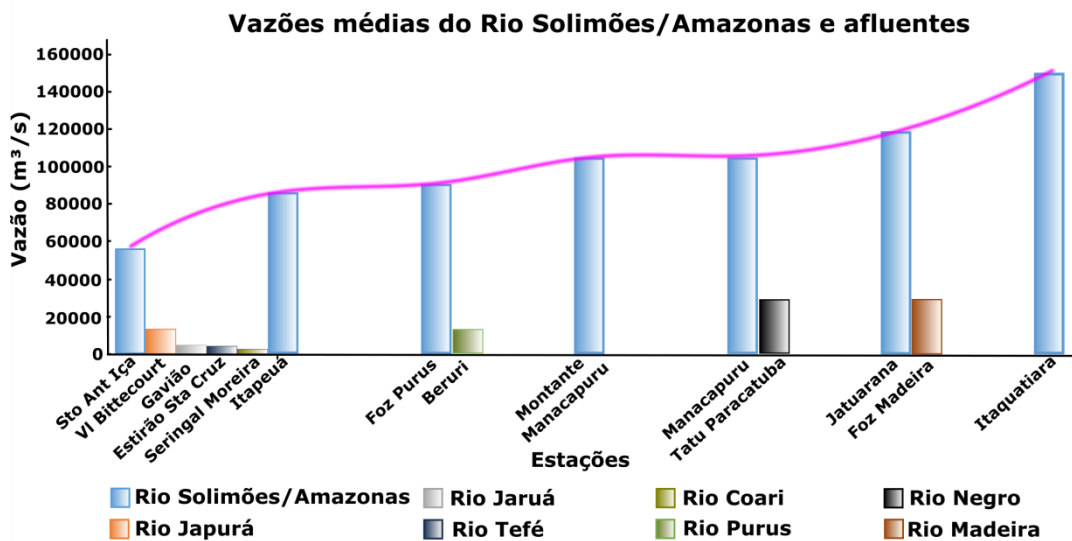


Figura 45: Gráfico da vazão média de cada estação do Rio Amazonas da montante à jusante em azul. Em laranja está a estação encontrada no Rio Japurá e as demais estações são afluentes próximos às barras estudadas. Nota-se uma tendência de aumento de vazão com relação à entrada de afluente (linha rosa).

## 5.2 Localização das aquisições de campo

Foram realizadas três etapas de aquisição de dados no do Rio Amazonas/Solimões e proximidades, com enfoque em estudos de geofísica aplicada, sedimentologia e datações OSL (Figura 46).

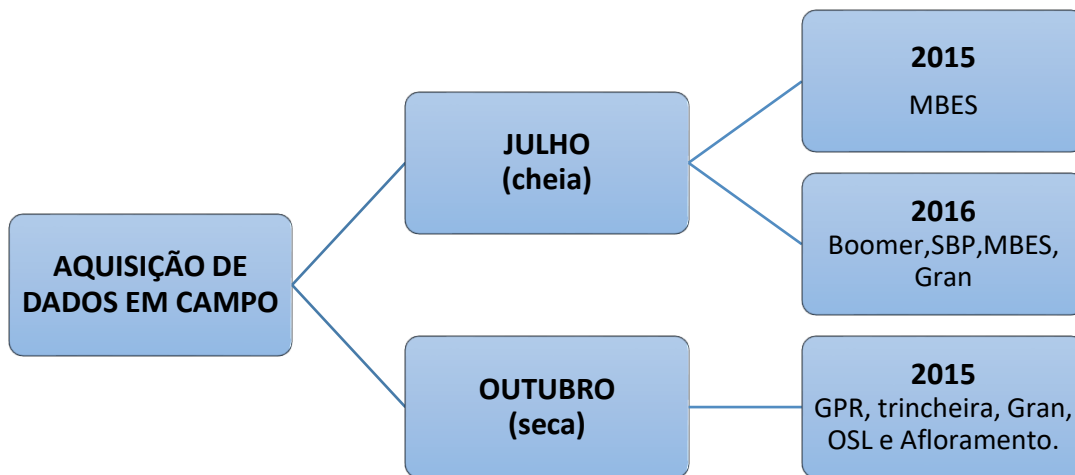


Figura 46: Fluxo de aquisição de campo. Foram feitos três campos com propósitos e equipamentos diferentes.

Os campos de cheia realizados no mês de julho tiveram como foco imagear com a sísmica rasa o fundo do canal próximo a cidade de Manaus. Em 2015 investigou-se apenas a superfície do canal na região próxima à Ilha da Xiborena com MBES. Em 2016, além de um novo levantamento MBES no mesmo local, também foram adquiridos dados em subsuperfície com o *Boomer* e SBP no canal próximo à Ilha da Marchantaria, a coleta de granulometria foi realizada em ambas as áreas (Figura 47).

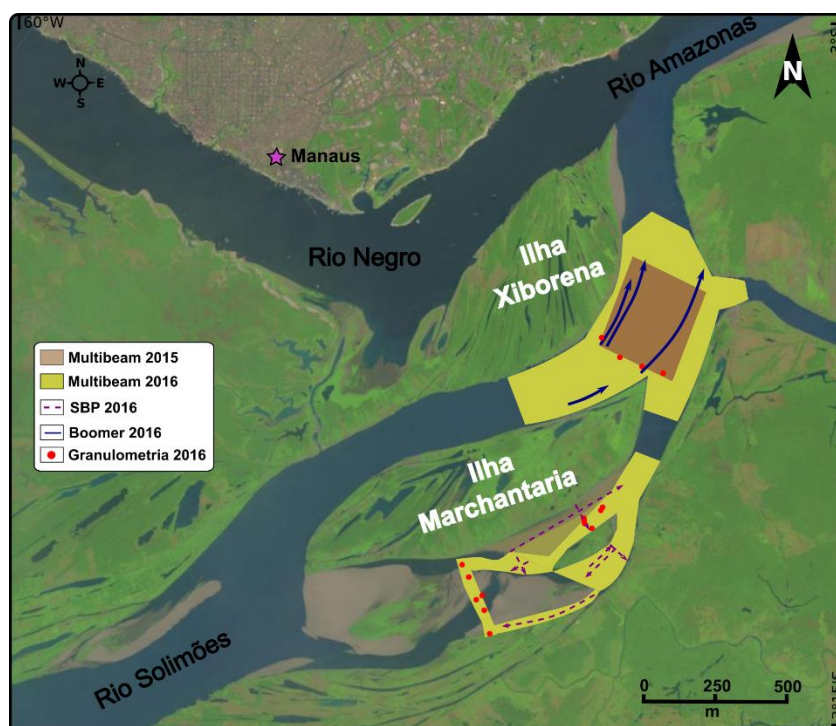


Figura 47: Mapa de localização do campo de cheia de 2015 e 2016. Foram adquiridos dados de Boomer, SBP, MBES e granulometria.

O campo da seca foi realizado em outubro de 2015. Nesse campo foi feito um trajeto de percurso de barco de aproximadamente 800 km ao longo do Rio Solimões/Amazonas. Foram investigadas sete barras ao longo desse percurso, uma no Rio Japurá, cinco no Rio Solimões e uma no Rio Amazonas. Normalmente, as barras encontravam-se em pontos estratégicos próximos a tributários do rio principal. Para descrição de topos de barras utilizou-se o GPR, trincheiras e amostras de granulometria. Além disso, para a comparação com os dados acima foram descritos sete afloramentos de depósitos pleistocênicos ao longo dos rio Solimões e Japurá e alguns deles continham coleta de amostra OSL (Figura 48).

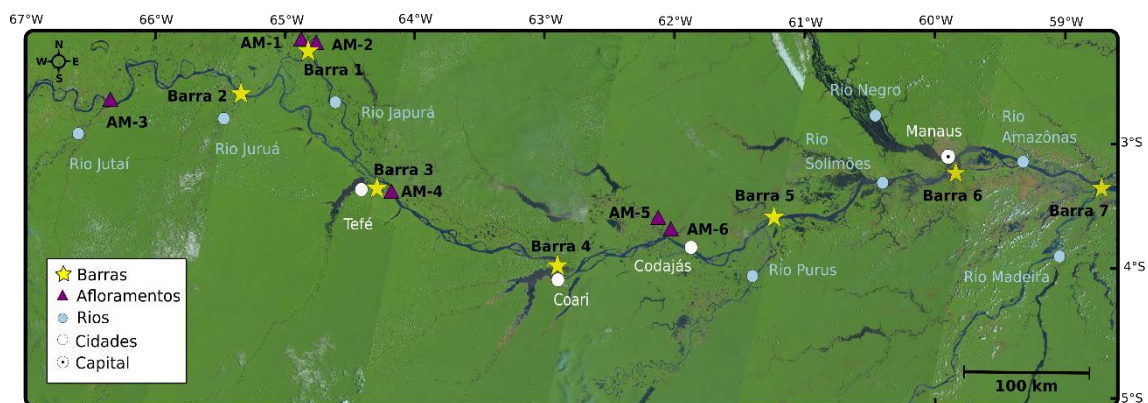


Figura 48: Mapa de localização dos dados adquiridos pelo GPR em 2015.

## 6. RESULTADOS

Diferentes áreas dos sistemas fluviais apresentam diferentes processos deposicionais e erosivos e variadas taxas de sedimentação, além de permitirem investigação com diferentes métodos de estudo direto e indireto. Desta forma, os resultados foram separados em três grandes categorias: topos de barras, canais e terraços. Os resultados dos estudos de topos de barras reúnem: imagens de satélite, granulometria, GPR, fotos de superfície da barras e trincheiras (aquisição de outubro 2015), permitindo a correlação entre a dinâmica, morfologia e estrutura interna. Investigações de canais, incluindo o prolongamento subaquático de barras e as áreas de talvegue, basearam-se em métodos acústicos e amostragem: MBES, SBP, *Boomer* e granulometria (aquisição em julho de 2015 e 2016), levando à integração de morfologia externa, estrutura interna e granulação. Por fim, os estudos de terraços basearam-se em descrições de afloramentos e datações OSL (aquisição de outubro de 2015) permitindo a interpretação de elementos preservados equivalentes aos reconhecidos em sistemas ativos.

A integração dos resultados da investigação desses três tipos de alvos teve como objetivo inferências sobre processos, produtos, escalas temporais e potencial de preservação dos principais elementos desses sistemas *anabanching* de grande porte.

### 6.1 Topos de barras

Os topos de barra são macroformas isoladas no meio do canal que ficam expostas durante um período anual (Bristow, 1993) possuem diferentes formas e ocorrência. Por isso, elas foram classificadas de maneira geral em diferentes tipos com base em sua disposição no rio (ocorrência) em um trecho de aproximadamente 500 km, mais especificamente, sete barras foram estudadas nos rios amazônicos sendo possível descrever tipo, tamanho, forma, dinâmica, evolução, formas de leito, granulometria e estrutura interna.

#### 6.1.2 Tipos de topos de barras e ocorrência

Os topos de barras no presente trabalho são de rios *anabanching* sendo necessário categorizá-las de maneira diferente da literatura para melhor compreensão e interpretação das fácies, a classificação baseia-se principalmente na posição do topo de barra em relação ao canal ativo. Os rios amazônicos possuem grandes ilhas vegetadas

no meio do canal que foram denominados de grandes **barras compostas de meio de canal**. Associados a suas extremidades ocorrem incrementos de barras de areia, que por serem topograficamente mais baixas ficam submersas por mais tempo e por isso não há tempo hábil para ocupação por vegetação. Estas são denominadas de **incremento de barra** (I.B) composta. Caso o incremento de barra de areia encontre-se a jusante da barra composta vegetada, este é denominado de **incremento de cauda de barra**, ao lado, **incremento de flanco de barra** e atrás **incremento de cabeceira de barra**. Quando a barra de areia está isolada no meio do canal ela é menor e possui poucos quilômetros de comprimento e centenas de metros de largura e por isso é denominada de **barra de meio de canal de pequena escala** e quando as barras estão dispostas na lateral do canal principal de maneira alternada são chamadas de **barras alternadas** (Figura 49).

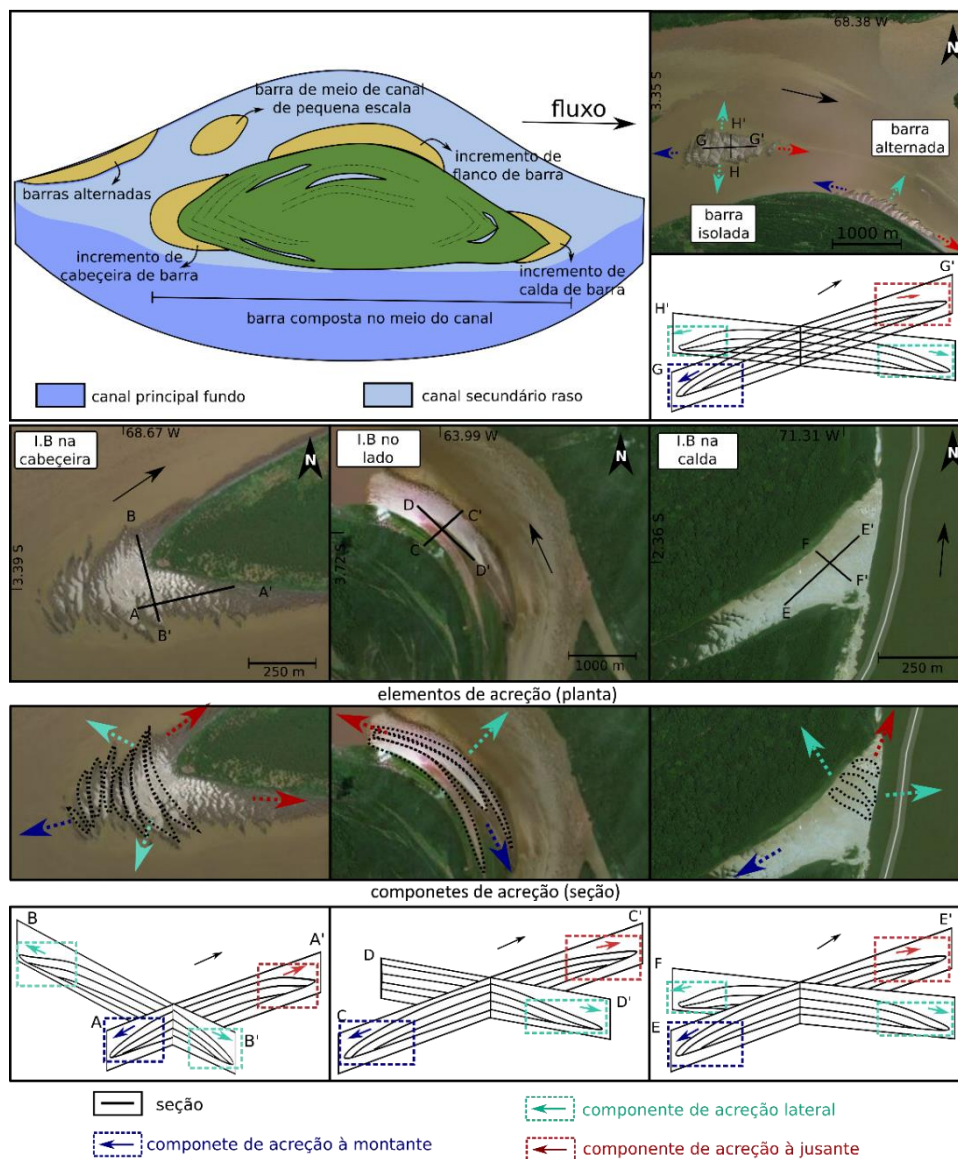


Figura 49: Tipos topos de barras amazônicas e as componentes de acreção de barras. .



As barras são compostas por **elementos de acreção de barra** que crescem de maneira concêntrica, ou seja, em várias direções distintas vistas em planta (Figura 49). Já a **componente de acreção barra** é a representação do elemento de acreção de barra visto em um corte de seção, ela também possui diferentes direções mostrados através da inclinação ou direção dos refletores. Conjuntos de refletores horizontalizados levemente mergulhantes a favor do fluxo são denominados **componentes de acreção à jusante**, oblíquo ao fluxo são as **componentes de acreção lateral** e contra o fluxo são as **componentes de acreção à montante** (Figura 49).

Através das imagens de satélite na época de seca observou-se que quase todos os topos de barras encontrados estão associados a canais secundários mais rasos. No trecho entre a barra mais a montante até a barra mais a jusante estudada neste trabalho, todos os topos de barras encontrados em imagens de satélite foram contabilizados em três diferentes anos. Encontrou-se que mais de 70% dos topos de barras estão associados aos incrementos das barras compostas vegetadas. Com maior ocorrência são os incrementos de flanco de barra e menor incidência os incrementos de cauda de barra. Barras alternadas compõem por volta de 20% do total e as pequenas barras de areia isoladas de meio do canal possuem menor frequência com menos de 10% do total (Tabela 9).

*Tabela 9: Porcentagem de tipos de topos de barras no trecho das barras estudadas.*

	Incrementos de barra			Barras	Barras
	flanco	cabeceira	cauda	alternadas	pequenas
<b>2015</b>	39%	22%	14%	20%	5%
<b>2013</b>	38%	28%	10%	19%	4%
<b>1987</b>	34%	32%	7%	22%	7%

Mesmo que ao longo desse período de 28 anos em linhas gerais a porcentagem de cada tipo de topo de barra tenha variado pouco, isso não significa que durante esses anos houve pouca alteração de deposição e erosão do canal. Pelo contrário as imagens de satélite mostram que os rios amazônicos são muito dinâmicos e possuem mudanças constantes. A baixa variação de porcentagem apenas significa que os rios mantêm a proporção de deposição e erosão praticamente constante ao longo dos anos. Através de análises de imagens de satélite observou-se que grande parte das transformações e

mudanças de canais são processos que envolvem depósitos laterais, como *scrolls bars* e cinturões de canal secundário. Isso ficou evidente com os valores percentuais predominantemente de incremento de barra lateral e barras alternadas.

### 6.1.2 Morfologia e evolução

As imagens de satélite mostram o tipo, o tamanho, forma, a migração e evolução dos topos de barras estudados (Figura 50). Das sete barras estudadas, cinco são incremento de barra: três de cauda (Barra 2, 3 e 7), uma de flanco (Barra 6), uma de cabeceira (Barra 4) e duas de topos de barra isoladas no meio do canal (Barra 1 e Barra 5). As dimensões variam de 0.5 – 2.5 km largura e 0.5 – 5 km de comprimento. A forma é variável com a posição que se encontra em relação a barra composta vegetada. Para o incremento de cauda de barra elas são lobadas ou em formato de lua decrescente, no flanco possui uma forma mais triangular, na cabeceira formato de lua crescente e quando estão isoladas possuem formas lobadas. Os diferentes anos de imagens de satélite mostram que algumas barras permanecem mais estáveis (Barra 1, 3 e 4) e outras possuem migrações a jusante (Barra 2) e oblíqua (Barra 5, 6 e 7).

As fotos apresentam as formas de leito dos topos de barras (Figura 51). As Barra 1 e 2 possuem dunas fluviais pequenas, com altura abaixo de 1.5 m e deposição de lama na base das dunas podendo ser alagadas ou dissecadas. Já as barras 3 e 4 apresentam dunas de grande porte com alturas maiores que 2 m e também a ocorrência de lama na base das dunas. E as barras 5, 6 e 7, com maior elevação devido ao face de avalanche, possuem dunas fluviais em sua base e no topo pequenas ripples eólicas, a lateral que barra migra possui faces de avalanche.

*Com a coleta de amostras superficiais das barras foi possível determinar a granulação medida em granulação medida em laboratório (Tabela 10). Elas apresentam granulações de areia fina a média para as barras 1 e 2, areia média para barra 6 e areia média a grossa para as barras 3 e 4. Exceto a barra 1, as outras barras foram amostradas apenas numa região da barra. A*

Tabela 11 mostra maiores detalhes descritivos da morfologia de cada barra estudada.

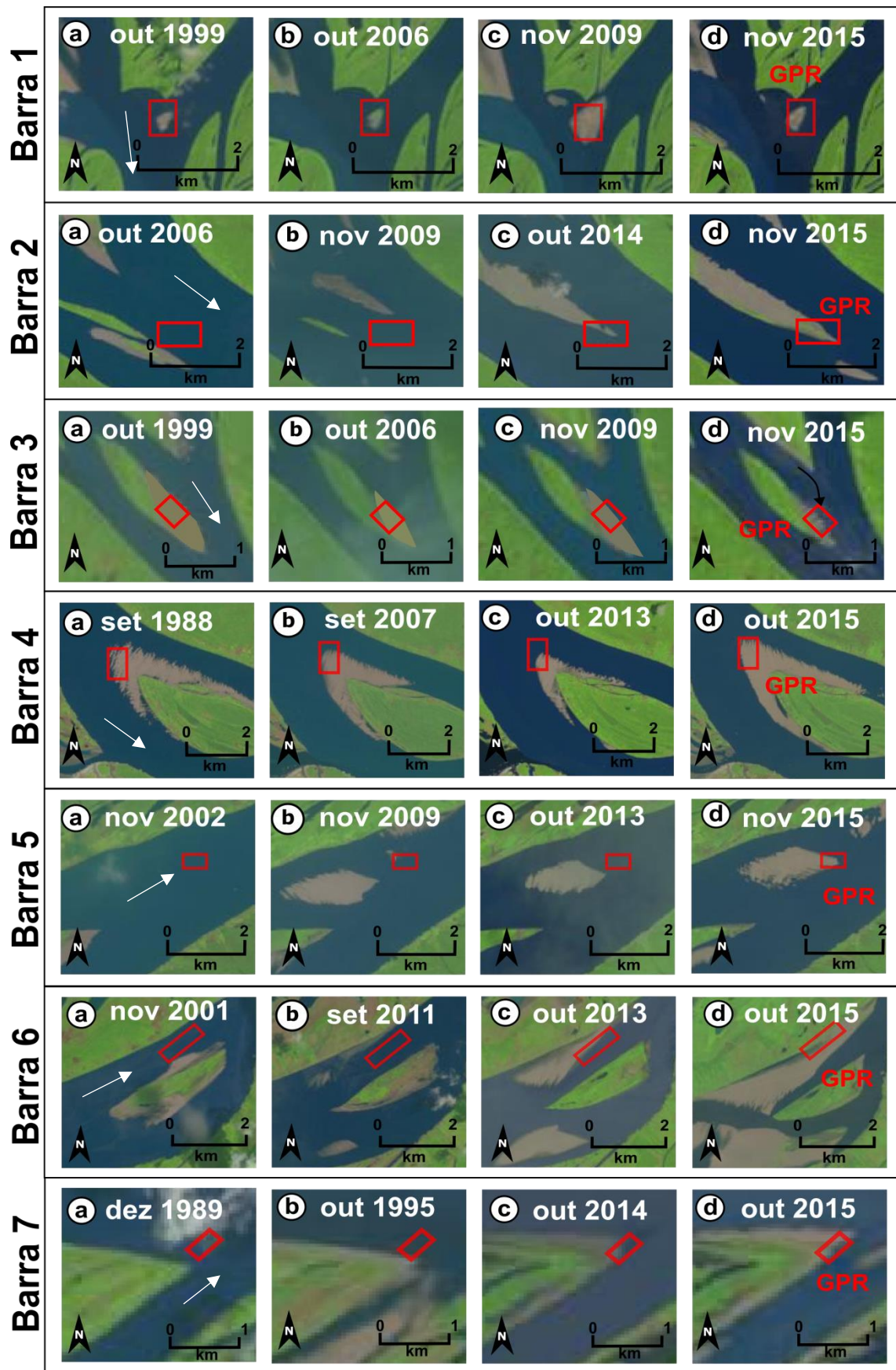


Figura 50: Imagem de LanSat em quatro fases diferentes para cada barra estudada.



Figura 51: Fotos da morfologia do topo das barras estudadas.

Com exceção das barras alternadas, os demais tipos de topos de barras foram analisados em aspectos morfológicos e não foi detectado nenhum aspecto específico que possam categorizar os tipos de topos de barras através da morfologia. Topos de barras com dunas de grande porte estão associadas com sedimentos mais grossos enquanto barras com dunas de pequeno porte estão associadas a sedimentos mais finos. Ambas possuem lama na base das dunas. Já para as barras que apresentam migração oblíqua ao fluxo estão associadas com face de avalanche na direção de migração da barra. Observou-se que a barra localizada no Rio Japurá possui dimensões menores do que as do rio principal Solimões, ou seja, o tamanho das barras é proporcional ao tamanho do rio (Bridge, 2003). Essa foi a única barra investigada por inteiro, Barra 1, que apontou uma granodecrescência a montante, de forma semelhante ao que outros trabalhos em barras já haviam apontado (Best et al., 2003 e Lunt e Bridge 2004). Em contrapartida, feições não antes reconhecidas em topos de barras foram dunas de grande porte e granulação grossa semelhantes às de ambiente profundo (Almeida et al., 2016 e Galeazzi et al., 2018).

*Tabela 10: Granulação para cada barra em mm e phi com porcentagem de cada classificação, sendo MF=areia muito fina, F=areia fina, M=areia média e G=areia grossa.*

		n°	granulação					
			mm	$\Phi$	AMF (%)	F(%)	M (%)	G (%)
<i>Barra 1</i>	crista da duna	18	0.06-0.30	4.06-1.71	-	39	61	-
	base da duna	18	0.07-0.30	3.89-1.71	11	56	33	-
<i>Barra 2</i>	crista da duna	16	0.20-0.30	2.33-1.74	-	47	53	-
	base da duna	16	0.11-0.31	3.18-1.68	-	80	20	-
<i>Barra 3</i>	crista da duna	5	0.32-0.51	1.64-0.97	-	-	80	20
	base da duna	5	0.31-0.49	1.69-1.03	-	-	100	-
<i>Barra 4</i>	crista da duna	18	0.40-0.46	1.34 -1.13	-	-	100	-
	base da duna	18	0.27-0.45	1.89-1.15	-	5	95	-
<i>Barra 6</i>	sem dunas	8	0.20-0.33	2.32-1.60	-	38	63	-

Tabela 11: Morfologia das barras estudadas com descrições de tipo de barra, formato, dimensões, formas de leito, composição e granulometria.

Barra	Aspectos gerais (Figura 50)	Evolução e dinâmica (Figura 50)	Formas de leito (Figura 51)	Granulometria (Tabela 10)
1	Rio Japurá, barra pequena no meio do canal de forma lobada e dimensões de 0.5x0.5 km.	Poucas alterações no crescimento da barra e nenhuma migração evidente de 1999 à 2015.	Dunas de pequeno porte (< 1m altura) com pequenas escavações na base preenchidas por lama alagados.	Areia média a fina (0.06-0.3 mm), 20% do total da base das dunas são grãos menores que fração areia (lama).
2	Rio Solimões, I.B na cauda com forma lobada e dimensões de 2.5x0.5 km.	Crescimento concêntrico de 2009 à 2014 e migração à jusante 2009 à 2015.	Dunas de pequeno porte com lama na base por vezes dissecados.	Areia média à fina (0.11-0.31 mm) com 15% de lama na base das dunas.
3	Rio Solimões, IB na cauda com forma lobada e dimensões de 2.5x1 km.	Poucas alterações no crescimento da barra e nenhuma migração evidente de 1999 à 2015.	Dunas de grande porte (> 2m altura) com depósito de lama na base das dunas.	Areia grossa à media (0.32-0.51 mm) com 12% de lama na base das dunas.
4	Rio Solimões, IB na cabeceira com forma de lua crescente e dimensões de 3x2.5 km.	Poucas alterações no crescimento da barra e nenhuma migração evidente de 1988 à 2015.	Dunas de grande porte com lama na base das dunas.	Areia média (0.27-0.49 mm) com 9% de lama na base das dunas.
5	Rio Solimões, barra pequena no meio do canal em forma lobada com dimensões 2x1 km.	Poucas alterações de crescimento e migração oblíqua ao fluxo de 2009 à 2015.	Ripples eólicas com uma das laterais da barra com face de avalanche.	Sem análise de laboratório, descrição sedimentar aponta areia média à grossa com grânulos.
6	Rio Solimões, IB na lateral com forma triangular e dimensões 5x1 km.	Crescimento rápido e migração oblíqua ao fluxo de 2011 à 2015.	Ripples eólicas com uma das laterais da barra com face de avalanche.	Areia média (0.2-0.33 mm).
7	Rio Amazonas, IB na cauda com forma lua decrescente e dimensões 2x0.5 km	Crescimento e migração lateral ao fluxo de 1995 à 2015.	Ripples eólicas com uma das laterais da barra com face de avalanche.	Sem análise de laboratório, descrição sedimentar aponta areia fina à média.

### 6.1.3 Estrutura interna

#### 6.1.3.1 Radar fâcies

As análises das seções de GPR permitiram categorizar algumas fâcies comumente encontradas nos perfis. Estas foram classificadas em três tipos, considerando forma, continuação, inclinação e amplitude dos refletores (Tabela 12) (Gawthorpe et al., 1993).

### *R1) Refletores inclinados (a) alto ângulo (b) baixo ângulo*

Descrição: Conjunto de refletores inclinados (a) com ângulo de inclinação mínima de 17°. Os refletores possuem baixa amplitude e forma reta e contínua. Em seção, aparecem nas profundidades de 0 à 5 m, estendem-se lateralmente por mais de 100 m e possuem espessura maior que 2 m. Refletores de baixo ângulo (b), com ângulo mínimo de 6°, possuem alta amplitude e sua forma é mais irregular e contínua com espessura próxima de 2 m. Entre esses refletores principais ocorrem refletores com menor amplitude que possuem forma côncava para cima com tamanhos que variam de 1 m até 4 m ou forma inclinada de alto ângulo que tem espaçamento entre si próximo de 0,5 m. Em seção, ocorrem em profundidades que variam de 0 à 6 m, não ultrapassam dos 100 m lateralmente e possuem espessura de até 5 m.

Interpretação: (a) Os refletores inclinados de alto ângulo são interpretados como estratificações cruzadas de grande porte. O conjunto dos refletores contínuos são interpretados como conjuntos de estratos entre superfícies de reativação. Esta radar fácies é representada pela cor vermelha nas seções e representa apenas 4% da área total investigada nas seções. Esse tipo de situação ocorreu em barras com dunas de grande porte na porção próxima à região do *bar head* (Figura 53, Barra 3), em subsuperfície abaixo de 2 m onde a profundidade é maior e os limites de série são mais espaçados (Figura 55, barra 6), ou nas laterais das barras que possuem migração oblíqua (Figura 56, barra 5 e Figura 57 barra 6).

(b) Os refletores inclinados de grande amplitude são os limites de séries inclinados levemente ondulados. Os refletores côncavos para cima são interpretados como estratificações cruzadas acanaladas que são resultados da migração de dunas. Esta radar fácies é representado pela cor amarela e possui uma porcentagem maior que a anterior com 27%, ela é encontrada comumente nas laterais das barras em seções transversais (Figura 52, barra 1 e Figura 57 barra 6) ou em seções longitudinais com direção à jusante (Figura 53 e Figura 57, barra 6).

### *R2) Refletores plano-paralelos com refletores internos*

Descrição: Refletores horizontais, com grande amplitude e lateralmente extensos e refletores levemente ondulados contínuos lateralmente, com espessura de 2 m. Internamente possuem refletores de formas côncavas para cima com extensão lateral que não ultrapassam os 4 m ou podem ser refletores mais retilíneos e contínuos

lateralmente com espessura próxima a 1 m. Os refletores internos possuem alto ângulo de inclinação e espaçamento lateral de 0,5 m. Podem chegar até 6 m de profundidade, possuem extensão lateral que ultrapassam dos 200 m e espessura que varia de 1 m à 2 m.

Interpretação: Os refletores horizontais são limites de série plano-paralelos. Dentro de cada limite de série ocorrem estratificações cruzadas acanaladas ou cruzadas tabulares que são resultados das migrações de dunas. Nota-se que o depósito de *scour pits*, pequenas escavações entre dunas encontradas na superfície de algumas barras (Figura 51, a, b c e d), ainda permanecem preservadas em subsuperfície representadas por refletores com maior amplitude (Figura 53 e Figura 54, setas vermelhas). Esta radar fácies é representada pela cor verde, e é a mais frequente, com 66% da área total de seções.

### *R3) Refletores plano-paralelos sem refletores internos*

Descrição: Refletores horizontais, com grandes amplitudes e lateralmente extensos. Os refletores são retilíneos à ondulados, a espessura entre eles é próxima a 0,25 m e não possuem nenhum refletor interno. Encontram-se nas profundidades de 0 m à 3 m, possuem comprimento lateral próxima de 100 m e espessura de 2 m.

Interpretação: Os refletores são limites de séries plano-paralelos. Como os limites de séries possuem espaçamento menor que a resolução do GPR não é possível identificar as estruturas internas. Esta radar fácies é representada pela cor azul e só possui 3% da área total das seções investigadas, isso ocorre pois ela encontra-se apenas nas porções mais superficiais das seções, pois segundo Nicholas et al., (2018) a espessura do limite de série depende da profundidade e da vazão do rio, ou seja, limites de série de pequeno porte só ocorrem em profundidades mais rasas (Figura 55, Barra 6 e Figura 56, barra 5).

#### 6.1.3.2 Componentes de acréscimo de barra

Quando vistas em seções 2D de GPR, as barras podem ser categorizadas em diferentes componentes dependendo da inclinação e da direção dos refletores.

No caso da Barra 1, na qual foram adquiridas duas seções, uma longitudinal e outra transversal ao fluxo, na barra inteira foi possível identificar os três tipos de acréscimo de barra. Na seção longitudinal ao fluxo observa-se a presença da componente acréscimo de barra à jusante na parte frontal da barra, representado por



limites de barra levemente inclinado para frente, e de componente de acréscimo de barra à *montante* na parte posterior da barra com limites de série levemente inclinados para trás, ambos os acréscimos foram interpretados com radar fácies do tipo R2. Já na seção transversal, a componente de acréscimo de barra lateral ocorre nas extremidades da barra, representada por limites de série inclinados para as laterais da barra. Nesse caso as radar fácies que as representam são a R1b (Figura 52).

Mesmo para as demais barras em que não foi possível adquirir seções para área total, observa-se o mesmo padrão de ocorrência da componente de acréscimo de barra em relação a região interna na barra. As componentes de acréscimo de barra à jusante localizam-se próximo a parte frontal da barra com limites de série que mergulham levemente à jusante com predominância de radar fácies R2 e R3 (

Figura 54, Figura 55, Figura 56 e Figura 57). E as componentes de acréscimo barra lateral ocorrem na parte lateral das barras e são vistas apenas em seções transversais ao fluxo do rio, com os limites de série com inclinação de moderada à alta com a presença de radar fácies R1a e R1b (Figura 56 e Figura 57). Para as componentes de acréscimo de barra à montante as seções encontram-se mais próximo a porção central e a cabeceira da barra, os limites de série mergulham levemente a à montante e às radar fácies encontradas são R2 e R1a (Figura 53). Na Figura 53, barra 6, nota-se em maior profundidade que o elemento de acréscimo de barra é à jusante com radar fácies R1a, uma possível interpretação para que isso ocorra é que inicialmente essa era a parte frontal da barra que tinha deposição à jusante e com o passar do tempo tornou-se à montante pois a barra avançou rapidamente para frente. Observa-se nas imagens de satélite que a barra tem grande avanço oblíquo em curto período de tempo.

As componentes de acreção à montante estão associadas a radar fácies de grande a médio porte, assim como os elementos de acreção à jusante estão associados a radar fácies de médio a pequeno porte, e os elementos de acreção lateral estão associados com radar fácies de grande porte que representam a migração da barra em direção oblíqua ao fluxo, corroborando com as formas de leito descritas na morfologia.

Tabela 12: Descrição de radar fácies encontradas para os topos de barras investigados.

CÓDIGO	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO	EXEMPLO DE RADAR FÁCIES	
R1A	Refletores inclinados com alto ângulo de 17° à 38°.	Estratificações cruzadas de grande porte e superfície de reativação.		
R1B	Refletores inclinados de baixo ângulo 6° à 17°.	Limites de séries inclinados com estratificações cruzadas acanaladas.		
R2	Refletores sub-horizontais com refletores inclinados ou côncavos para cima.	Limites de séries plano-paralelos com estratificações cruzadas acanaladas ou tabulares.		
R3	Refletores sub-horizontais com alta amplitude.	Limites de séries plano-paralelos sem resolução interna.		

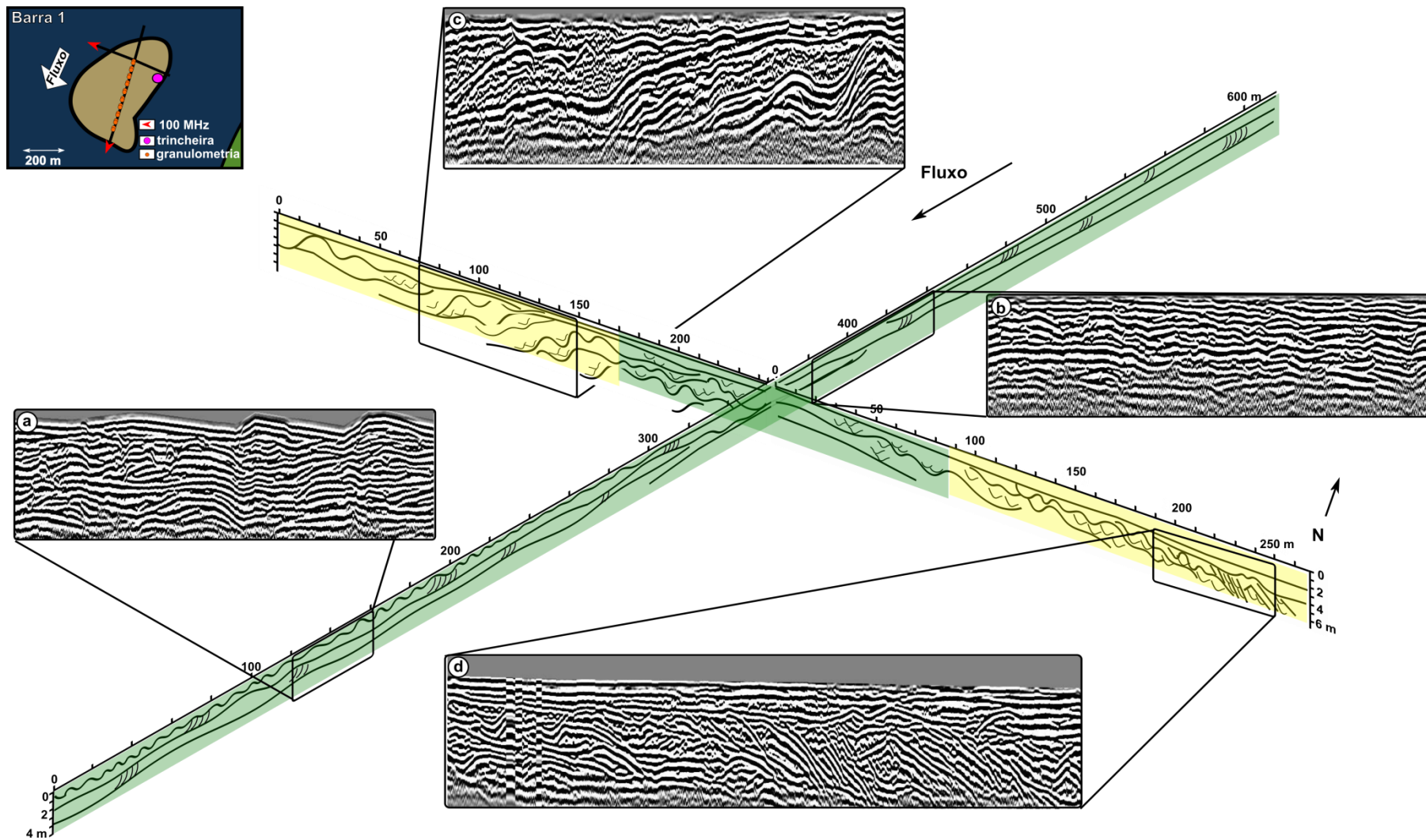


Figura 52: Seção em trincheira da Barra 1. Em verde são as radar fácies R2 e em amarelo representa a radar fácies R1b.

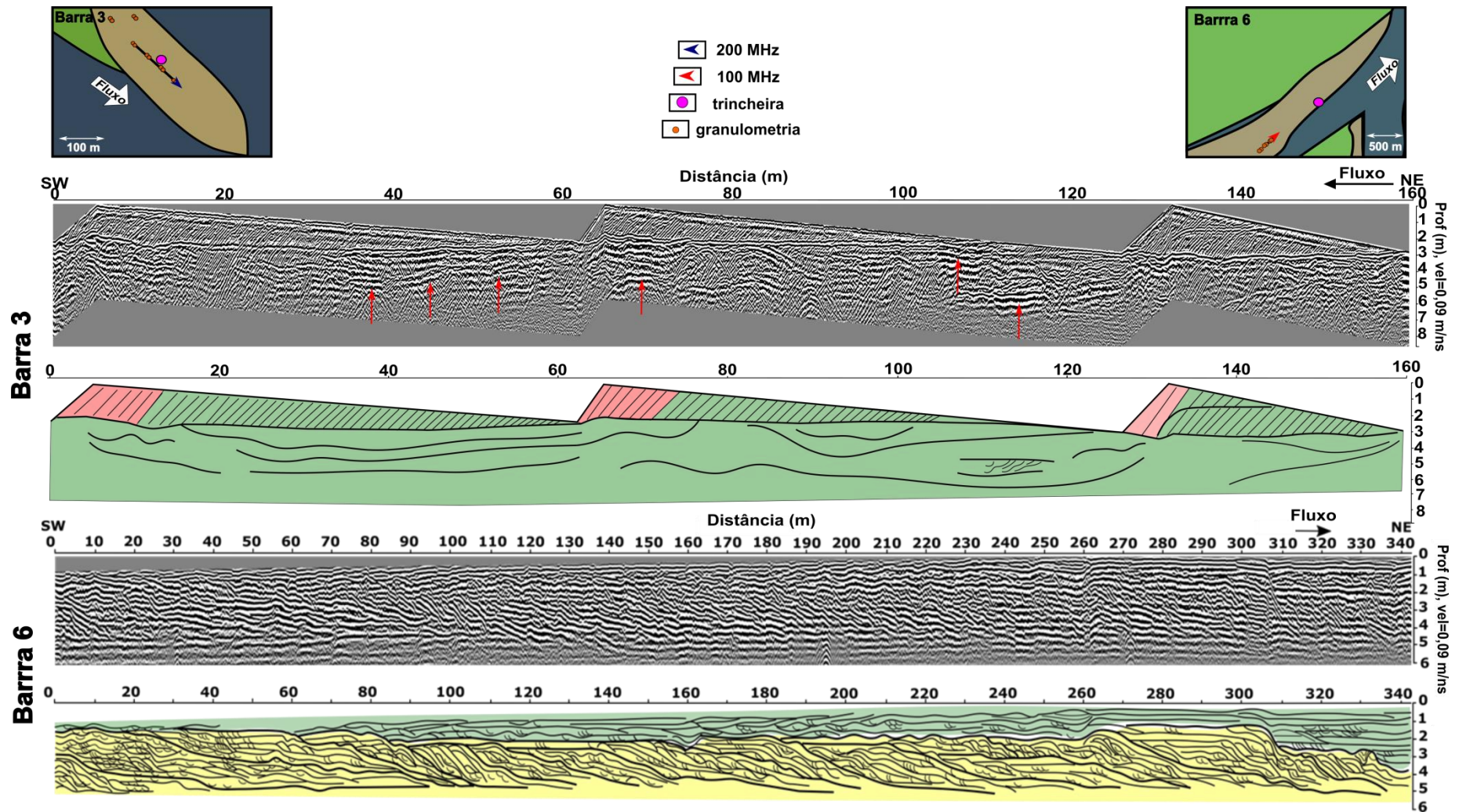


Figura 53: Seções mais próximas à parte posterior das barras 3 e 5. A cor vermelha representa a radar fácies R1a, cor amarela R1b e cor verde R2. Em seta vermelha são os refletores com maior amplitude que foram interpretados como depósito de lama.

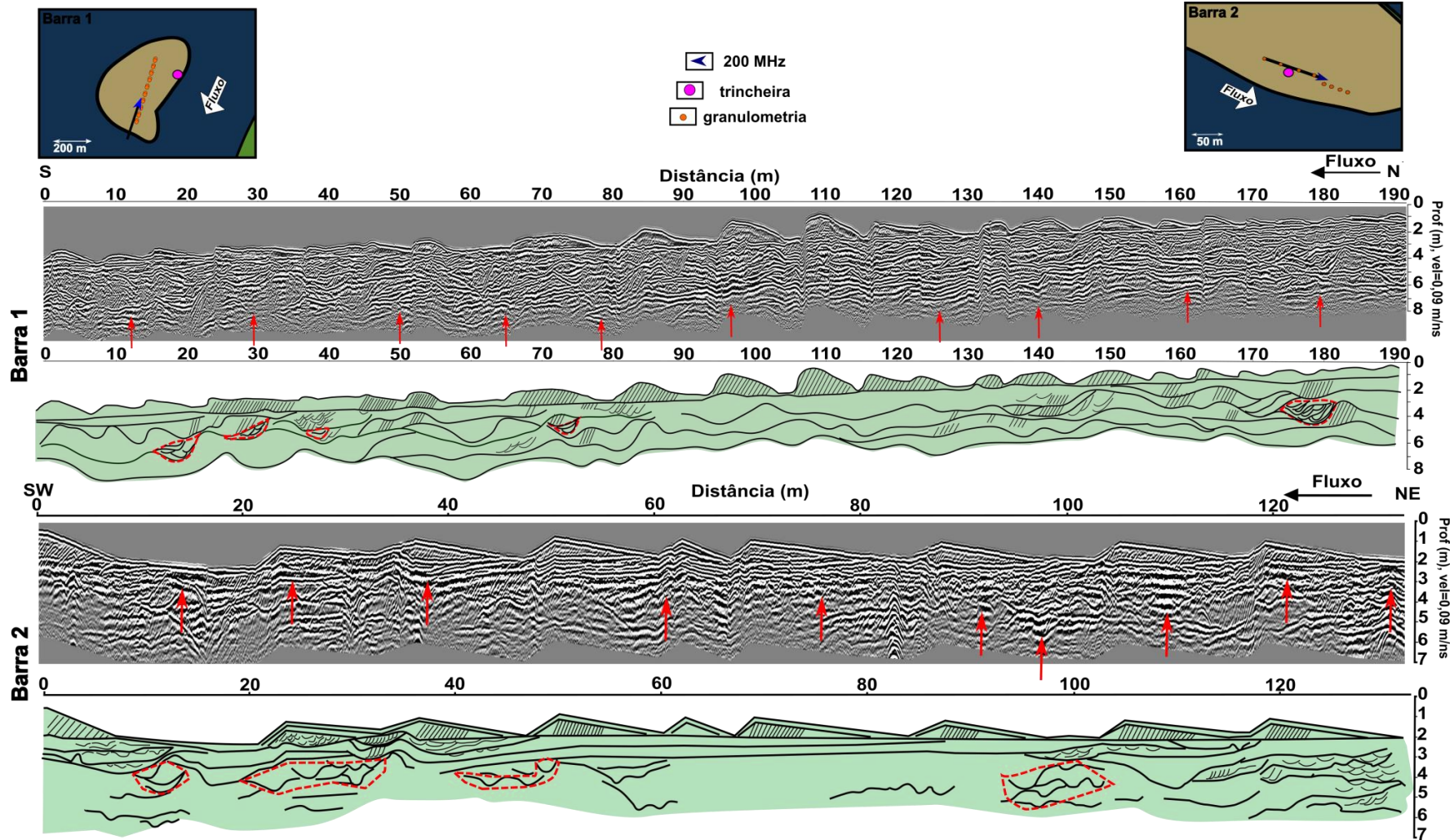


Figura 54: As seções localizadas próximo à região frontal das barras 1 e 2. A cor verde representa a radar fácies R2. As setas vermelhas representam onde os refletos possuem maior amplitude que são depósitos de lama. As linha tracejadas representam scour pits.

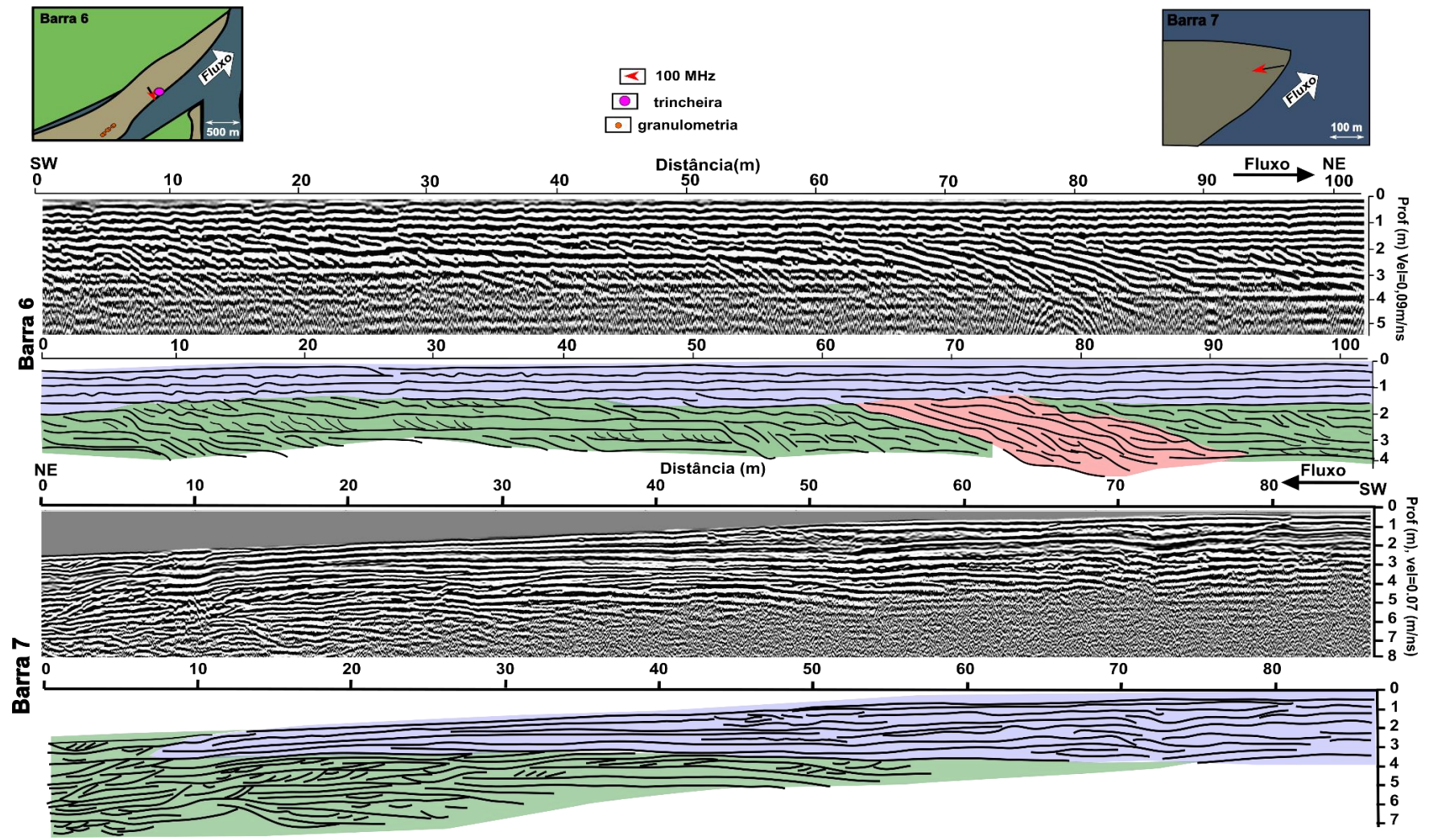


Figura 55: As seções localizadas próximo à região frontal das barras 6 e 7. A cor azul representa radar fácies R3, em verde radar fácies R2 e vermelho a radar fácies R1a. As linha tracejadas representam dunas abaixo da barra, a resolução da seção aumenta no depósito de dunas.

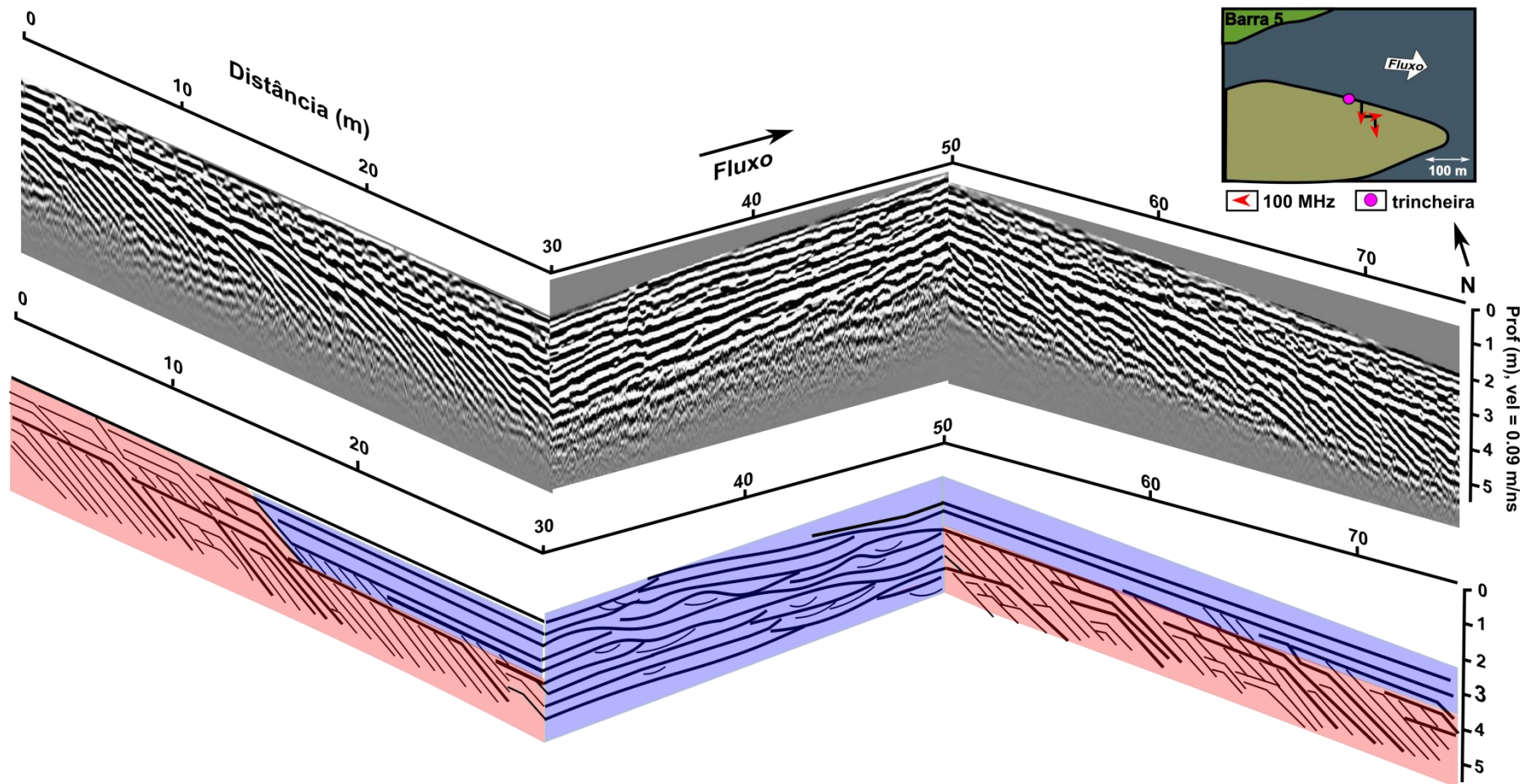


Figura 56: Seção em trincheira localizado a frente e lateral da barra 5. Em vermelho representa a radar fácies R1a e em azul a radar fácies R3.

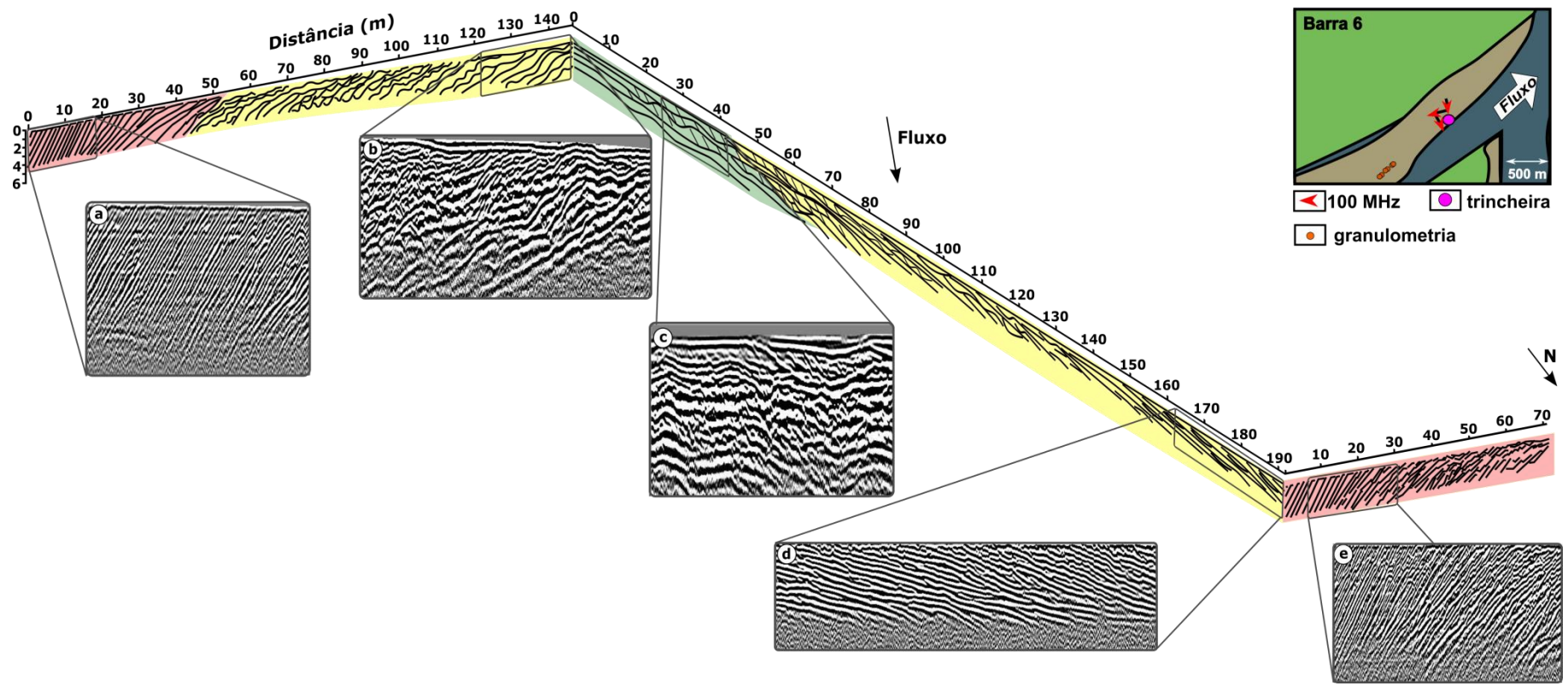


Figura 57: Seção em trincheira próxima à lateral da barra 6. A cor vermelha representa a radar fácies R1a, em amarelo R1b e em verde R2. As lacunas mostram o zoom da seção GPR.



### 6.1.3.3 Trincheiras e seções GPR

Estudos de trincheiras auxiliaram na interpretação de estruturas sedimentares imageadas pelas seções de GPR. As fotos mostram uma resolução de imagem maior que as seções de GPR, revelando estruturas em menor escala.

Para as barras 1 e 2, com dunas de pequeno porte, as trincheiras apresentaram dentro das dunas estratificação cruzada tabular, representadas em seção GPR como radar fácies R2. As *scour pits* vistas apenas em superfície são apontadas por linhas tracejadas nas seções GPR (Figura 54 e Figura 58 b). Na lateral da barra, a presença de limites de série inclinados com estratificações cruzadas acanaladas foi observada em trincheira na barra 1 e também em seção representada pela radar fácies R1b (Figura 52 e Figura 58 e).

A barra 4, que possui dunas de grande porte, também mostrou transição de *cosets* pra *foresets* de grande porte, assim como a Barra 3 que também possui dunas de grande porte, representado pela transição de R2 para R1a (Figura 53 e Figura 58 a).

Já na barra 5, a trincheira apresentou apenas laminação plano-paralela, que relaciona-se com a radar fácies R3 (Figura 56 e Figura 58 d). Na barra 6 foi possível identificar o afinamento de espessura de séries para topo, em trincheira na base as estruturas internas são acanaladas com séries mais espessas e gradativamente tornam-se mais delgadas e com estratificações tabulares para o topo. Em seção de GPR esse afinamento para o topo também pode ser observado com a transição da radar fácies R2 para R3 (Figura 55 e Figura 58 c). As frentes de avalanche laterais foram vistas nas barras 5 e 6, inclinadas na direção de migração da barra. Estas estruturas também foram identificadas em seções de GPR, representadas pela radar fácies R1a (Figura 56, Figura 57 e Figura 58 f).

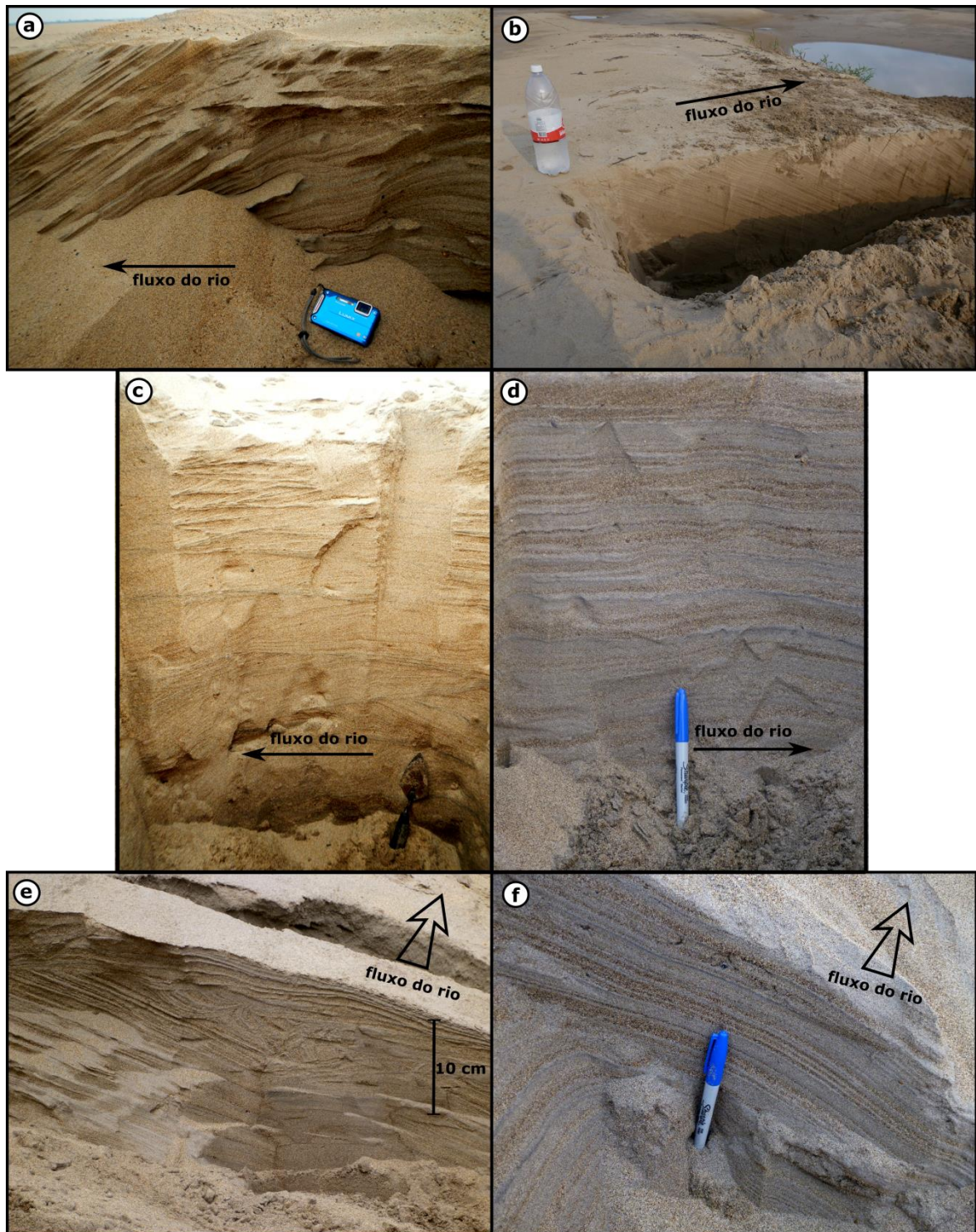


Figura 58: Trincheiras em topos de barras. (a) Barra 3 - frente de avalanche, (b) Barra 1, estratificação cruzada em duna, (c) Barra 6, séries com afinamento pro topo, (d) Barra 5, estratificação plano-paralela, (e) Barra 1, limite de série inclinado com estratificação cruzada acanalada e (f) Barra 5, limite de série inclinado com estratificação cruzada tabular.

## 6.2 Canal: diferentes ambientes

O estudo de topos de barras no item anterior limita-se apenas a penetração do GPR, que não ultrapassam os 10 m. Através da sísmica rasa foi possível uma análise mais profunda no ambiente estudado anteriormente, mais especificamente na região próxima a barra 6 (Ilha Marchantaria), além do estudo de ambientes mais profundos (ilha Xiborena), também foi possível descrever morfologia, dinâmica, sedimentação, granulação e estrutura interna.

### 6.2.1 Morfologia e evolução

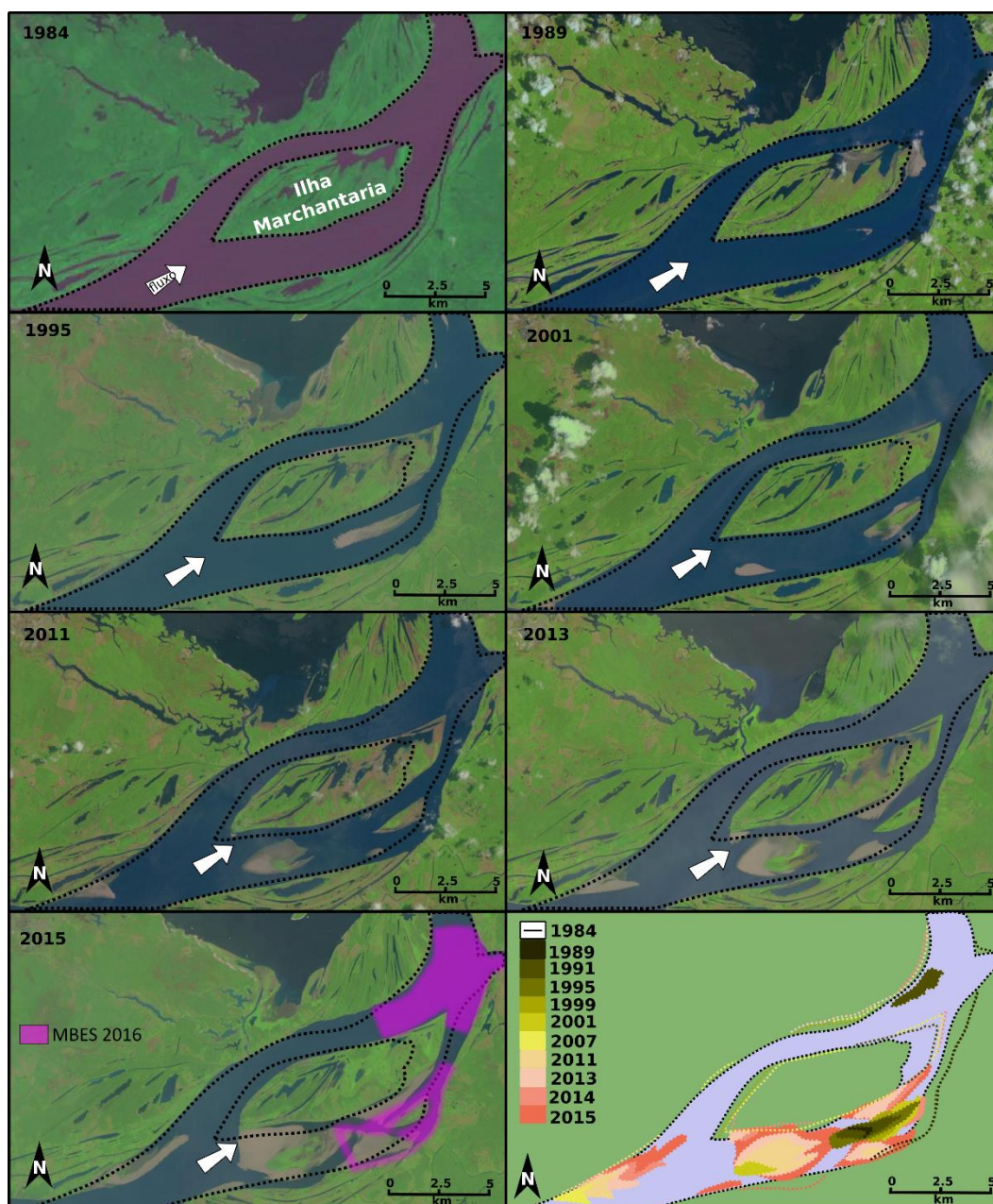


Figura 59: Imagem de LandSat na região de aquisição de 2016 em diferentes anos na época de seca e desenho esquemático da evolução durante os anos. A linha tracejada mostra a forma original do canal.

O trecho estudado localiza-se em torno da ilha Marchantaria. A norte da ilha, em trecho mais retilíneo, encontra-se o canal principal (Ilha Xiborena) e na parte sul da figura, em trecho mais sinuoso, o canal secundário. As imagens de satélite mostram grandes mudanças em 30 anos na região da aquisição (Figura 59). Primeiramente houve um alargamento do canal secundário e o surgimento do primeiro topo de barra classificado como barra no meio do canal de pequeno porte. Posteriormente houve um grande avanço da Ilha Marchantaria para jusante. A ocorrência de topos de barra no canal secundário aumentou durante os anos, contendo vários tipos incluindo incrementos de barras na própria barra composta denominada de Ilha Marchantaria (barra 6) e algumas barras de areia evoluíram para barras compostas vegetadas. Por fim, houve um sutil alargamento no canal principal. Apenas com as imagens de satélite observa-se maior dinâmica e sedimentação nos canais secundários, pois suas barras ficam expostas em período de seca. Por isso realizou-se um mapeamento do canal principal para investigar melhor as partes de barras que sempre ficam submersas.

Em linhas gerais a batimetria confirma a menor profundidade no canal secundário do que no canal principal. A granulação no canal principal é um pouco maior que no canal secundário, porém não existe uma relação linear direta de profundidade de canal e granulação, como discutido no subitem acima, com alguns topos de barras apresentam granulação grossas semelhantes ao do fundo de canais (Figura 60).

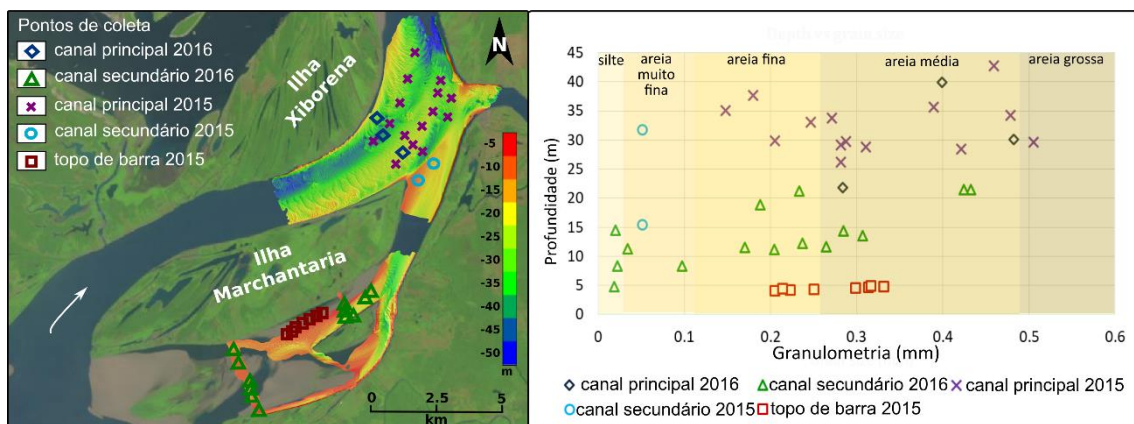


Figura 60: Mapa de localização das áreas estudadas pelo MBES 2016 e 2015 com os pontos de coleta de granulometria.

O canal principal tem uma profundidade que varia de aproximadamente 25 a 50 m. Áreas mais profundas, abaixo de 35 m, são exclusivas dos talwegues. Enquanto as áreas mais rasas desse ambiente, acima de 32 m, são extensões laterais das barras. A

barra na lateral esquerda do canal possui dunas de grande porte com forma barcanoide à oblíqua (Figura 61 A) e a barra central, representando a base da Ilha da Marchantaria, possuem também dunas de grande porte superimpostas com forma barcanoide e sinuosa (Figura 61 B). As barras lateral e central possuem dunas de grande porte e ripples a dunas pequenas superimpostas. As maiores dunas ultrapassam de 200 m comprimento e 10 m de altura (Figura 68). Em locais próximos à transição de canal principal para o secundário, acima de 25 m, as formas de leito são parecidas com a do canal secundário, com a presença de dunas de pequeno porte de dezenas de metros de comprimento.

Já no canal secundário, as profundidades variam em torno de 5 a 35 m, com formas de leito como dunas de pequeno porte simples à ripples com formas sinuosas. As dunas maiores estão associadas à região da cabeceira do topo da barra (Figura 61 C) ou regiões mais profundas, abaixo de 25 m (Figura 61 E). Áreas mais rasas, acima de 20 m são dominadas por ripples até mesmo abaixo da resolução do método (Figura 61 C e D). O canal secundário tem a presença predominantemente das barras estudadas anteriormente pelo GPR, essas barras são macroformas que possuem mais de 1 km de comprimento (Figura 64 e Figura 65), 100 m de largura (Figura 65 e Figura 67) e mais de 15 m de espessura (Figura 64 e Figura 65). Elas possuem, em sua superfície, dunas pequenas à ripples que diminuem de tamanho com a profundidade e em direção ao *bar tail* (Figura 64 e Figura 65). Já em maior profundidade, as dunas da base da barra não ultrapassam 100 m de comprimento (Figura 64, Figura 65 e Figura 67 a), 50 m de largura (Figura 65 e Figura 67) e 2 m altura (Figura 67).

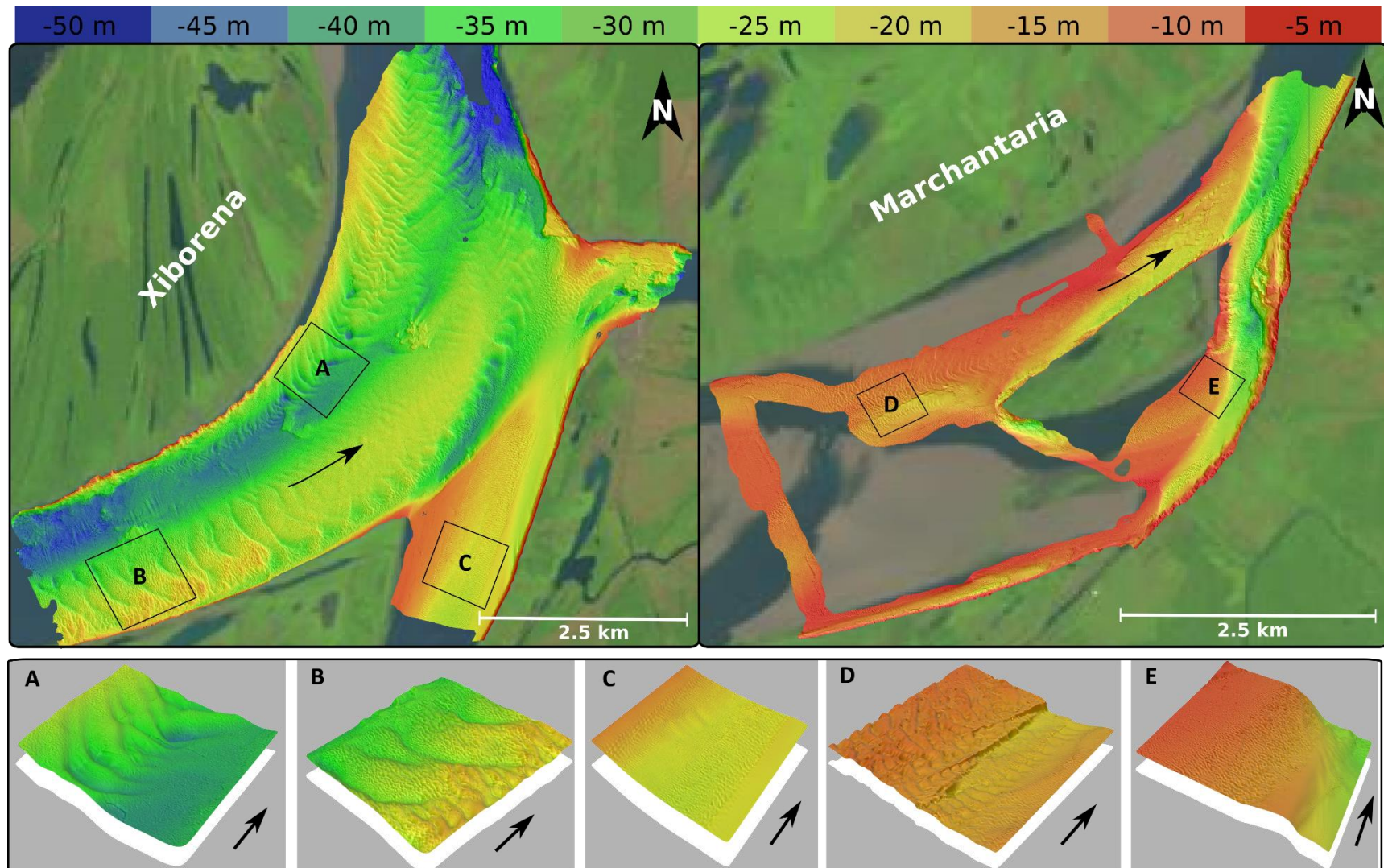


Figura 61: Zoom das áreas estudadas por MBES. O canal principal (Xiborena) possui maior profundidade que o canal secundário (Marchantaria).

### 6.2.2 Dinâmica e sedimentação

Foram realizadas aquisições de MBES em mesma área com período de diferença de levantamento de um ano, nos meses de julho de 2015 e 2016, com a finalidade de identificar diferenças de formas de leito entre os dois anos. Em aspectos gerais, as disposições das regiões das barras alternadas e talvegue permaneceram as mesmas e as formas de leito superficiais foram alteradas. Porém, observa-se que poucas são as áreas com uma taxa menor que 0.5 m de sedimentação ou erosão. Regiões com menores alterações localizam-se próximas ao ou no canal secundário. É importante notar que na barra central com maior porte a sedimentação alcançou até 14 m em um ano. Já na barra lateral há áreas que sofreram erosão de até 12 m. Isso mostra a grande dinâmica no fundo do canal do rio durante um curtíssimo período de tempo (Figura 63).

Os perfis batimétricos conseguem mostrar com maior precisão a diferença da barra central de um ano para outro. As dunas superimpostas do ano de 2015 apresentam mais que o dobro de comprimento das dunas do ano de 2016, e também dunas parasitas sofreram redução. O talvegue no meio das duas barras também sofreu algumas alterações e basicamente foi erodido. Já a barra lateral e o outro talvegue sofreram poucas alterações. Um fator interessante notado no perfil que cruza o canal secundário e o principal foi que no canal secundário houve apenas mudança de formas de leito, porém quase nenhuma alteração na profundidade. O que novamente aponta uma maior dinâmica de sedimentação e erosão em ambientes mais profundos e poucas alterações em ambientes rasos (Figura 62).

Com o auxílio do software QGis foi calculada a subtração dos dois anos de aquisição em cada  $m^2$ , calculando a sedimentação em 1 ano. Esses dados revelaram que, para a barra lateral, houve uma erosão de 2 m. As imagens de satélite mostram um discreto alargamento do canal nessa área nos últimos anos, porém a erosão pode ter sido um evento pontual (Figura 59 e Tabela 13). Já para barra central houve uma deposição de quase 1.5 m em 1 ano e as imagens de satélite apontam um avanço da barra composta vegetada (Ilha Marchantaria) continuamente desde de 1991, isso provavelmente aponta uma área de deposição contínua ao longo dos anos. Já a região investigada do canal secundário mostra pouquíssima sedimentação em  $1 m^2$  em 1 ano, com média de 0.07 m. As imagens de satélite nesta área mostram uma grande e contínua mudança no canal secundário, maior que no canal principal. Isso significa que

provavelmente essa área sofre mais erosão do que sedimentação, não registrando todos os eventos deposicionais.

Região	Área (m <sup>2</sup> )	Somatória (m)	Sedimentação em 1 m <sup>2</sup>
<b>Total</b>	9641587	-3111138.26	-0.32
<b>Barra lateral</b>	2095260	-4199590.30	-2.00
<b>Barra central</b>	3685482	5092297.38	1.38
<b>Canal secundário</b>	1409124	99106.48	0.07

Tabela 13: Valores de área e sedimentação de cada barra com base na subtração de batimetria do ano de 2016 e 2015 nivelados.

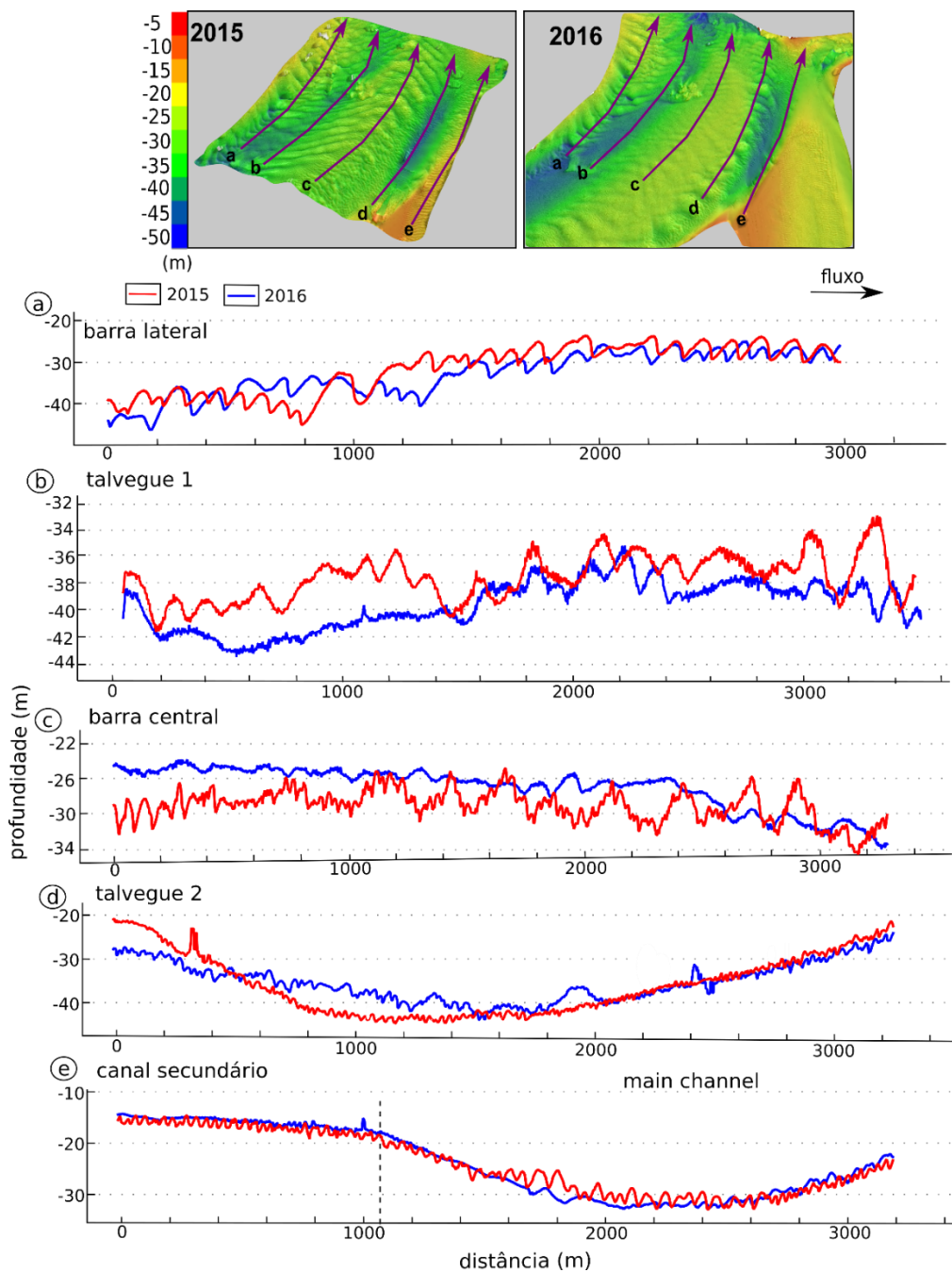


Figura 62: Perfis batimétricos longitudinais na região da Xiborena nos anos de 2015 (vermelho) e 2016 (azul).



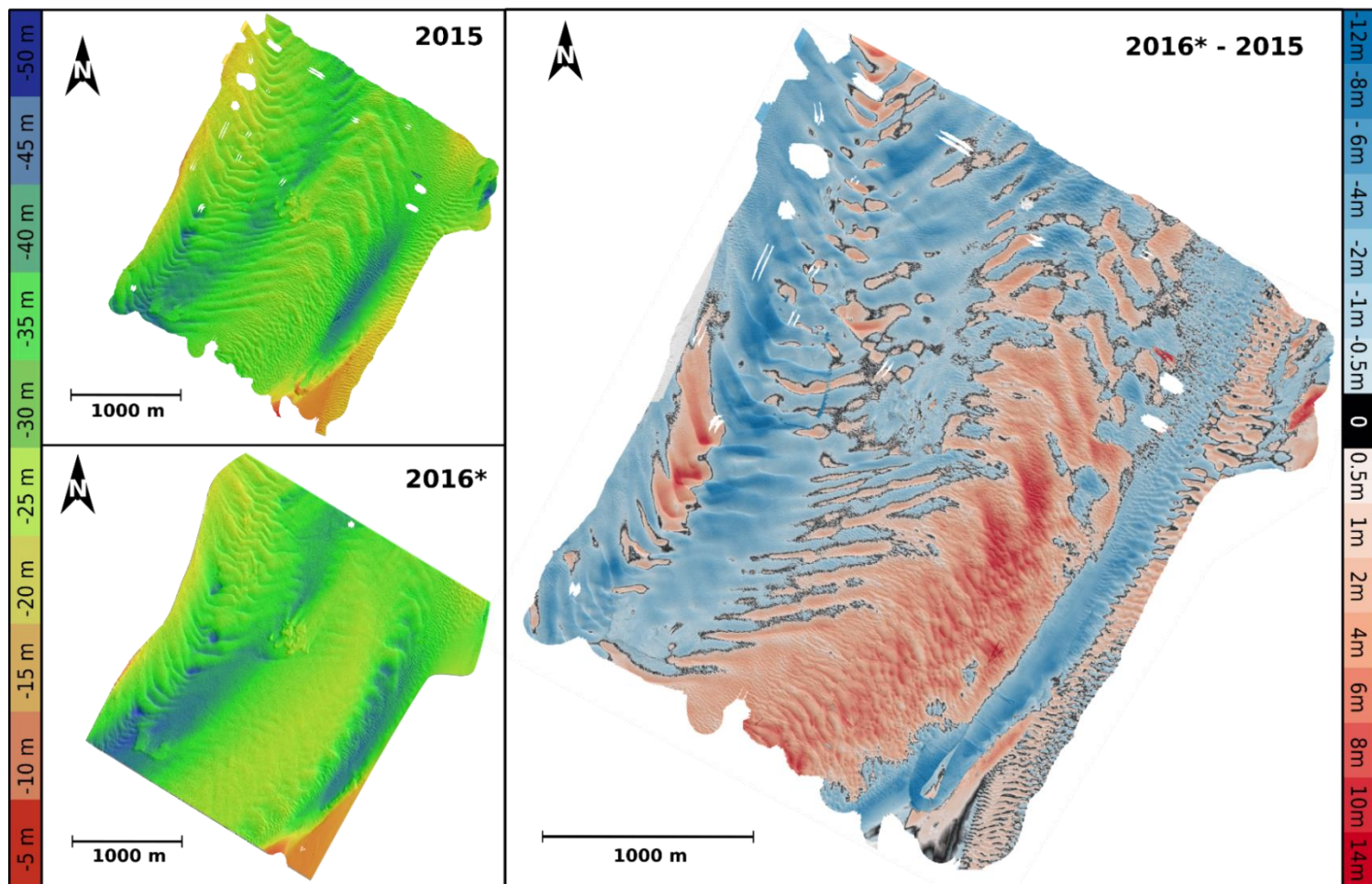


Figura 63: Esquerda: áreas estudadas por MBES 2015 e recorte de 2016\* corrigidas em relação ao nível do rio. Direita: a subtração das áreas de 2016 e 2015, em azul são áreas erodidas, em preto áreas com pouca ou nenhuma alteração e vermelho áreas de deposição.

### 6.2.3 Estrutura interna

#### 6.2.3.1 Sismo fácies

As seções sísmicas de SBP e Boomer também foram categorizadas com relação a forma, amplitude e continuidade dos refletores.

##### *S1) Refletores inclinados em alto ângulo*

Descrição: Conjunto de refletores inclinados com ângulo de inclinação mínima de 13°, os refletores possuem baixa amplitude e com forma retilínea à ondulado. Em seção elas aparecem nas profundidades de 4 a 20 m, estendem-se lateralmente por 200 m e possui espessura de aproximadamente 10 m.

Interpretação: Os refletores inclinados de alto ângulo são interpretados como estratificação cruzada de grande porte mostrando a migração do topo de barra, elas estão associadas à radar fácies R1. Os foresets estão relacionados aos topos de barras e na maioria das vezes ocorrem no *bar tail* (Figura 65) e na lateral das barras no sentido da migração (Figura 64 e Figura 65) e subordinadamente no *bar head* de uma da barra 6 (Figura 64).

##### *S2) Refletor com alta amplitude e contínuo*

Descrição: Refletor único com grande amplitude e contínuo podendo ser retilíneo horizontalizado ou ondulado horizontalizado. Em seção elas aparecem em profundidades que variam de 3 – 20 m, com extensão lateral de máximo 700 m e espessura máxima de 10 m.

Interpretação: O refletor com grande amplitude representa camada com depósito de lama. Camada levemente horizontalizada (Figura 65 e Figura 66 a) ou camada levemente horizontalizada com formas de ripples ou dunas preservadas (Figura 64 e Figura 66 a e b). A deposição de lama está associada na maior parte das vezes com a zona de estagnação de fluxo do rio. Como essas barras ficam emersas na seca e na época de cheia ficam submersas, durante um período de tempo elas possuem uma baixa velocidade de fluxo e depositam grãos mais finos, assim, formando os depósitos de lama que são evidentes nas superfícies das barras (Figura 65 e Figura 66).

##### *S3) Refletores horizontais*

Descrição: Conjunto de refletores com grande amplitude, contínuos horizontais, plano-paralelos com refletores internos de menor amplitude inclinados, ou ondulados sem resolução de refletores internos ou inclinados sem resolução de refletores internos.

Profundidade de ocorrência varia de 8- 30 m com extensão lateral próxima de 100 m e espessura máxima de 2 m.

Interpretação: Os refletores contínuos representam limites de série de dunas de pequeno com estratificação cruzada tabular e migração jusante (Figura 67 a), com preservação de formas de ripples sem resolução para estrutura interna (Figura 67 a), ou inclinados em direção à jusante sem resolução para estrutura interna (Figura 64 e Figura 67 b). Essa sismo fácies está associada à base da barra próximo ao talvegue do canal em áreas que sempre estão submersas.

*S4) Refletores plano-paralelos com refletores inclinados de pequeno porte*

Descrição: Conjunto de refletores horizontais. Internamente refletores de menor amplitude inclinados e retilíneos. Ocorrem em profundidade de 20 – 30 m, com extensão lateral total da seção com mais de 1000 m e espessura da camada de aproximadamente 5 m.

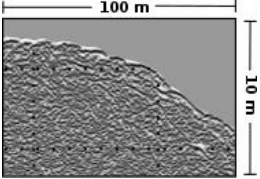

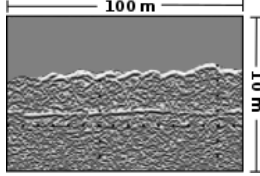
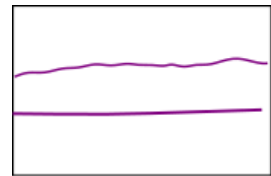
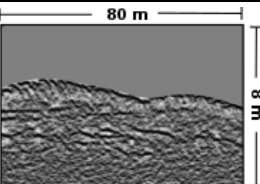

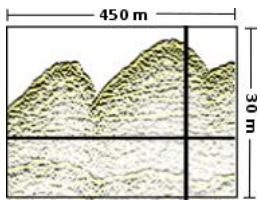

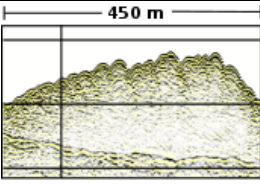

Interpretação: Os refletores horizontais representam o limite de série e os refletores inclinado internos representam estratificação cruzada de dunas/ripples de pequeno porte com migração para jusante (Figura 68a e b). Observa-se que esses limites de série de pequeno porte estão dentro de dunas de dezenas de metros de altura, mostrando que as preservações das dunas/ripples parasitas predominam com relação às estratificações das dunas hospedeiras.

*S5) Refletores plano-paralelos com refletores inclinados de maior porte*

Descrição: Conjunto de refletores levemente horizontalizados com refletores internos com menor resolução inclinados entre 11° e 20°. Ocorrem em profundidade de 20-30 m, com extensão lateral por quase toda a seção e espessura de mais de 10 m.

Interpretação: Refletores levemente horizontalizados foram interpretados como limites de séries com estratificação cruzada tabular de dunas de grande porte com migração das dunas para jusante. Nesse caso, a preservação da estratificação das dunas hospedeiras foram predominam as dunas parasitas (Figura 68c e d).

Tabela 14: Descrição de sismo fácies encontradas para as barras submersas investigadas (S1, S2 e S3 –SBP e S4 e S5- Boomer).

	Código	Descrição	Interpretação	Exemplo de sismo fácies	
Ambiente rasos (< 25 m)	S1	Refletores com baixa amplitude angulosos de retilíneos a levemente ondulados.	Estratificação cruzada tabular à acanalada de grande porte, associadas a migração do topo de barra.		
	S2	Refletor com alta amplitude e contínuo levemente horizontalizado até inclinado.	Camada de lama na barra próximo a zona estagnação do fluxo, podem ou não preservar formas de leito.		
	S3	Refletores com alta amplitude e contínuos com refletores internos com espaçamento de 2 m.	Limites de séries de dunas de pequeno. Estrutura interna com estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte.		
Ambiente profundo (> 30 m)	S4	Refletores levemente horizontais com espaçamento de 5m e refletores internos inclinados.	Limite de série plano-paralelo com estratificação cruzada tabular à acanalada de médio porte.		
	S5	Refletores levemente inclinados com espaçamento de 20 m e refletores internos inclinados.	Limites de série levemente inclinados com estratificação cruzada tabular de grande porte.		

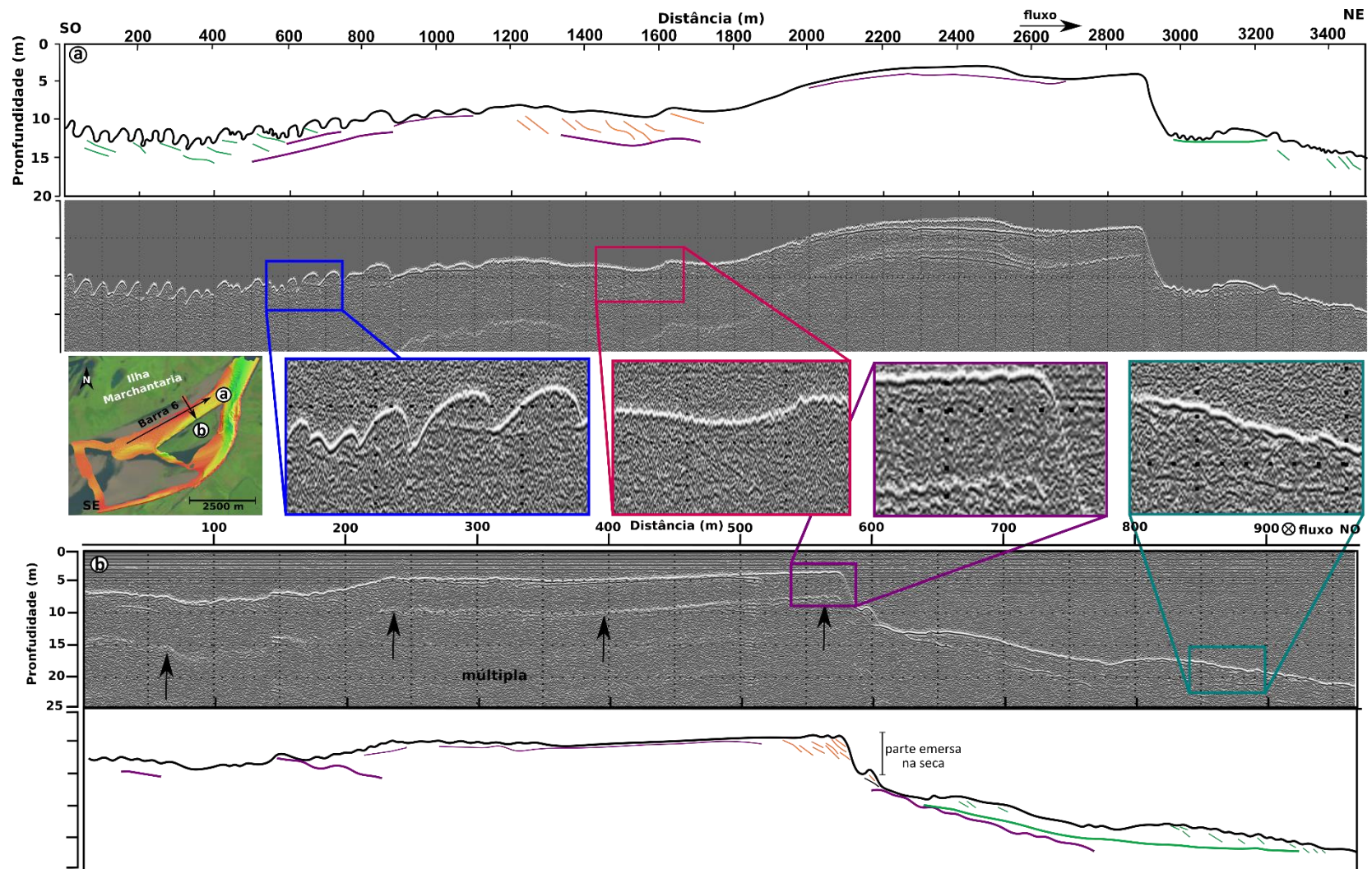


Figura 64: Seção longitudinal da Barra 6, mostrando frentes de avalanche no bar head e no bar tail.

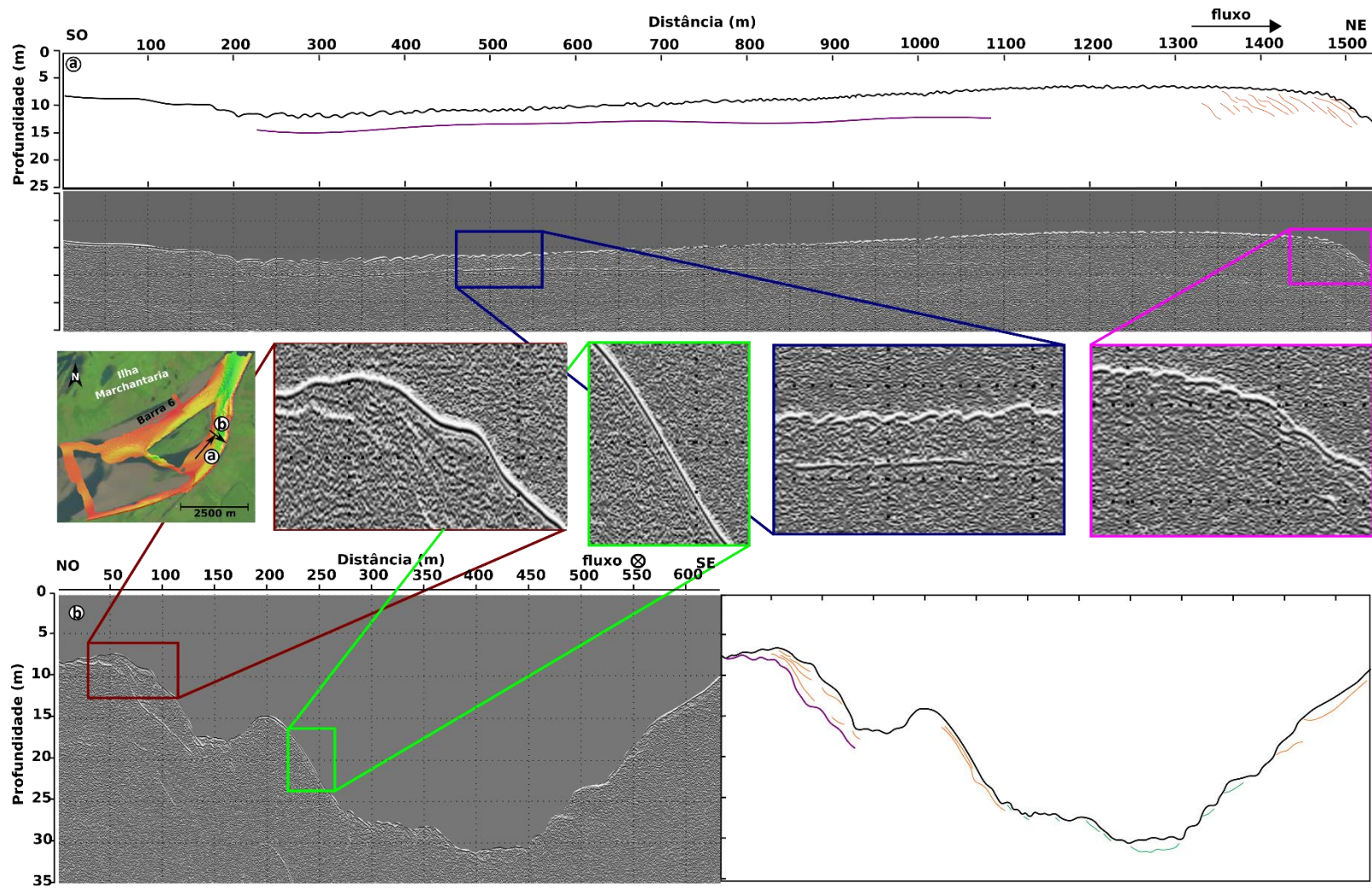


Figura 65: Seção longitudinal de uma barra submersa com frente de avalanche no bar tail e limite de base da barra (SBP).

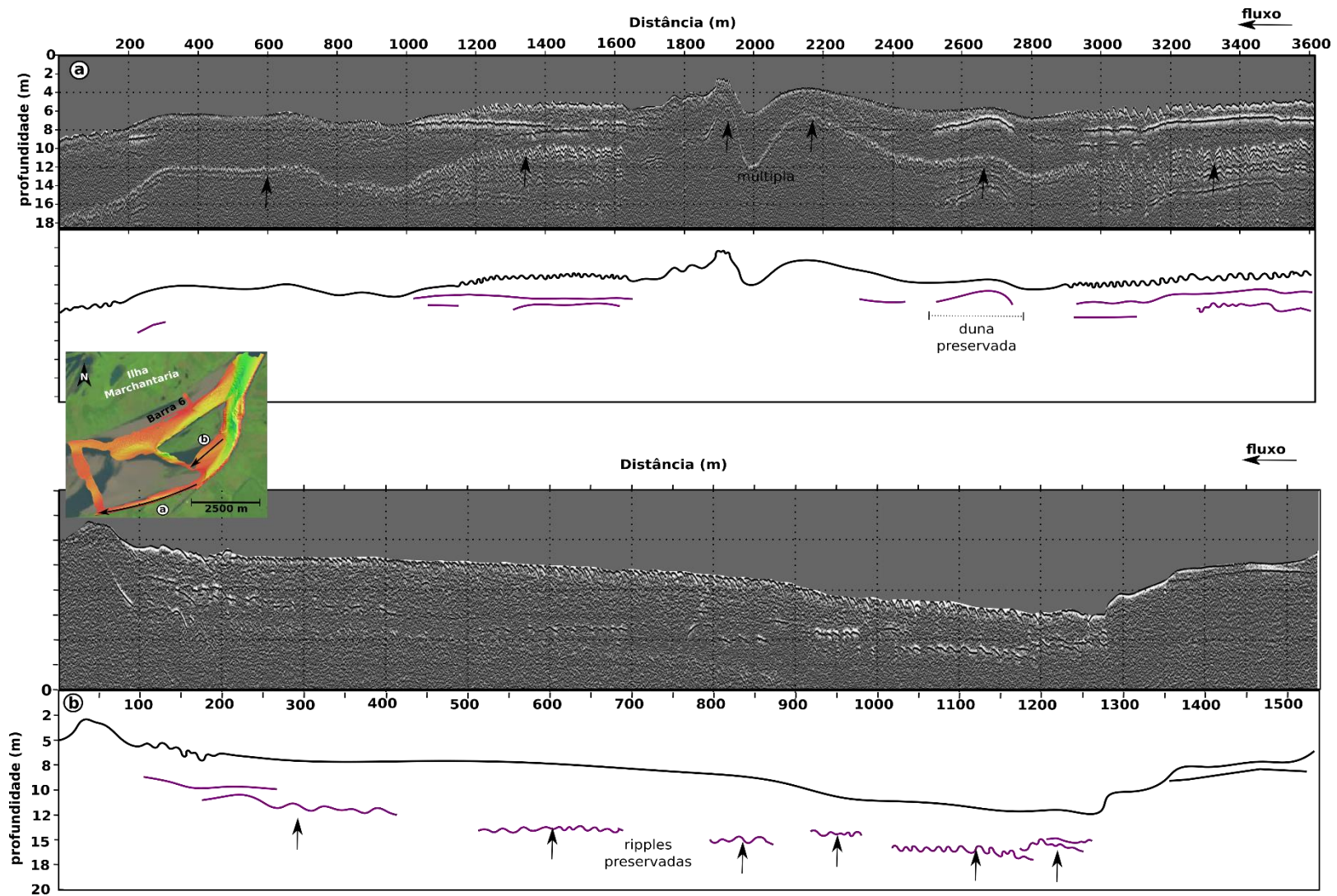


Figura 66: (a) Seção longitudinal de uma barra submersa com duna preservada, (b) seção longitudinal a barra emersa na seca com preservação de camada de ripples (SBP).

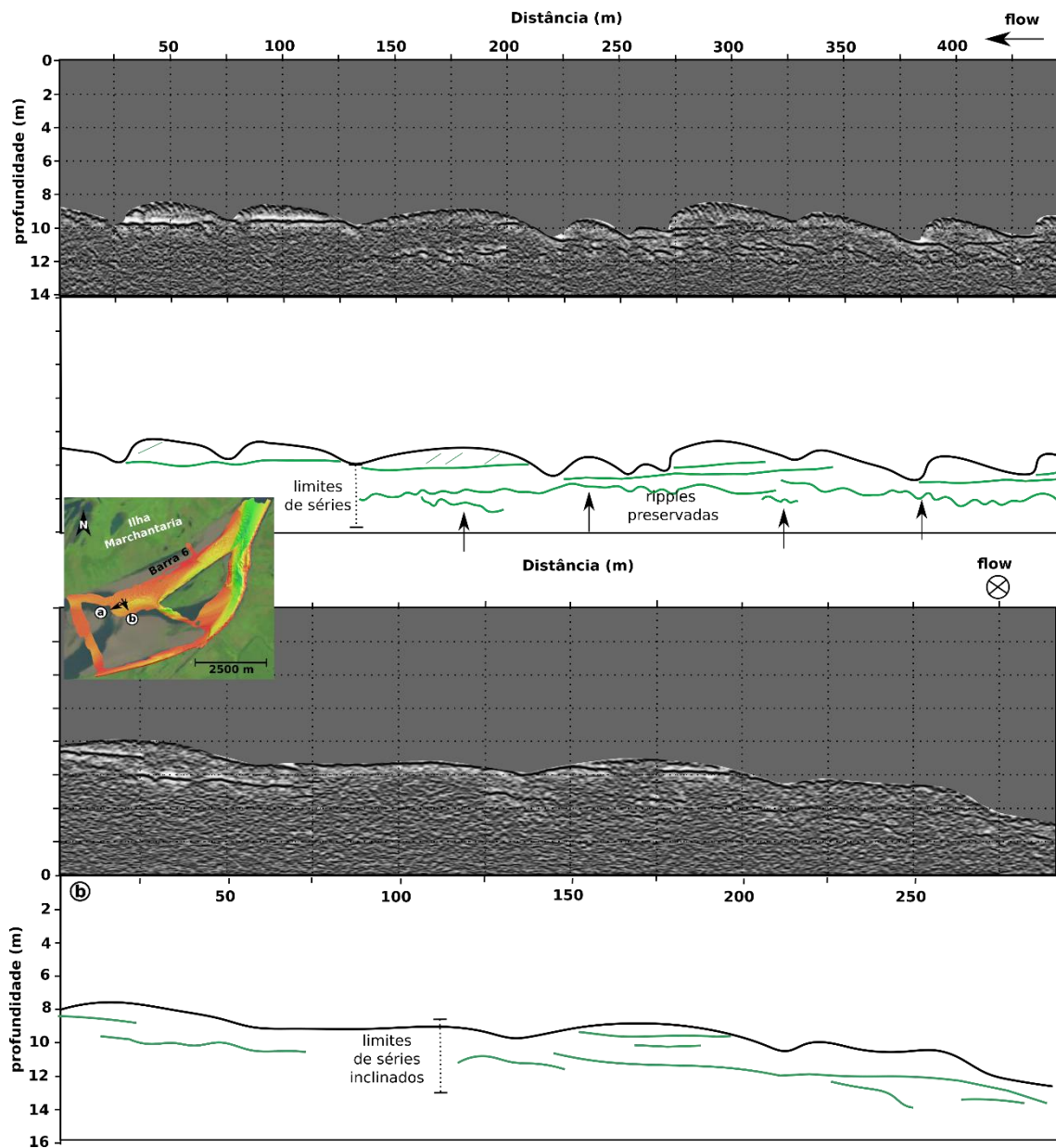
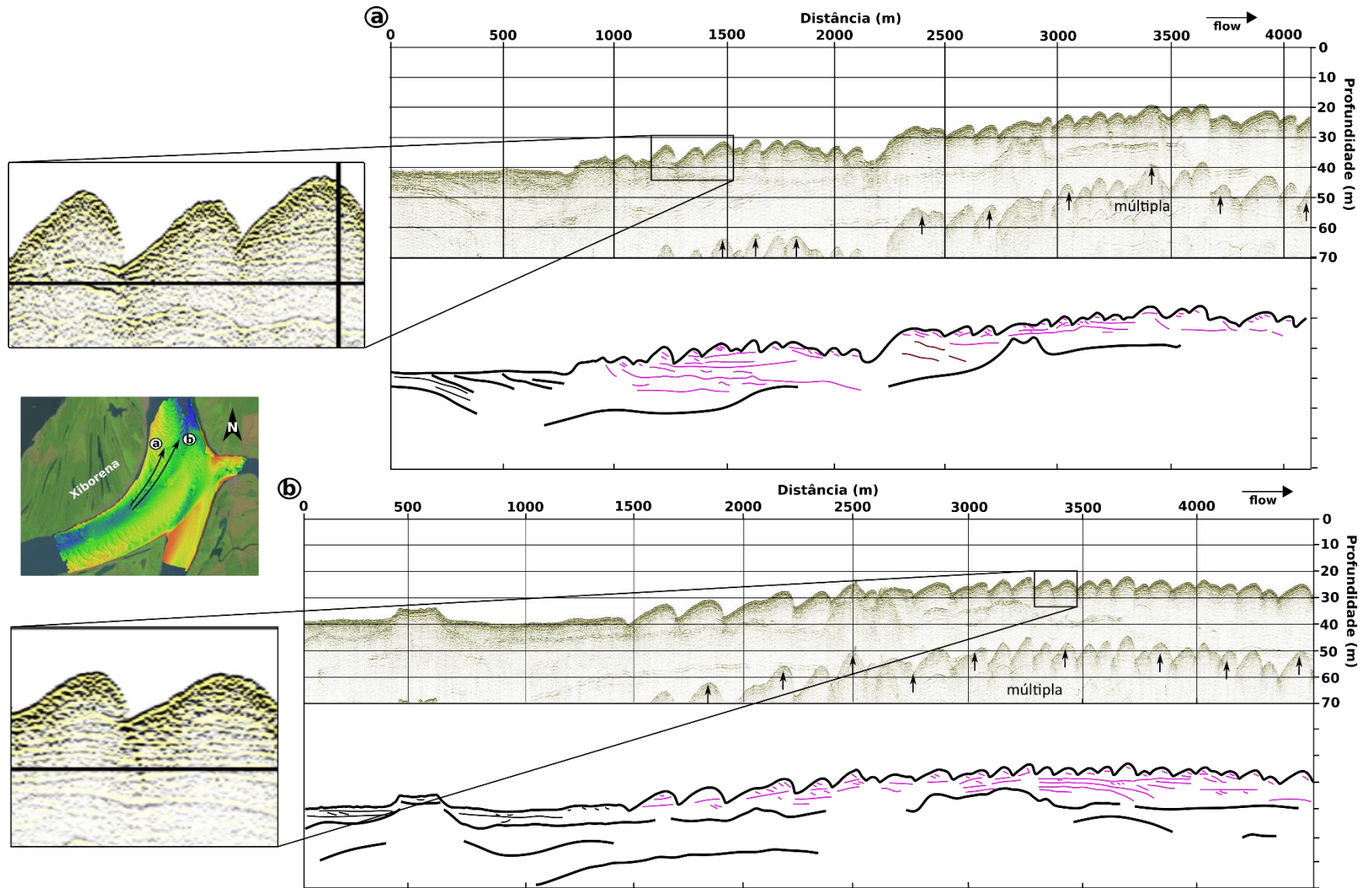


Figura 67: (a) Seção longitudinal de dunas de pequeno porte com co-sets por vezes com marcas de ripples preservadas, (b) seção transversal com co-sets inclinados (SBP).





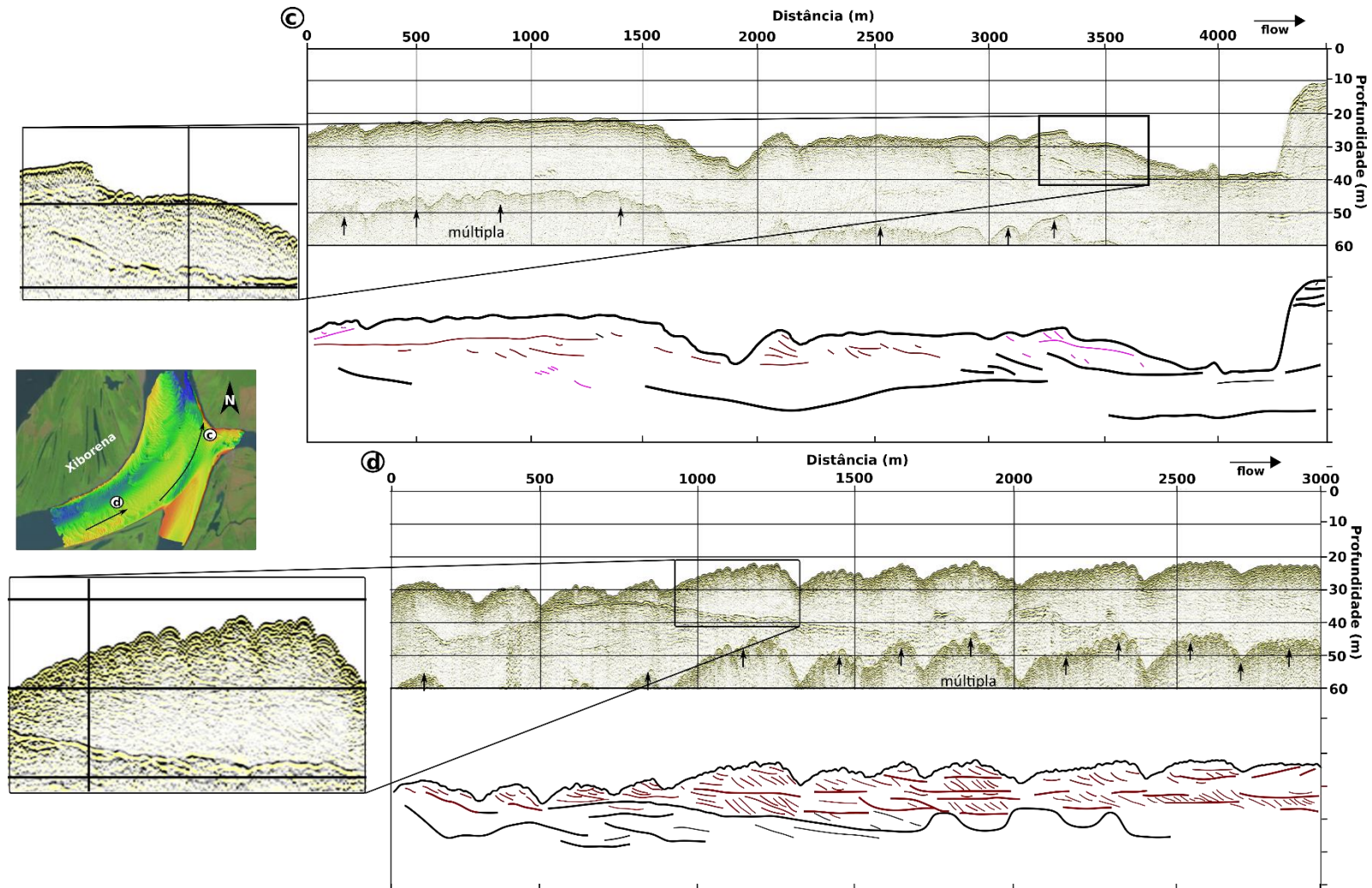


Figura 68: (a) e (b) Seções longitudinais da barra lateral esquerda com conjunto de limites de série de médio porte. (c) e (d) Seções longitudinais da central com limites de série de grande porte. As linhas em preto foram interpretadas como embasamento sedimentar (Boomer).

### 6.2.3.2 Relação de radar e sismo fácies no canal ativo de rios amazônicos

Baseados nos resultados de radar e sismo fácies foi possível determinar um modelo esquemático arquitetural de fácies para as barras de secundário e o principal. As dimensões do canal secundário equivalem a aproximadamente metade o canal principal, por ser mais raso, com predomínio de topos de barras que ficam emersas na época de seca investigados pelo GPR, SBP, trincheiras e morfologia. Os topos de barras aparentemente topograficamente mais altos (barra 5, 6 e 7) possuíam faces de avalanche próximas à região da cauda e lateral das barras (R1 e S1), com afinamento para o topo dos das séries (R3). Na seca foi possível observar na “base” do topo de barra (no nível do rio) dunas fluviais com comprimento de onda próximo ao dos topos de barras com topografia mais baixa (barras 1, 2, 3 e 4), predominantemente dominadas por R2. Em algumas barras foi encontrada R1a próxima às regiões da cabeceira e com granulometria de areia grossa. Às radar fácies caracterizadas no topo das barras representam a metade ou 1/3 do total da barra. Em maior profundidade, o SBP visualizou camadas de lama associadas a zona de estagnação de fluxo (S2) e abaixo dela limites de série de pequeno à médio porte que chegam até 25 m de profundidade (S3) (Figura 69).

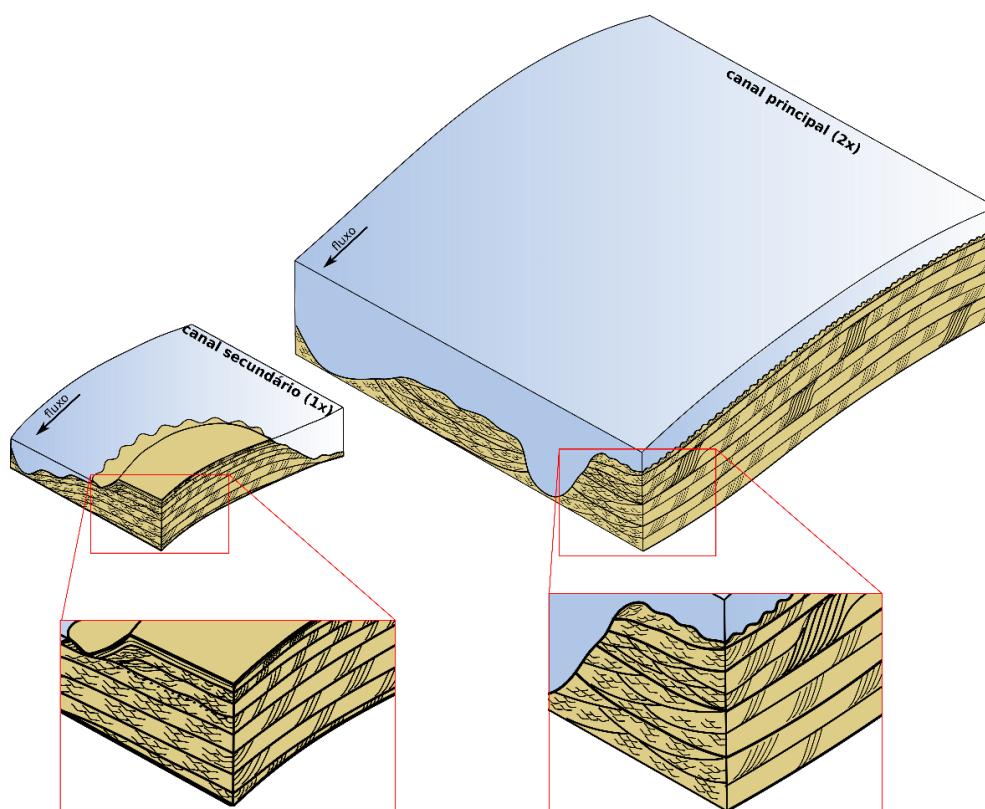


Figura 69: Esquema de estrutura interna para barras de canal secundário e barras de canal principal.

Já no canal principal, as regiões mais rasas possuem características semelhantes às da base das barras de canal secundário, com dunas simples de pequeno porte (S3). As barras alternadas mais profundas que possuem dunas de grande porte com dunas menores superimpostas, por vezes preservam as estruturas internas de pequeno porte das dunas parasitas (S4), como no caso da barra lateral, ou podem preservar estruturas interna de grande porte das dunas hospedeiras (S5) como no caso da barra central (Figura 68 e Figura 69). A presença de dunas parasitas que preservam suas formas pode ter escala semelhante à das estruturas internas de barras do canal secundário.

### 6.3 Terraços do Pleistoceno

Na aquisição de outubro de 2015 na época de seca alguns afloramentos de sucessões datadas do fim do Pleistoceno (Pupim et al. 2019) também foram descritos, normalmente localizam-se próximo às margens dos rios. Neste trabalho foram apresentados afloramentos que serão comparados com as radar e sismo fácies classificadas nos itens anteriores incluindo alguns afloramentos que foram feitos datações OSL.

#### 6.3.1 Afloramentos

Os afloramentos AM-1 e AM-2 localizam-se dentro do Rio Japurá (Figura 48). O AM-1 possui 5 m de altura, composto por camadas de silte e areia finos avermelhados, as intercalações de silte laminado e *climbing ripples* na areia fina são de aproximadamente 40 cm à 50 cm de espessura e se repetem por 2,5 m de altura. O topo é mais argiloso sem estrutura interna. O AM-2 não ultrapassa 4 m de altura, contendo silte e areia avermelhados, com camada de silte laminado de 2 m de espessura e silte arenoso com estratificação cruzada acanalada de 1 m de espessura (Figura 70). Ambos os afloramentos possuem estruturas internas de pequeno porte, abaixo da resolução do GPR, que possuem características semelhantes a R3 (limites de série de pequeno porte), a presença de argila em algumas camadas também deixa evidente ser um ambiente raso.

O afloramento AM-3 localiza-se no Rio Solimões próximo ao Rio Jutai (Figura 48) e possui aproximadamente 15 m de altura. Nos 8 primeiros metros, o topo apresenta siltes esbranquiçados à avermelhados, com estruturas interna de ripples. Os 4 m abaixo possuem areias média avermelhadas com *cosets* inclinados de aproximadamente 80 cm

de espessura e estratificação cruzada acanalada. Na base da exposição, ocorre areia grossa amarelada a avermelhada com *cosets* sub-horizontais com espessura de aproximadamente 1 m e estratificação cruzada tabular (Figura 71). A seção superior possui características de R3 (limites de série de pequeno porte), a central de R2 (limites de série de médio porte com estratificação acanalada) e a base de R1a (limites de série inclinados com estratificação cruzada tabular). A granulação grossa também foi encontrada para algumas barras, relacionada às estratificações cruzadas de grande porte (Figura 53).

O afloramento denominado AM-4 localiza-se às margens do Rio Solimões, próximo ao Rio Tefé (Figura 48). Ele possui aproximadamente 10 m de altura e foi dividido em duas partes AM-4a: parte superior e AM-4b parte inferior (Figura 72). AM-4a localiza-se na parte superior do afloramento, composto por areia média, avermelhadas a esbranquiçadas, com camadas espessas de filme de lama e intraclastos. Os *cosets* são de médio a alto ângulo, com estratificação cruzada de grande porte com mais de 1 m (Figura 73). AM-4b localiza-se às margens do rio e são areias de médias a grossas, rosadas à esbranquiçadas com alguns níveis de intraclastos de lama. Os limites de série são contínuos por mais de 20 m, possuem baixo ângulo e com redução da espessura das séries para o topo. Os *cosets* possuem estratificação cruzada tabular a acanalada, com espessura de 10 à 40 cm (Figura 74). Através das descrições dos afloramentos eles foram interpretados como uma única barra composta, sendo AM-4a o topo de barra e AM-4b mais próximo a base dela. AM-4a possui características semelhantes à radar fácies R1a, possivelmente com deposição na região lateral da barra e frontal (Figura 55, Figura 56 e Figura 57). Camadas espessas e contínuas de argila como as do afloramento foram observadas em algumas seções de sísmica e classificadas como S2 (Figura 65, Figura 66). Já AM-4b possui característica semelhante a R2 e R3, localizadas na região frontal das barras (Figura 54, Figura 55 e Figura 56). A redução da espessura de séries para o topo e estratificação cruzada acanalada preferencialmente em maior profundidade também foram encontradas nas barras atuais do canal (Figura 55).

Os afloramentos AM-5 e AM-6 localizam-se às margens do Rio Solimões, próximo ao encontro do Rio Badajós (Figura 48). O AM-6 é um terraço com aproximadamente 6 m de altura, basicamente constituído por argila/silte cinza mosqueado de vermelho alaranjado, sem estrutura sedimentar evidente. O afloramento AM-7, próximo ao

anterior, não possui muitas alterações. O terraço possui 5,5 m de altura, composto por argila/silte cinza mosqueado vermelho alaranjado. Devido à falta de estrutura interna evidente (Figura 70), não houve como comparar com as barras estudadas, porém, o predomínio de argila e silte é mais característico de ambiente raso. Em levantamento GPR na seca, diversas barras predominantemente argilosas não puderam ser investigadas devido à baixíssima penetração e resolução em ambientes predominantemente lamosos.

Mesmo os afloramentos mais altos, com estruturas de grande porte, não ultrapassaram de 20 m de altura, e isso os classificaria como ambientes rasos para os parâmetros obtidos pelos resultados visto no canal atual. Esses terraços estratigraficamente também se assemelham mais às barras estudadas em canais secundários ativos do que as grandes barras em maior profundidade no canal principal. Como existe grande dificuldade de encontrar afloramentos com mais de 30 m de altura, não foi possível encontrar nenhum afloramento semelhantes aos ambientes em maior profundidade vistos pela sísmica rasa.

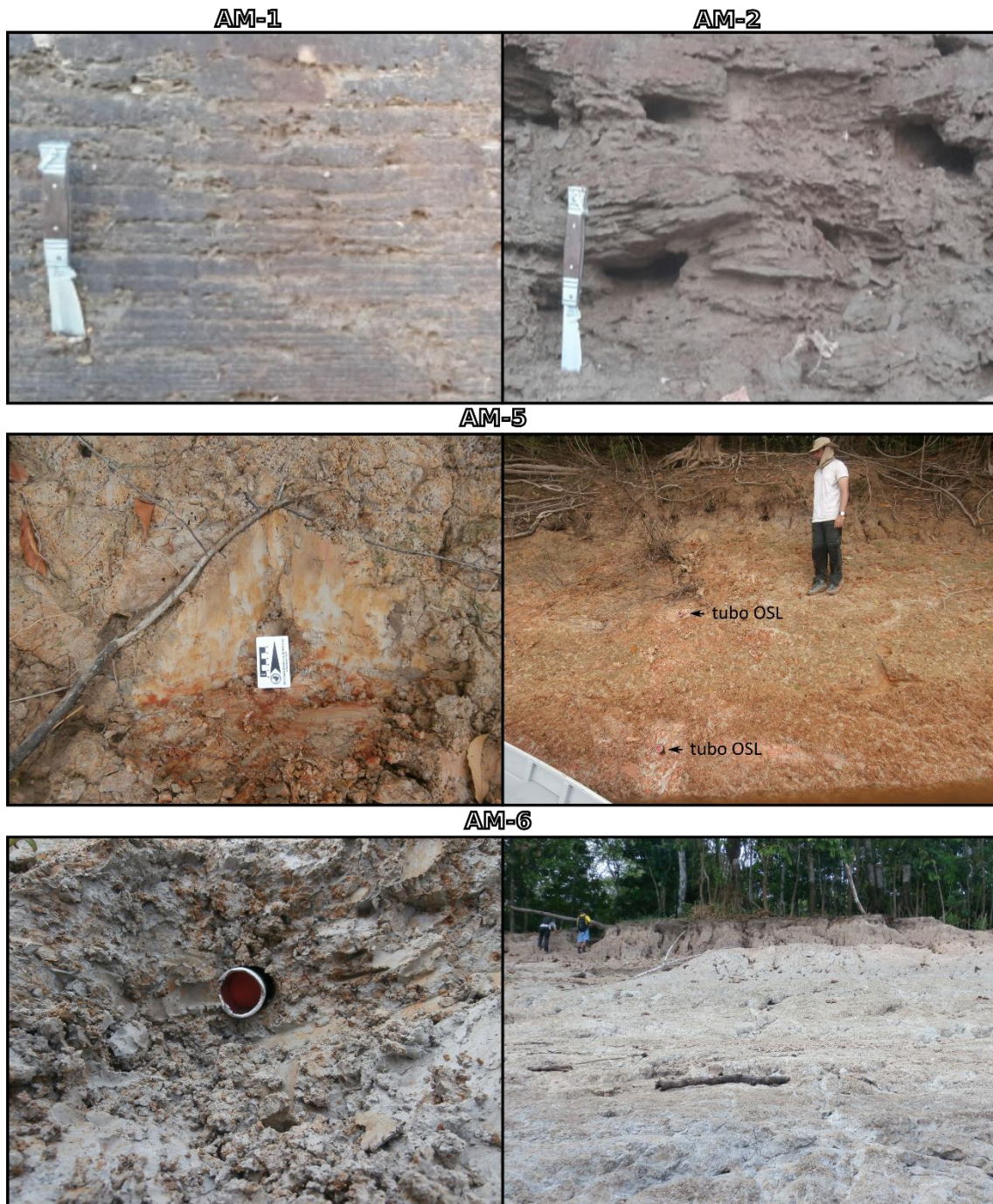


Figura 70: Fotos dos afloramentos no Rio Japurá AM-1, AM2 com laminações plano-paralelo e estratificação cruzada acanalada e no Rio Solimões AM-5 e AM-6 sem presença de estrutura sedimentar evidentes.

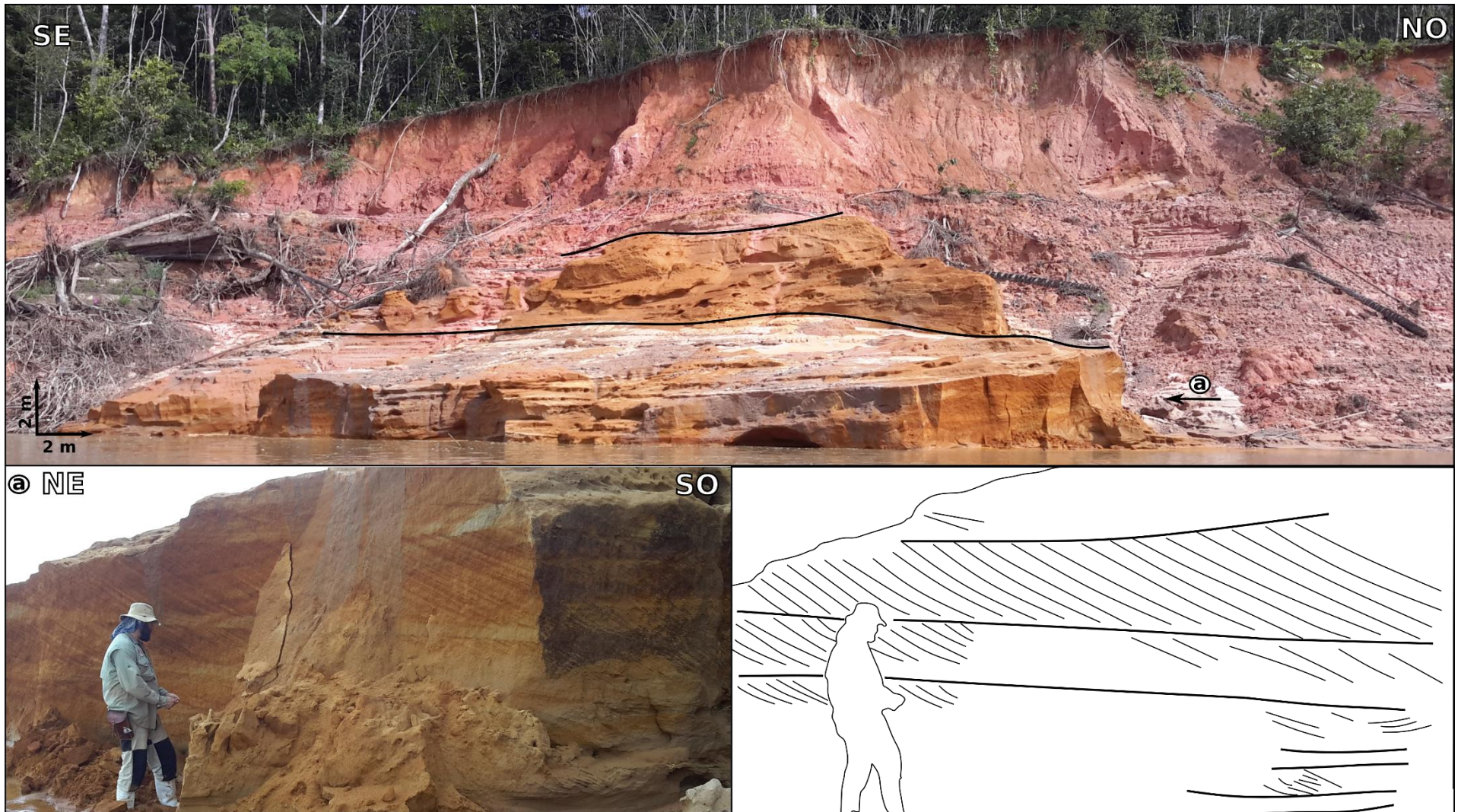


Figura 71: Foto do afloramento AM-3 no Rio Solimões, próximo a boca do Rio Jutai. Estratificações cruzadas de grande porte são encontrados na base do afloramento.



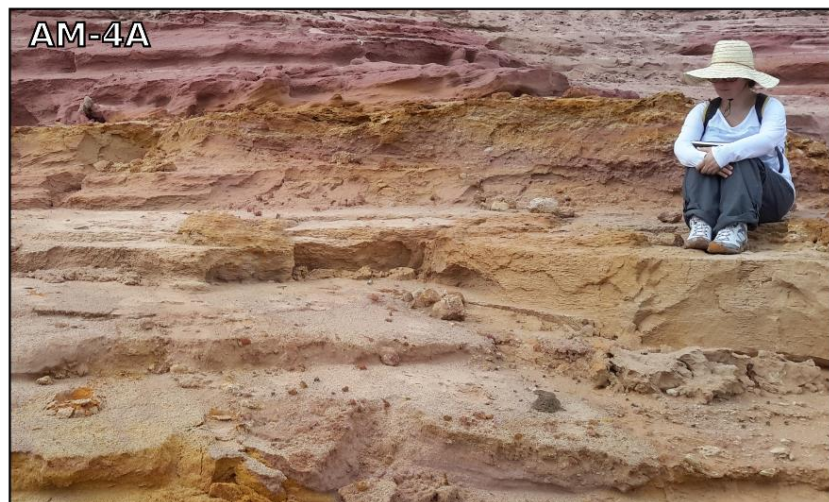


Figura 72: Foto do afloramento AM-4 no Rio Solimões, próximo a boca do Rio Tefé. A barra foi dividida em topo de barra (AM-4A) e base (AM-4B).

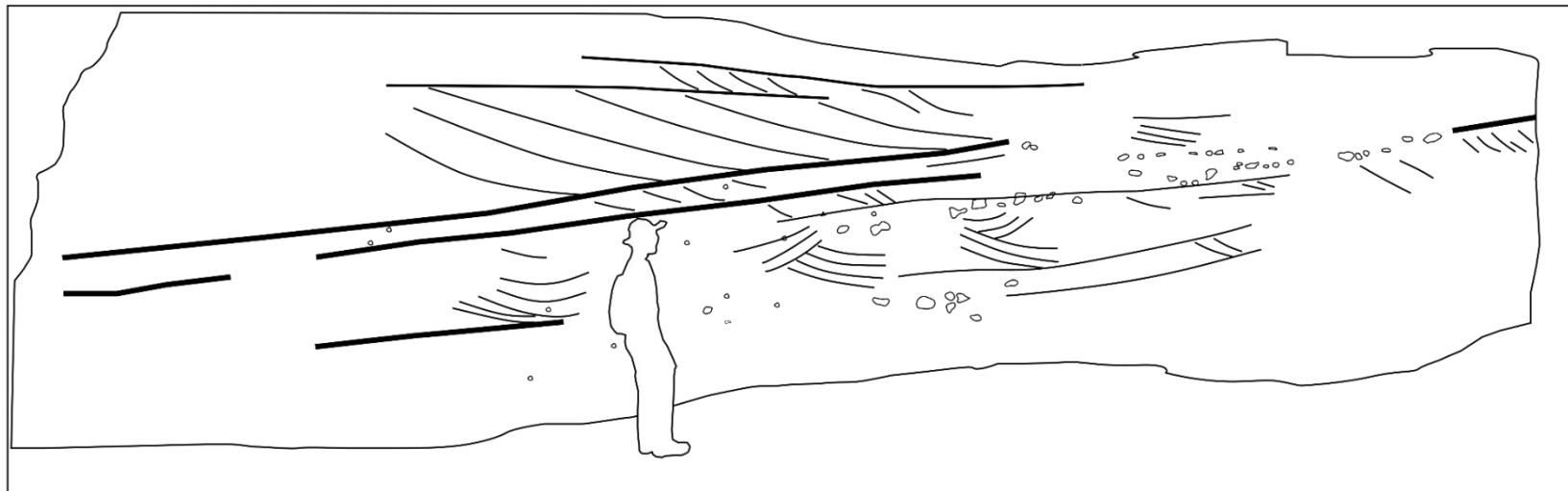
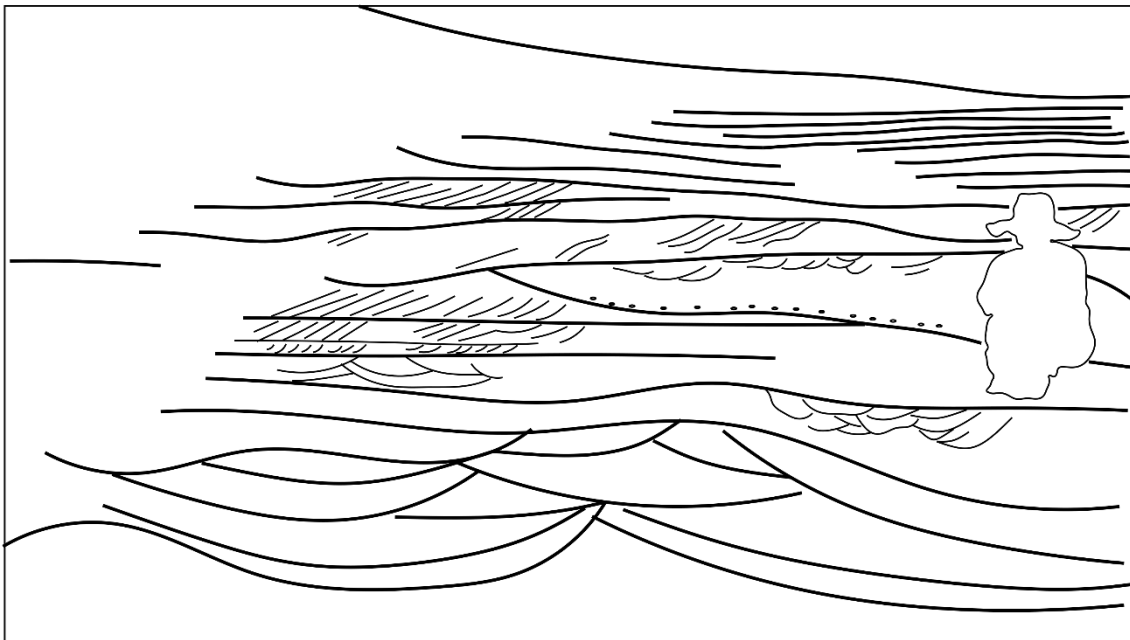


Figura 73: Foto do topo de barra AM-4A mostrando as estratificações cruzadas de grande porte com a base de lentes e intraclasto de lama.



*Figura 74: Foto da base da barra AM-4B mostrando redução de espessura de série para o topo com o predomínio de estratificação cruzada acanalada na base e tabular no topo, com presença de intraclastos.*

### 6.3.2 Idades

Alguns dos resultados obtidos nesta tese encontram-se publicados em Pupim et al. (2019), em coletânea de idades da região da Amazônia central, previamente publicadas e inéditas. Abaixo são apresentados apenas os resultados obtidos pela aluna de doutorado.

### 6.3.2.1 *Teste de dose equivalente*

Os afloramentos AM 1 e 2 localizam-se no Rio Japurá, enquanto os afloramentos AM 5 e 6 no Rio Solimões, por isso foi feito teste dose para cada região e de amostras próximas ao topo e base. Os testes mostram um grupo com doses mais baixas e outro grupo com doses mais altas, por isso as amostras exemplos foram submetidas a diferentes temperaturas e dosagens para encontrar um único valor de temperatura e dosagem. Os resultados apontaram que com temperatura inicial de 240 °C e um teste dose de 30 Gy todas as amostras encontram-se dentro dos parâmetros do protocolo SAR. Os valores de dose calculada/teste dose ficaram entre 0.9 e 0.97, a reciclagem entre 0.96 e 1.03 e a recuperação entre 0.17 e 1.5 (Tabela 15).

*Tabela 15: Amostras feitas o teste de dose recovery para determinar temperatura inicial e teste dose única para todas as outras amostras analisadas.*

Amostra	n°	Pré-heat (°C)	Teste dose (Gy)	Dose calculada/ teste dose	Reciclagem	Recuperação (%)
<b>AM-1</b>	3	240	30	0.91±0.03	1.03±0.04	0.17±0.04
<b>AM-2B</b>	3	240	30	0.97±0.03	0.96±0.02	0.38±0.17
<b>AM-5B</b>	3	240	30	0.97±0.02	0.98±0.03	0.34±0.07
<b>AM-5C</b>	3	240	30	0.92±0.04	0.99±0.05	1.50±0.15

### 6.3.2.2 *Taxa de dose*

Os resultados de taxa de dose ambiental foram adquiridos através de espectrometria gama das amostras de mesma camada das coletadas para dose equivalente. Os valores de localização, elevação e profundidade, <sup>238</sup>U, <sup>232</sup>Th, <sup>40</sup>K, radiação cósmica e saturação estão apresentados na tabela abaixo (Tabela 16).

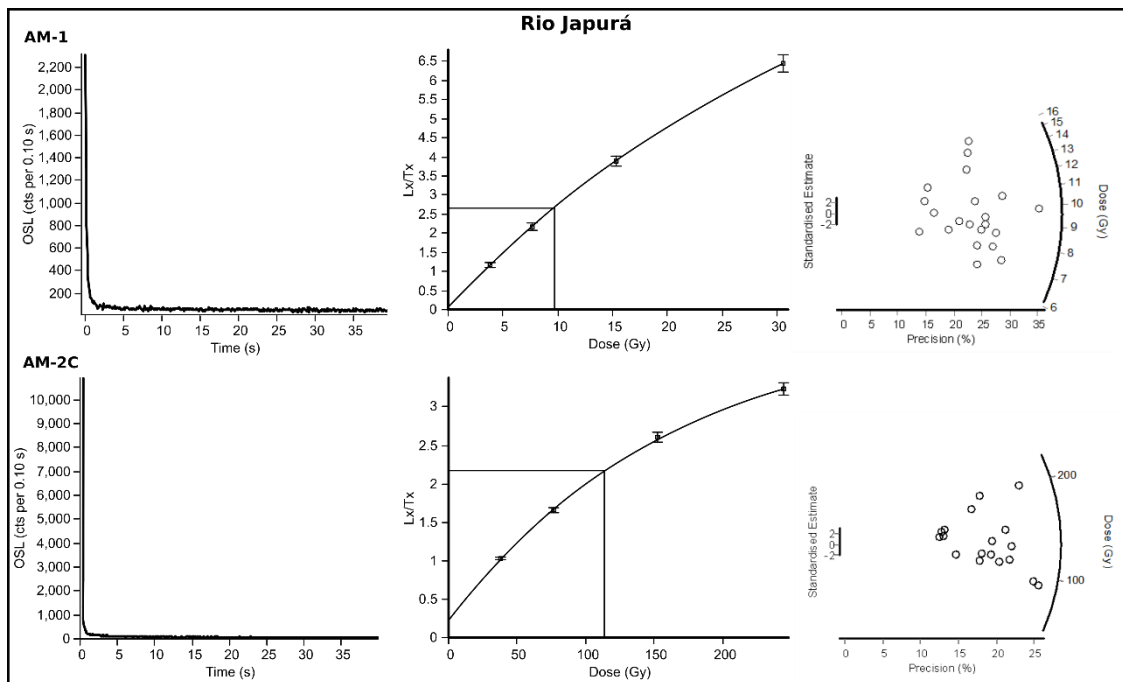
*Tabela 16: Valores de taxa de dose dos elementos U, Th e K, cósmica e saturação das amostras.*

Amostra	UTM lat/long	Elev (m)	Prof (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Cósmica (Gy/ka)	Satur. água
<b>AM-1</b>	257529/9768975	39	4.5	1.785± 0.066	9.469± 0.309	1.050± 0.044	0.112±0. 008	15
<b>AM-2A</b>	268850/9760454	40	2	2.132± 0.078	10.03± 0.333	1.146± 0.049	0.152±0. 012	19
<b>AM-2B</b>	268850/9760454	40	4.3	2.043± 0.075	10.31± 0.337	1.186± 0.050	0.115±0. 008	18
<b>AM-2C</b>	268850/9760454	40	7.5	1.840± 0.068	8.760± 0.294	1.071± 0.045	0.080±0. 006	26

<b>AM-5A</b>	578481/9589813	21	0.3	1.711± 0.065	8.524± 0.287	1.061± 0.045	0.189±0. 034	11
<b>AM-5B</b>	578481/9589813	21	3.8	2.695± 0.096	11.09± 0.354	0.456± 0.020	0.121±0. 009	21
<b>AM-5C</b>	578481/9589813	21	4.9	2.205± 0.080	11.77± 0.377	0.789± 0.034	0.106±0. 008	18
<b>AM-5D</b>	578481/9589813	21	5.9	2.223± 0.081	12.35± 0.391	0.848± 0.036	0.095±0. 007	22
<b>AM-6</b>	582001/9585174	25	0.7	1.935± 0.072	9.543± 0.317	1.048± 0.045	0.179±0. 02	6

### 6.3.2.3 *Dose equivalente*

Para todas amostras, a componente rápida prevalece nas amostras de quartzo sem concentração significativa de feldspato, o ajuste exponencial mostrou-se adequado para as amostras e a dispersão dos dados foram baixas seguindo as especificações do protocolo SAR (Figura 75).



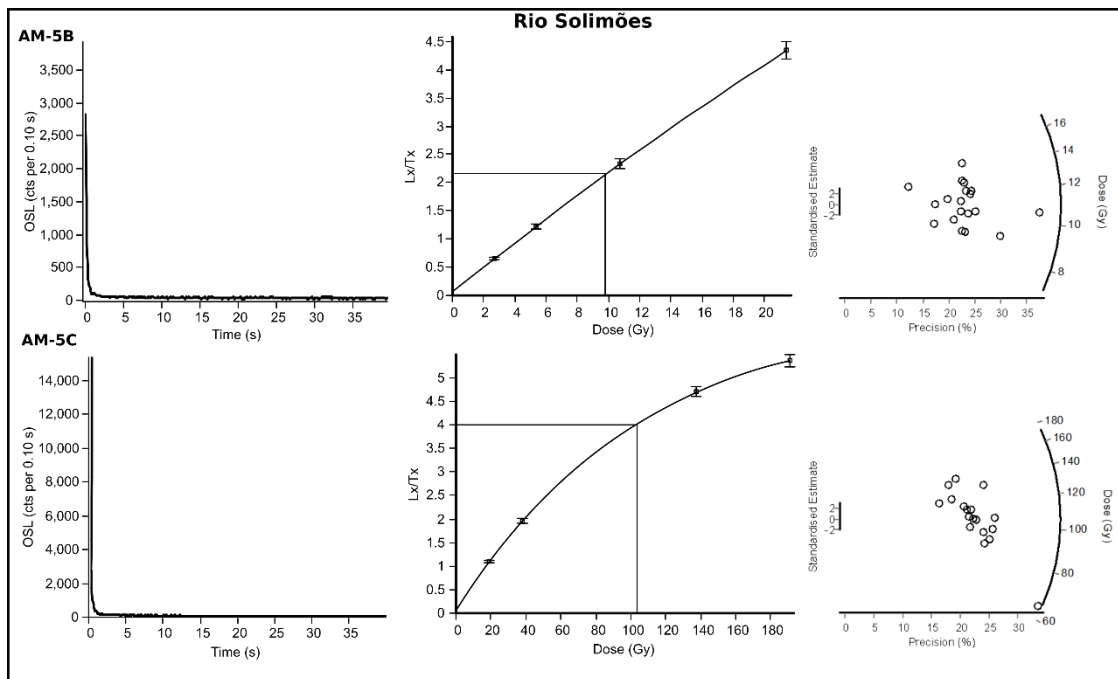


Figura 75: À esquerda gráficos de decaimento do quartzo pelo tempo, no centro gráficos de sinal natural/sinal de teste dose pela dose e à direita gráfico de precisão e dose.

As amostras do Rio Japurá AM-1 e AM-2 apresentaram características diferentes. AM-1 possui uma baixa dosagem e dispersão de 9.5 Gy e 24%, respectivamente. Já AM-2 possuem dosagens mais altas entre 110 Gy e 152 Gy com baixa dispersão de 18% à 23%. As amostras coletadas no Rio Solimões, AM-5 e AM-6, apresentam no topo dosagem baixas entre 3.3 Gy e 10.9 Gy com uma dispersão pequena entre 15% e 31%. Já a base apresenta um grupo de dosagens mais altas entre 93.4 Gy a 105.8 Gy e a dispersão também baixa entre 22% e 24%. As amostras obtiveram valores dentro do protocolo SAR como reciclagem entre 0.96 e 1.03 e recuperação de 0.21 à 1.26 (Tabela 17).

#### 6.3.2.4 Idades

As idades mostram que tanto os afloramentos do Rio Japurá quanto do Rio Solimões possuem características semelhantes, sendo denominados de ambientes mais recentes como planícies de inundação moderna holocênicas para os topos dos afloramentos com idades de 1.4 ka até 6.6 ka e abaixo terraços pleistocênicos com idades que variam de 45.2 ka até 88.4 ka (Figura 76). Pupim et al., (2019) mostram datações com idades mais antigas ao longo da região estudada interpretadas como terraços mais altos e antigos. O trabalho mostrou que através dos diversos patamares de terraços o sistema fluvial no Pleistoceno tardio era muito dinâmico com a expansão

rápida da terra firme e a retração da várzea. Isso contribuiu para criação de novas barreiras, possibilitando uma maior diversidade de espécies e biogeografia nessa região.

Tabela 17: Valores encontrados na análise de dose equivalente, taxa de dose e idade.

Amostra	Prof. (m)	n°	Recic. (%)	Recup. (%)	De (Gy)	OD (%)	T.D total (Gy/ka)	Idade (ano)
AM-1	4.5	21	0.99±0.01	0.59±0.06	9.5±0.5	24	1.947±0.139	4,879±432
AM-2A	2	4	1.00±0.02	0.21±0.06	110.5±10.5	18	2.445±0.148	45,190±5,090
AM2-2B	4.3	18	1.01±0.01	0.36±0.02	130.3±7.2	22	2.123±0.149	61,379±5,474
AM-2C	7.5	20	1.01±0.01	0.21±0.02	152.5±8.2	23	1.725±0.113	88,419±7.501
AM-5A	0.3	18	0.96±0.01	1.26±0.06	5.7±0.4	31	2.034±0.149	2,802±285
AM-5B	3.8	19	1.01±0.01	0.84±0.06	10.9±0.4	15	1.638±0.105	6,655±493
AM-5C	4.9	20	1.03±0.01	0.33±0.01	105.8±5.8	24	1.886±0.128	56,106±4,894
AM-5D	5.9	20	1.02±0.01	0.41±0.02	93.4±4.9	22	1.893±0.125	49,350±4,159
AM-6	0.7	17	1.01±0.01	0.21±0.07	3.3±0.2	30	2.241±0.172	1,473±144

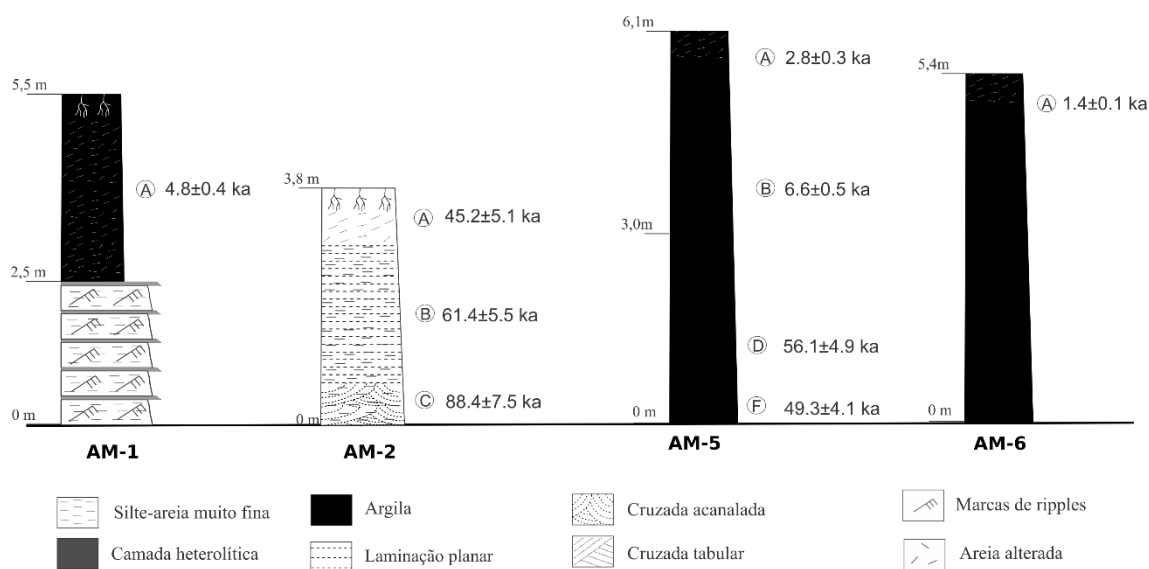


Figura 76: Coluna estratigráfica para os afloramentos datados AM-1, AM-2, AM-5 e AM-6.

Todos os afloramentos estudados possuem altura menor do que 6 m e as idades variam consideravelmente nesses poucos metros. Por exemplo, AM-2 possui uma espessura menor que 4 m com diferenças de idades de topo e base na faixa de 40 ka (Figura 76). A barra poderia ser interpretada como sendo construída de forma lenta e gradual, em conformidade com o modelo de Miall (2014). Em contrapartida, imagens de

satélite, como no caso mais específico da barra 6, mostram uma rápida mudança dessas barras em poucos anos. Evidência de que a dinâmica dos rios é muito maior do que mostra no seu registro ocorre em AM-5, que contém uma inversão de idades que poderia ser facilmente contornado pela barra de erro justificando ter mesma idade, mas também poderia mostrar que os sedimentos em topos de barras são constantemente retrabalhados, com repetidos evento de erosão levando a um registro incompleto com preservação parcial. Com base nos resultados de taxa sedimentação, observou-se que ambientes de canais secundários sedimentam muito pouco ao longo dos anos o que também corrobora com os resultados acima.



## 7 DISCUSSÕES

Neste capítulo são discutidas implicações dos resultados, confrontados com trabalhos anteriores para a identificação de aspectos semelhantes e inéditos do presente trabalho. Dentre as principais implicações do presente estudo, destacam-se: 1- a análise da aplicabilidade de diferentes métodos geofísicos de interpretação aos alvos estudados; 2- inferências sobre as particularidades de arquitetura deposicional relacionadas com a escala dos sistemas fluviais investigados; 3- aspectos da hidrologia dos topos de barras e sua relação com a preservação de estruturas sedimentares; 4- variabilidade espacial de taxas de sedimentação em diferentes áreas dos sistemas de canais e 5- dinâmica deposicional na escala das barras e da preservação de terraços.

### 7.1 Métodos indiretos aplicados em rios Amazônicos e implicações para outros ambientes sedimentares

Através da utilização de equipamentos indiretos para imagear a superfície ou subsuperfície de topos de barras e canais fluviais foi possível avaliar a performance dos equipamentos e obter alguns parâmetros para cada um dos equipamentos.

No caso do GPR, foram utilizadas duas antenas com frequências de 100 MHz e 200 MHz. Foram avaliados parâmetros como litologia, granulometria e penetração. Diversos trabalhos já citam as vantagens e limitações desse equipamento (Jol and Bristow, 2003; Daniels, 2004; Neal, 2004), baseados na física do método eletromagnético envolvido, porém não mostram imagens com dados comparativos das reais limitações do método. Primeiramente, comparou-se dados adquiridos com as duas antenas em um mesmo local para avaliar resolução e penetração. Como era de se esperar a antena de 100 MHz possui menor resolução, sendo representado por um maior número de refletores horizontais. Já antena de 200 MHz, com uma maior resolução, mostrou refletores retilíneos inclinados ou refletores côncavos para cima que representam estruturas sedimentares mais próximas das estruturas observadas em trincheiras (Figura 77). Com relação à penetração, esperava-se quase o dobro de penetração para a antena 100 MHz em relação à de 200 MHz, porém as seções mostraram que a penetração pode ser equivalente ou até maior para antena de 200 MHz com mesmas configurações e mesmo local de aquisição (Figura 77a e b). Posteriormente foi avaliada a importância da granulação para os topos de barras. Para

barras 1, 2, e 6 com areias de fina à média obteve-se bons resultados para ambas as antenas. Porém, para as barras 3 e 4, com granulometria de areia média a grossa com grânulos esparsos, hipérboles ocorrem em a toda seção para ambas as antenas, provavelmente causadas pela presença de grânulos esparsos. Como a antena de 100 MHz possui menor resolução, houve uma menor presença de hipérboles do que com a antena de 200 MHz (Figura 77a).

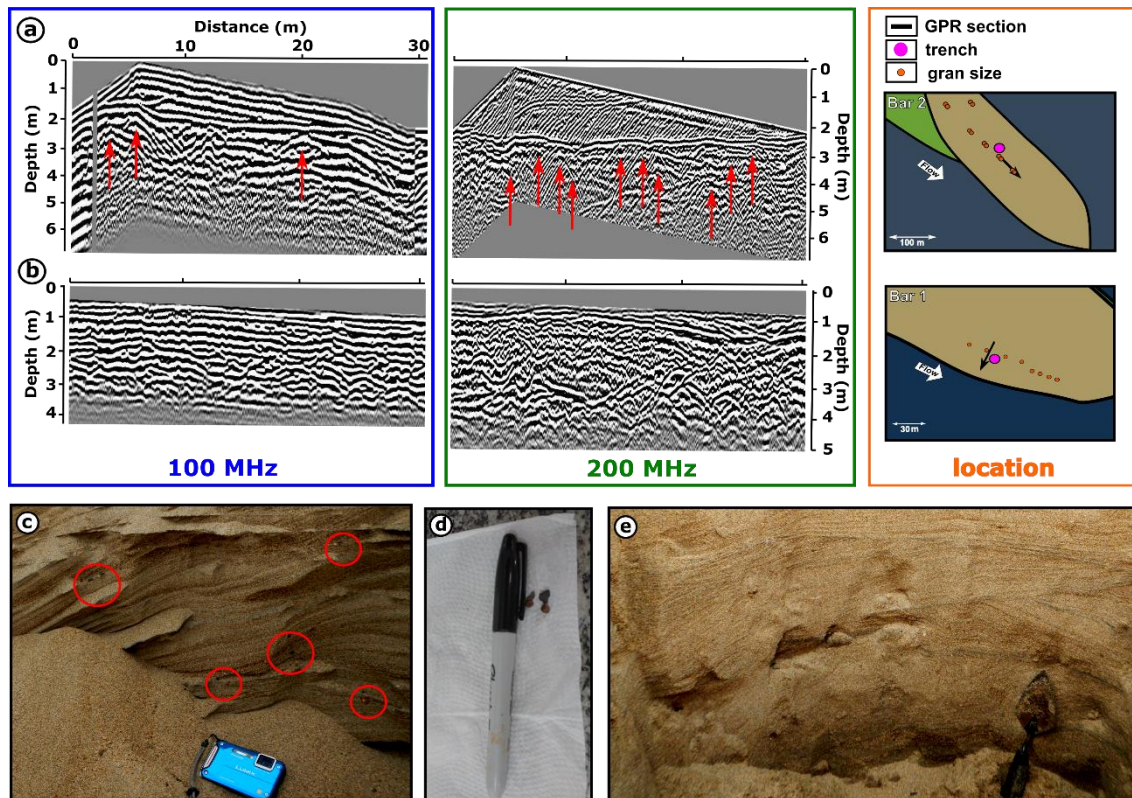


Figura 77: Recorte de seções GPR da barra 3 com antenas de 100 MHz e 200 MHz, as fotos abaixo mostram os grãos esparsos da barra que formam hipérboles nas seções GPR.

Existe uma grande dificuldade de retirar as hipérboles por completo nas seções sem alterar dados relevantes através do processamento, pois elas não são como ruídos externos com frequência definida. Por fim, foi avaliada a performance do GPR em locais lamosos, em condições de piora da resolução e limitação na penetração do sinal (Tamura et al., 2016). Por fim, foi avaliada a performance do GPR em locais lamosos, em condições de piora da resolução e limitação na penetração do sinal (Figura 51) e através das seções GPR essa intercalação de lama resultou em refletores com amplitude maiores e baixa resolução (Figura 53 e Figura 54). Já na barra 7, a trincheira mostra uma camada centimétrica de lama na parte superior, identificável na seção de GPR com menor resolução (em azul, representando a base a barra lamosa), enquanto as camadas

provavelmente compostas apenas por areia apresentam resolução maior em maior profundidade (amarelo) (Figura 78).

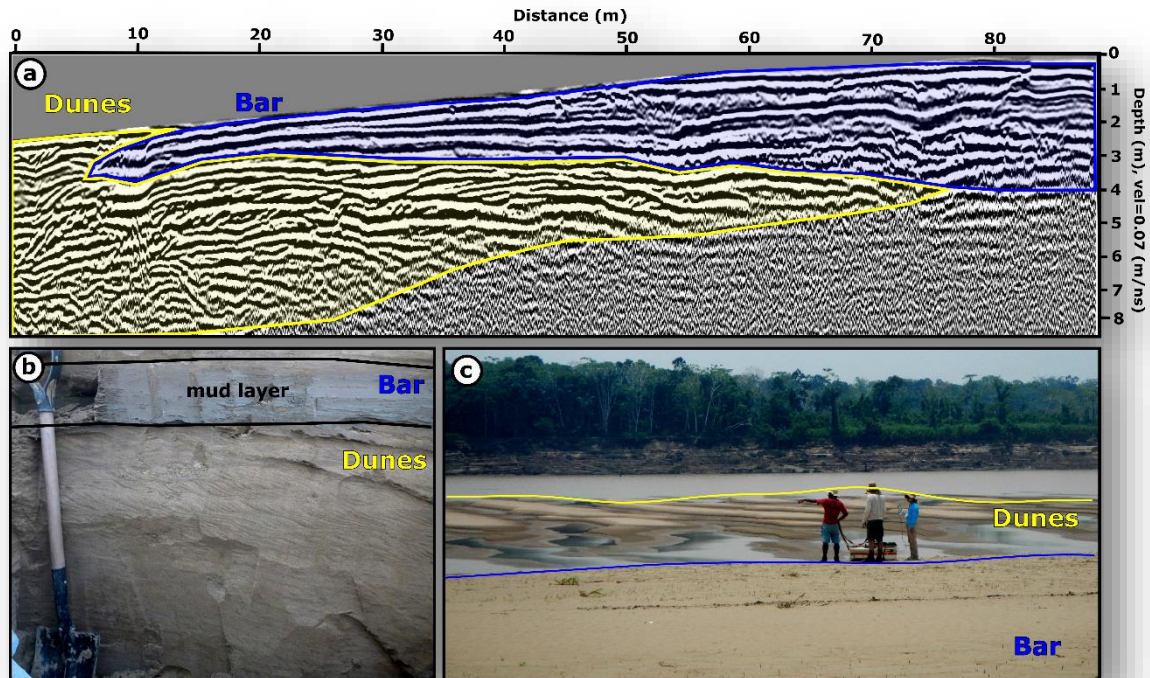


Figura 78: Seção da barra 7 mostra diferença da resolução do GPR onde possui baixa resolução (azul) e alta resolução (amarelo), relacionadas a camada de lama associada à zona azul.

Já a sísmica rasa foi investigada através do SBP e Boomer que operam em frequência diferentes. O SBP possui maior frequência e teve como objetivo obter imagens de alta resolução, como estruturas internas das dunas, enquanto que o Boomer teria maior penetração, mostrando limites de série em profundidade. Um fator importante a ser considerado é a profundidade do canal e a granulagem média dos sedimentos, pois a frequência está intimamente ligada à energia emanada pelo equipamento. Em ambientes profundos, maiores que 35 m, o SBP dissipou parte da sua pouca energia até chegar no fundo do canal e teve uma baixa penetração e, devido a sua alta frequência gerou hipérboles ao encontrar grãos grossos do fundo do rio. Por outro lado, em ambientes rasos o Boomer gerou energia superestimada, reverberando múltiplas internas nas primeiras camadas dificultando a visualização de estruturas internas nesses primeiros metros.

Levantamentos com SBP em ambientes com pequena profundidade, granulometria menor e presença de lama permitiram melhor visualização das estruturas

em subsuperfície. Em profundidades menores que 20 m, o SBP foi capaz de visualizar refletores ondulados em 15 m de profundidade (Figura 66). Levantamentos com SBP em canal raso com presença de lama permitiram melhor visualização das estruturas em subsuperfície, devido ao contraste de impedância acústica de material areia/silte, a presença granulometria mais fina não possibilitou a presença de hipérboles. Em profundidades menores que 20 m, o SBP foi capaz de visualizar refletores ondulados em 15 m de profundidade Figura 64b a múltipla impediu a visualização da continuidade de um refletor levemente horizontalizado que retrataria um limite da barra. Observa-se o início e o fim do refletor, porém na parte central, a múltipla sobrepõe-se ao refletor. O grande problema desse tipo de ruído é a dificuldade de retirá-los em uma etapa de processamento sem alterar informações relevantes do dado. Ainda não foram desenvolvidas ferramentas de processamento que pudesse suprir essa dificuldade.

O uso de *Boomer* em lâmina d'águas com mais de 20 m de profundidade apresentou maior penetração, chegando 60 m de profundidade, frequentemente com mais 30 m de penetração de sinal. Em ambientes de maior profundidade não ocorrem múltiplas internas, sendo possível a visualização de estruturas internas melhor definidas do que com SBP, que possui menor frequência.

O GPR em topos de barras amazônicas no geral obteve um resultado mais relevante com a antena de 200 MHz, pois possui uma resolução bem melhor que a antena de 100 MHz com penetração igual ou até mesmo maior. Exceção foram as barras com granulometria de areia grossa, nas quais a presença de grânulos esparsos gerou excessivas hipérboles. No caso da presença de lama a resolução também diminui, é importante verificar se a camada é muito espessa e saturada, pois a depender do caso não há como adquirir dados sedimentares de ambientes muito lamosos. Já para a sísmica rasa, deve-se levar em conta a profundidade do canal, normalmente correlacionada com a granulometria (Almeida et al., 2016) para rios grandes como os estudados. Em ambientes rasos de canal secundário, com profundidades menores que 20 m, o SBP torna-se uma ferramenta útil, enquanto para ambientes de canal principal com profundidade acima de 30 m, o *Boomer* torna-se uma ferramenta excelente, mostrando estruturas internas com maior resolução do que o SBP. Essa comparação poderá ser útil em trabalhos futuros pois, conhecendo-se os parâmetros mensurados

como granulometria, litologia e profundidade, facilitará o planejamento de levantamentos em situações semelhantes e mesmo diferentes ambientes sedimentares.

## 7.2 Escala de sistemas fluviais e arquitetura deposicional

O uso de GPR em rios ativos é método já consolidado na elaboração de modelos de fácies. Entretanto, a maior parte dos trabalhos prévios foi realizada em rios de pequeno porte e principalmente em canais entrelaçados. O estudo de barras em rios de grande porte traz desafios práticos, já que a área de superfície das barras cresce linearmente com a largura do canal (Bridge, 2003). Isso reflete-se na relação entre área de barra estudada por artigos de GPR pela largura do canal no ponto de estudo (Figura 79, Bridge et al., 1998; Best et al., 2003; Lunt and Bridge, 2004; Wooldridge and Hickin, 2005b; Sambrook Smith et al., 2006, 2009; Reesink et al., 2014).

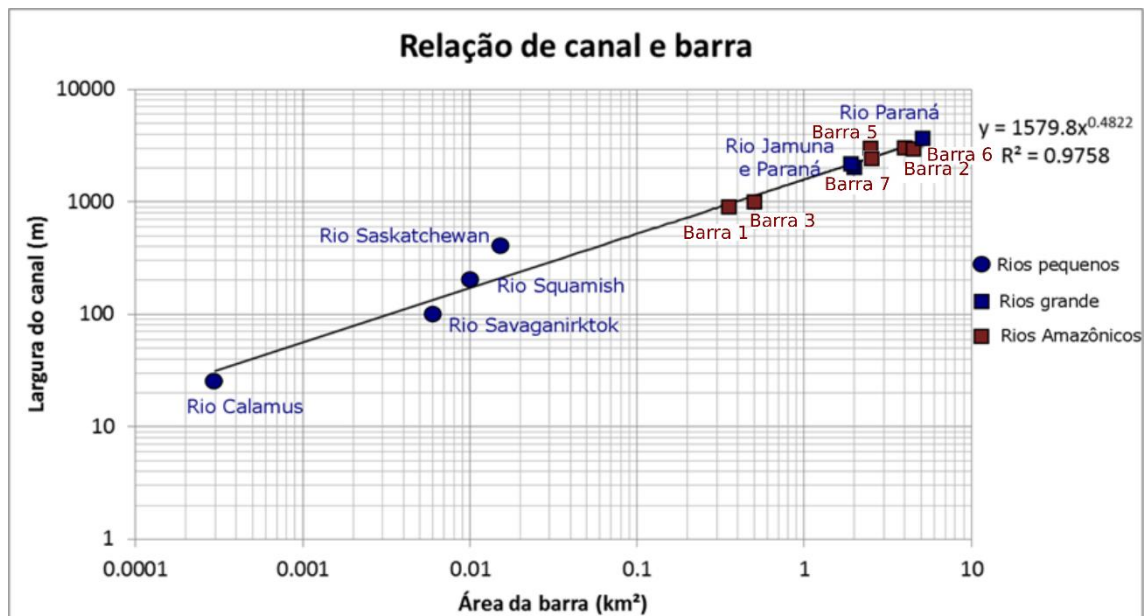


Figura 79: Largura do canal e área do topo de barra, revelando uma relação linear para esses dois parâmetros. Rio Calamus (Bridge et al., 1998), Rio Savaganirktok (Lunt e Bridge 2004), Rio Squamish (Wooldridge e Hickins 2005), Rio Saskatchewan (Sambrook et al., 2006), Rio Jamuna (Best et al., 2003) e Rio Paraná (Sambrook et al., 2009 e Reesink et al., 2014).

O princípio da proporcionalidade dos elementos morfológico fluviais à escala do sistema (Bridge, 2003) leva a esperar estruturas internas maiores nos grandes topos de barra estudados que as observadas em rios pequenos. De fato, estratificações cruzadas de grande porte relacionadas à radar-fácies R1a classificada nesse trabalho, também foram encontradas em rios grandes estudados anteriormente (Paraná e Jamuna). Entretanto, como as barras sofrem um crescimento complexo para diferentes direções ela preserva formas de diferentes tamanhos como R2 (médio porte) e R3 (pequeno

porte), semelhantes a estruturas encontradas em levantamentos de GPR em rios pequenos (eg. Lunt e Bridge 2004, Wooldrige and Hickins 2005, Sambrook et al., 2006, e Mumpy 2007) dificultando a interpretação da escala em afloramentos de depósitos semelhantes.

Assim, para diferenciar depósitos de barras semelhantes às estudadas de outras formadas em rios pequenos seria necessário observar a continuidade lateral dos depósitos de barra de meio de canal, que para rios de pequeno porte é de poucas centenas de metros, enquanto para rios grandes chega a quilômetros. Além disso, é preciso observar também a espessura total dos depósitos de barra. Para rios de pequeno porte que possuem pequena profundidade, normalmente a espessura do talvegue ao topo da barra não ultrapassa 10 m, enquanto que em rios grandes pode chegar a várias dezenas de metros. É importante notar que, nas barras de grande porte estudadas, elementos formados por acreção em alto ângulo geram estruturas com profundidade equivalente a apenas 1/3 ou metade da espessura total da barra, sobrepondo sucessões dominadas por cruzadas de pequeno à médio porte que podem alcançar 25 m de profundidade (Figura 64). Essa característica é critério de distinção de depósitos rios pequenos, nos quais as componentes de acreção chegam até a base da barra, em contato com depósitos de talvegue.

No caso de rios de grande porte como os estudados, observou-se que para um canal principal mais profundo existe um ambiente de sedimentação totalmente diferente do que para um canal secundário de ambientes mais rasos. Porém, sabendo-se que há preservação de formas grandes em ambientes rasos como R1a, em afloramento elas poderiam ser facilmente confundidas com depósitos de ambientes profundos como S5 e S6. Tentou-se diferenciá-las através da granulação, pois esperavam-se depósitos mais finos em ambientes mais rasos (Bridge 2003). Porém, as barras 3 e 4, que possuíam dunas fluviais de grande porte, mostraram granulação tão grossa quanto a dos talvegues investigados (Figura 80). A única feição diagnóstica é a presença de lama em ambientes mais rasos, vistos em superfície (Figura 51) e interpretada da sismo fácies S2, representados pelo GPR e SBP por refletores de maior amplitude, provavelmente depositados nos períodos de estagnação em transição de seca para cheia. Depósitos finos não ocorrem em canal principal, que sempre apresenta corrente, e não há

evidência indireta de sua presença nas seções de *Boomer* para esse tipo de ambiente mais profundo.

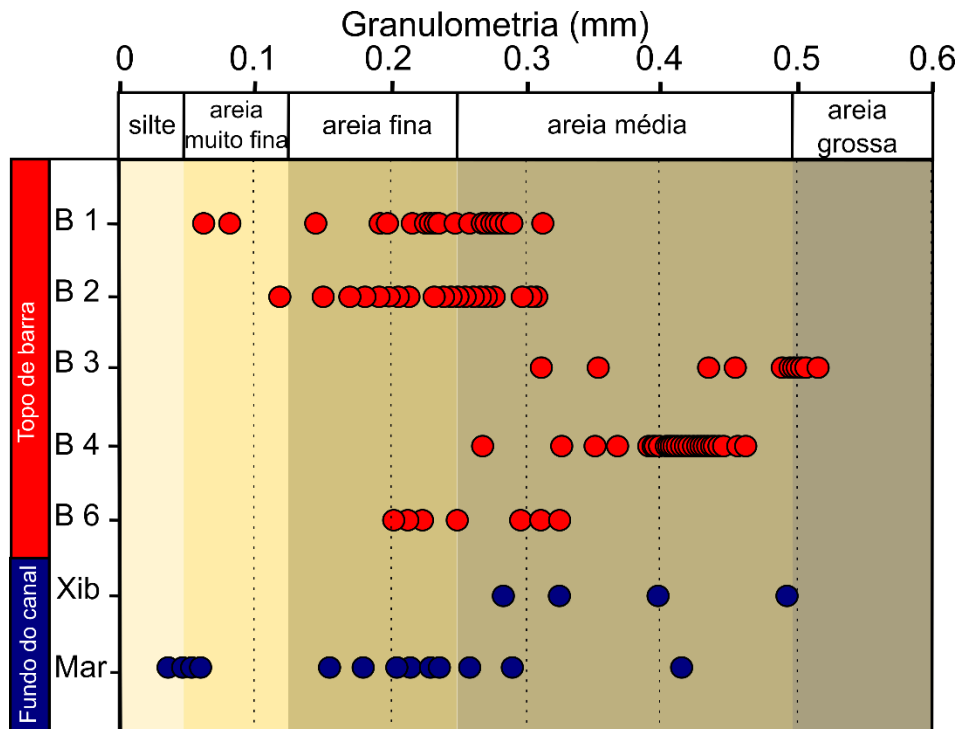


Figura 80: Gráfico com dados de granulação para os topos de barras estudadas na época de seca em 2015 e granulação do talvegue dos áreas da Xiborena e Marchantaria na época de cheia de 2016 mostrando que a não existe uma relação linear de granulometria e profundidade.

### 7.3 Variação de vazão e preservação de forma de topos de barras

A observação de estruturas de grande porte preservadas próximas ao topo das barras, maiores do que as estruturas encontradas a profundidades maiores traz importantes implicações sobre os processos de preservação. Sabe-se que os topos de barras ficam expostos por um período do ano (seca) e submersos durante o restante do ano (cheia) e que a variação de profundidade é de cerca de 10 m no ano. Ou seja, a dinâmica hidrológica para os topos de barra e para sua base sempre submersa é distinta e por isso formam estruturas internas diferentes. Com base no trabalho de Fielding et al. (2018), que relacionam o coeficiente de variação do pico anual de descarga com a preservação da estrutura interna de barras, foi feito um cálculo desse coeficiente para o perfil do canal todo e para os topos de barras. Para tanto, utilizaram-se valores de batimetria fornecidos pelo catálogo da marinha na época de cheia, dados de vazões das estações da ANA mais próximas às barras e a fórmula de Chezy-Manning para cálculo da proporção de descarga sobre a barra e simulação do coeficiente de variação do pico anual de descarga para topos de barras. O canal todo tem um valor de coeficiente de

aproximadamente 0,1 e os topos de barra o valor máximo de 0,2. Apenas as barras 2, 3, 4, 5 e 6 foram utilizadas para o cálculo, pois as informações de batimetria limitaram-se apenas ao trecho do Rio Solimões (Figura 81).

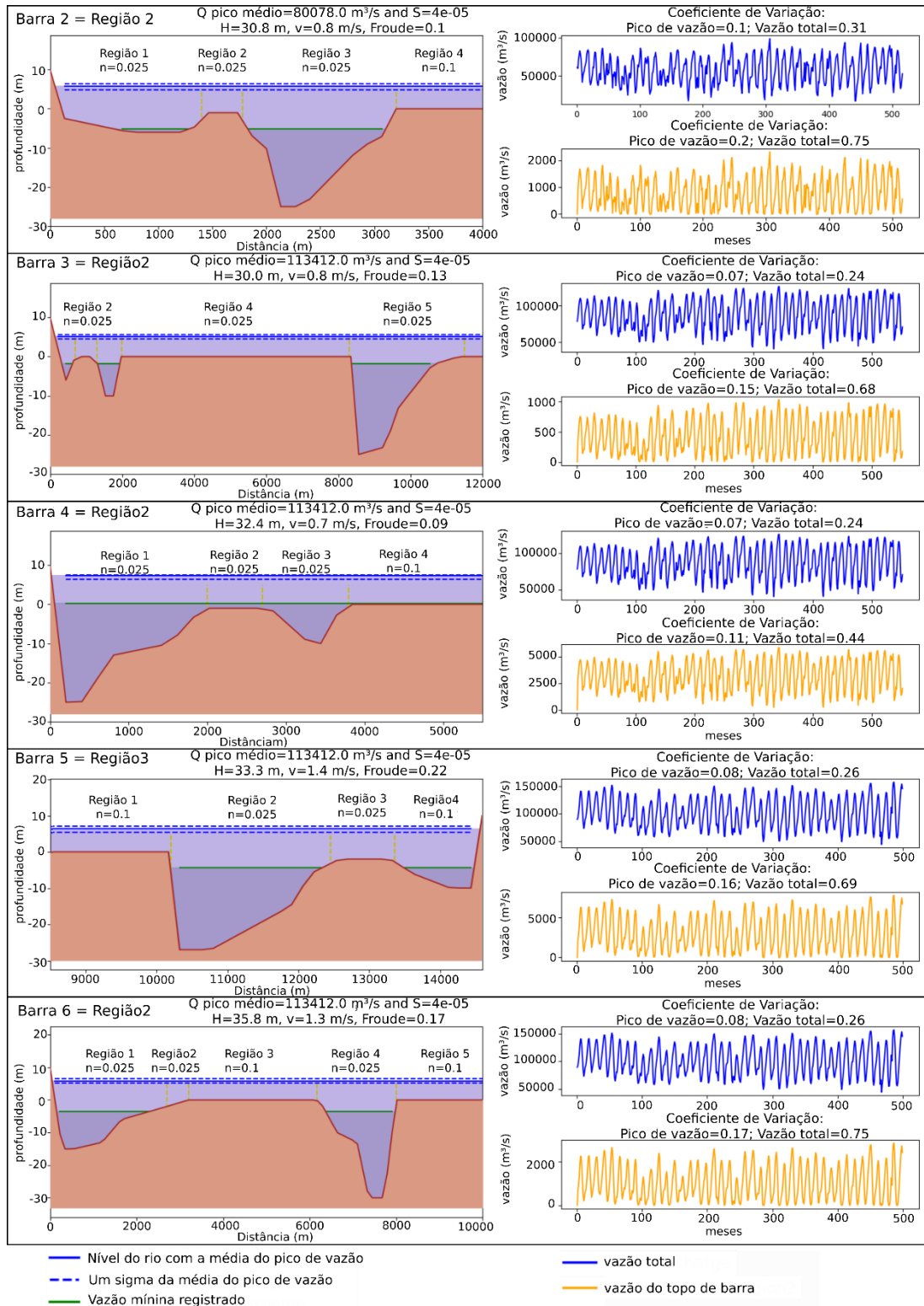


Figura 81: À esquerda: seção transversal do canal e das barras. Direita: gráfico de vazão mensal ao longo dos anos coletados pela ANA (azul) e a vazão calculada para os topos de barras estudadas (amarelo).



Os resultados indicam que mesmo com a variação sazonal de descarga nos topos de barra, os valores de coeficiente de variação do pico anual de descarga encontram-se dentro dos limites que permitem a preservação de estruturas de acreção de barras de acordo com Fielding et al. (2018).

#### 7.4 Taxa de sedimentação e dimensões de canais e barras

Dados de MBES obtidos em anos sucessivos no canal principal e em canal secundário mais raso no baixo Solimões revelam expressivas diferenças na dinâmica sedimentar desses dois sub-ambiente. Na Tabela 13 e nas Figura 63 e Figura 62 observa-se que as maiores transformações ocorrem para o canal principal, enquanto a área investigada do canal secundário tem apenas algumas poucas mudanças. Essa observação está aparentemente em desacordo com séries históricas de imagens de satélite, que mostram maiores mudanças em barras no canal secundário (Figura 59). A taxa de sedimentação é inesperadamente maior para a barra central do canal maior e mais profundo do que para o canal secundário menor e mais raso. Isso contraria a teoria de que formas maiores demoram mais tempo para se formar (Miall, 2014).

Na barra central, a parte emersa do incremento da Ilha da Marchantaria avançou dezenas de quilômetros em pouco tempo, de acordo com as imagens de satélite. Já os dados de MBES no canal revelam, para os anos 2015 e 2016, uma taxa de sedimentação de 1.5 m por ano em 1 m<sup>2</sup>, com o pico chegando a 14 m de altura e a transformação total das formas de leito. A grande transformação da barra central em maior profundidade em apenas um ano está em desacordo com a suposição de Miall (2014) de que depósitos em macroescala, como as barras, podem demorar de centenas a milhares de anos para serem depositados.

As barras amazônicas aparentemente possuem uma rápida dinâmica fluvial, porém não homogênea em seus sub-ambientes. Os topos de barras possuem uma baixa taxa de sedimentação, enquanto os prolongamentos de grandes barras em ambiente mais profundo possuem taxas de remobilização muito maiores, da ordem de muitos metros de deposição ou erosão por ano. Aparentemente essa característica é peculiar a rios de grande porte, pois trabalhos em barras de rios pequenos e estudos de datações OSL de topos de barras levaram a modelos de sedimentação lenta e gradual (Miall, 2014). A observação de taxas de remobilização de sedimentos maiores para rios maiores contraria a premissa de Paola et al., 2009 de que experimentos em pequena escala

podem ser utilizados para explorar processos fluviais em larga escala. As barras de grandes rios em maior escala são construídas mais rapidamente do que as barras de rios pequenos, discordando da proporcionalidade de tamanho de forma de leito com o tempo que é depositada (Miall 2014). Isso significa que a dinâmica e evolução de barras em rios de diferentes proporções não pode ser abordada por modelos de fácies gerais e independentes da escala. Assim, além dos estilos de canais, fatores como dimensão do canal e das barras, profundidade, vazão e fluxo sedimentar devem ser considerados em modelos preditivos de arquitetura deposicional.

### 7.5 Dinâmica em imagens de satélite e idades OSL e C14

Através dos resultados observou-se uma discrepância entre imagens de satélite, que mostram grandes mudanças de canais secundários em poucas décadas, e idades OSL e C14 que registram perfis contínuos de sedimentação por milhares de anos. Taxas instantâneas de sedimentação observadas em canal secundário e canal principal confirmam a dinâmica rápida observada em imagens de satélite. Assim, mesmo no canal secundário de deposição mais lenta, houve sedimentação de 0.07 m em 1 m<sup>2</sup> no ano. Mesmo para os topos de barra, com acumulação lenta indicada por idades OSL (Figura 76), provavelmente não ocorre uma sedimentação contínua por milhares de anos como Miall 2014 descreve, pois as imagens de satélite mostram mudanças muito relevantes em poucos anos. O que provavelmente acontece é a não preservação de todos os eventos deposicionais devido ao constante retrabalhamento dos topos de barra. Processo semelhante é discutido por Sambrook Smith et al., (2010), que demonstram não haver preservação nenhuma de um evento catastrófico para o Rio South Saskatchewan em enchentes recentes.

Através da compilação de outros trabalhos com datação na planície moderna dos rios ativos amazônicos observa-se que as idades estão distribuídas de maneira aleatória ao longo dos anos (Latrubesse and Franzinelli, 2002; Latrubesse and Franzinelli, 2005; Rigsby et al., 2009; Rossetti et al., 2005; Rossetti et al., 2014; Gonçalves Júnior et al., 2016), o que significa que a deposição dos topos de barra não está relacionada aos grandes eventos como queda do nível do mar ou LGM (*last glacial maximum*, Pupim et al., 2019), porém ainda há poucos dados em comparação ao tamanho total da Bacia Amazônica. A ocorrência de idades mais recentes com maior frequência em todas as áreas da planície amazônica decorre da facilidade de amostragem de terraços mais

baixos. Investigações mais detalhadas com relação à deposição dos sedimentos de topo barra precisam ser realizadas para determinar-se possíveis relações dos períodos de deposição dos sedimentos de topo barra com grandes eventos de descarga ou se de fato sua preservação é aleatória (Figura 82).

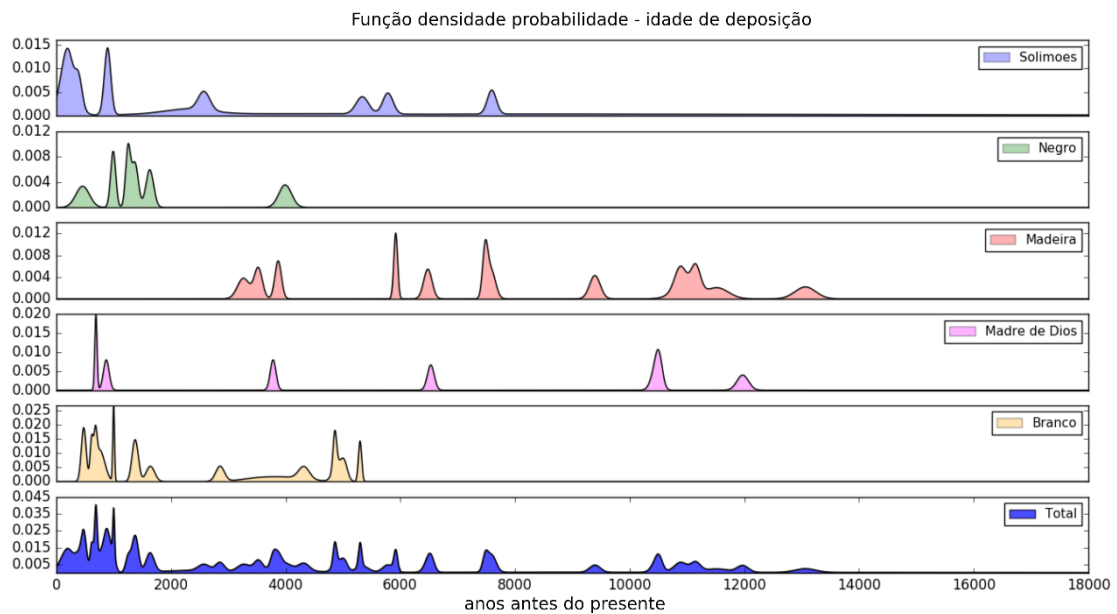


Figura 82: Idades OSL e C14 de sedimentos na planície moderna dos rios amazônicos mostrando que não há ciclo de deposição em escala regional. Rio Solimões (Latrubesse and Franzinelli, 2002; Rossetti et al., 2005; Gonçalves Júnior et al., 2016), Rio Negro (Latrubesse and Franzinelli, 2005), Rio Madre de Dios (Rigsby et al., 2009), Rio Madeira (Rossetti et al., 2014) e Rio Branco (Cremon et al., 2016).

## 8 CONCLUSÕES

As escolhas de equipamentos que atendessem aos objetivos do trabalho foi de extrema importância. Observou-se que fatores geológicos simples que podem ser previamente analisados são cruciais para a escolha do equipamento correto como: profundidade de aquisição, litologia e granulometria. Apenas com esses três parâmetros é possível encontrar a melhor ferramenta que se adeque ao ambiente sedimentar estudado.

Através dos resultados encontrados foi possível descrever diferentes tipos de barras com topo emerso para os rios *anabranching* como: incremento de barra, barras no meio do canal de pequena escala e barras alternadas. Normalmente, elas estão associadas aos canais secundários que são mais rasos. Elas podem apresentar dunas fluviais de pequeno a grande porte ou possuírem uma face de avalanche, foram encontradas três radar fácies para os topos de barra que normalmente estão associadas com as componentes de acreção de barra que acompanham o crescimento concêntrico da barra. Apenas metade ou 1/3 dessas barras ficam expostas apenas na época de seca e a outra metade fica submersa o ano todo. Já as barras de canal principal ficam sempre submersas, normalmente em disposição alternada, possuem dimensões muito maiores que as barras do canal secundário e são superimpostas. A morfologia no canal ativo difere no canal principal e no secundário, porém as estruturas internas possuem semelhanças. Os topos das barras de canal secundário apresentam estruturas de grande porte (R1 e S1), assim como as barras de canal primário (S5). A parte mais profunda das barras de canal secundário e a parte mais rasa de barras do canal principal também são semelhantes (S3). As dunas superimpostas muitas vezes preservam as formas das dunas parasitas (S4) assemelhando-se às estratificações de médio porte de topo barra, por exemplo (R2). Como a granulação não pode ser um diagnóstico para a identificação desses distintos ambientes, o único fator encontrado para diferenciá-los foi a presença de lama na parte mais próxima ao topo de barra de canal secundário (S2). Por isso, a interpretação de afloramento de rios de grande porte não deve se basear apenas um

aspectos específicos pontuais e sim na análise da seção inteira da barra como proposto por Galeazzi et al., (2018).

A preservação de estruturas sedimentares de grande porte relacionadas aos incrementos laterais das barras é possível devido ao baixo coeficiente de variação anual da descarga de pico dos rios estudados (Fielding, 2018), até mesmo considerando-se os topos de barras como um sistema independente e com grande variação de descarga. Isso justifica a presença de radar fácies R1, não encontrada em rios de pequeno porte que normalmente estão associados a coeficiente de variação anual da descarga de pico mais alto (Latrubesse et al., 2005; Fielding et al., 2018).

Por modelos tridimensionais de MBES em anos sucessivos observou-se que a taxa de sedimentação é bem diferente para canais principal e secundário. É importante destacar que a barra central do canal principal apresentou sedimentação muito maior que a barras do canal secundário. Os topos de barras do canal secundário possuem uma taxa de sedimentação muito baixa, provavelmente não registrando a maior parte das mudanças que ocorrem ao longo dos anos, como observado em imagens de satélite. As idades OSL encontradas para os topos de barras confirmam a baixa taxa de sedimentação. Porém, a interpretação que as barras levam milhares de anos para serem formadas de maneira lenta e gradual provavelmente não se concretiza para toda sucessão da barra. Os topos de barras provavelmente são retrabalhados em eventos sucessivos, preservando apenas parcialmente dos eventos de sedimentação e resultando em baixa taxa média de sedimentação. Como apenas essa parte da barra é acessível durante a época de seca, avaliação da dinâmica do sistema com dados dessas áreas leva a uma visão enviesada. Ou seja, existe uma grande possibilidade de idades mais novas estarem associadas com as partes profundas das barras, com grandes taxas de sedimentação instantânea.

As limitações práticas do estudo de barras de grande porte fazem com que estudos sobre a evolução, arquitetura e relação processo-produto de sistemas de grandes rios *anabranching* esteja em suas fases iniciais. Nesse contexto, a presente tese pode caracterizar uma arquitetura de fácies para rios amazônicos, mostrar os diferentes comportamentos de preservação de formas em canais ativos em rios de grande porte e compará-los com o registro de terraços pleistocênicos, contribuindo para um melhor

entendimento da dinâmica e evolução de rios anabranching e da paleogeografia da região amazônica no Holoceno.

## 9 BIBLIOGRAFIA

- Almeida, R.P. de, Galeazzi, C.P., Freitas, B.T., Janikian, L., Ianniruberto, M., and Marconato, A., 2016, Large barchanoid dunes in the Amazon River and the rock record: Implications for interpreting large river systems: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 454, p. 92–102.
- Annan, A.P., 2001, Ground penetrating radar: Workshop notes: Sensors & Software, Inc., p. 192.
- Ashley, G.M., 1990, Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 160–172.
- Ashworth, P.J., and Lewin, J., 2012, How do big rivers come to be different? *Earth-Science Reviews*, v. 114, p. 84–107.
- Best, J.L., Ashworth, P.J., Bristow, C.S., and Roden, J., 2003, Three-Dimensional Sedimentary Architecture of a Large, Mid-Channel Sand Braid Bar, Jamuna River, Bangladesh: *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, p. 516–530.
- Bridge, J., Collier, R., and Jan, A., 1998, Large-scale structure of Calamus River deposits (Nebraska, USA) revealed using ground-penetrating radar: v. 45, p. 977–986.
- Bridge, J.S., and Lunt, I.A., 2005, Depositional Models of Braided Rivers: *Braided Rivers*, p. 11–50.
- Bristow, C.S., 1993, Sedimentary structures exposed in bar tops in the Brahmaputra River, Bangladesh: Geological Society, London, Special Publications, v. 75, p. 277–289.
- Cassady, N.J., 2010, Ground penetrating radar data processing, modelling and analysis, *in* Jol, H.M. ed., *Ground Penetrating Radar Theory and Applications*, Elsevier B.V., p. 141–172.
- Cremon, É.H., Rossetti, D. de F., Sawakuchi, A. de O., and Cohen, M.C.L., 2016, The role of tectonics and climate in the late Quaternary evolution of a northern Amazonian River: *Geomorphology*, v. 271, p. 22–39, doi:10.1016/j.geomorph.2016.07.030.
- Daniels, D., 2004, Properties of materials, *in* Daniels, D. ed., *Ground Penetrating Radar*,

- London, Institution of Engineering and Technology, p. 73–246.
- Duller, G.A.T., 2008, Luminescence Dating Guidelines on using luminescence dating in archaeology: Swindin: English Heritage, p. 1–44, doi:10.1002/jqs.1328.
- Dunne, T., Mertes, L.A.K., Meade, R.H., Richey, J.E., and Forsberg, B.R., 1998, Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the Amazon River in Brazil: Bulletin of the Geological Society of America, v. 110, p. 450–467.
- Ferreira, M.P., 2013, Geocronologia e proveniência dos sedimentos holocênicos da confluência dos rios Negro e Solimões , AM Geocronologia e proveniência dos sedimentos holocênicos da confluência dos rios Negro e Solimões , AM:
- Fielding, C.R., Alexander, J., and Allen, J.P., 2018, The role of discharge variability in the formation and preservation of alluvial sediment bodies: Sedimentary Geology, v. 365, p. 1–20, doi:10.1016/j.sedgeo.2017.12.022.
- Filizola, N., and Guyot, J.L., 2011, Fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Amazônia: Revista Brasileira de Geociências, v. 41, p. 566–576.
- Filizola, N., and Guyot, J.L., 2009, Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessment, using the Brazilian national data set: Hydrological Processes, v. 23, p. 3207–3215.
- Gadallah, M.R., e Fisher, R.L., 2005, Geophysical and Mathematical Background, *in* Applied Seismology, p. 33–63.
- Galeazzi, C.P., 2016, Morphology and distribution of bedforms in the Amazon River channel in Jatuarana: implications for the rock record: Universidade de São Paulo.
- Galeazzi, C.P., Almeida, R.P., Mazoca, C.E., Best, J.L., Freitas, B.T., Ianniruberto, M., Cisnero, J., and Tamura, L.N., 2018, The significance of superimposed dunes in the Amazon River: Implications for how large rivers are identified in the rock record: Sedimentology, p. 1–16, doi:10.1111/sed.12471.
- Gawthorpe, R.L., Collier, R.E., Alexandre, J., Bridge, J.S., and Leeder, M.R., 1993, Ground penetrating radar: application to sandbody geometry and heterogeneity studies, *in* North, C.P. and Prosser, D.J. eds., Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs, London, Geological Society Special Publications, p. 421–432.
- Gonçalves Júnior, E.S., Soares, E.A.A., Tatum, S.H., Yee, M., and Mittani, J.C.R., 2016, Pleistocene-Holocene sedimentation of Solimões-Amazon fluvial system between the tributaries Negro and Madeira, Central Amazon: Brazilian Journal of Geology,

- v. 46, p. 167–180, doi:10.1590/2317-4889201620160009.
- Grotzinger, J., and Jordan, T., 2013, Os Terremotos, *in* Para Entender a Terra, p. 351–385.
- Guérin, G., Mercier, N., and Adamiec, G., 2011, Dose-rate conversion factors : update: v. 29, p. 5–8.
- Gupta, A., 2008, Large Rivers: Geomorphology and Management: Chichester, John Wiley & Sons, 1–689 p.
- Guyot, J.L., Jouanneau, J.M., Soares, L., Boaventura, G.R., Maillet, N., and Lagane, C., 2007, Clay mineral composition of river sediments in the Amazon Basin: *Catena*, v. 71, p. 340–356.
- Horbe, A.M.C., Motta, M.B., de Almeida, C.M., Dantas, E.L., and Vieira, L.C., 2013, Provenance of Pliocene and recent sedimentary deposits in western Amazônia, Brazil: Consequences for the paleodrainage of the Solimões-Amazonas River: *Sedimentary Geology*, v. 296, p. 9–20.
- Ianniruberto, M., Campos, J.E., and Araújo, V.C.M., 2012, Application of shallow seismic profiling to study riverbed architectural facies: A case study of the Tocantins river (Pará - Brazil): *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 84, p. 645–654.
- Jol, H.M., and Bristow, C.S., 2003, GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide, *in* Jol, H.M. and Bristow, C.S. eds., *Ground Penetrating Radar in Sediments*, Geological Society Special Publications, p. 9–27.
- Knox, R.L., and Latrubesse, E.M., 2016, A geomorphic approach to the analysis of bedload and bed morphology of the Lower Mississippi River near the Old River Control Structure: *Geomorphology*, v. 268, p. 35–47.
- Latrubesse, E.M., 2015, Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential “who’s who” in the geological record: *Earth-Science Reviews*, v. 146, p. 1–30.
- Latrubesse, E.M., 2008, Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers: *Geomorphology*, v. 101, p. 130–145.
- Latrubesse, E.M., and Franzinelli, E., 2002, The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil: v. 44, p. 241–257.
- Latrubesse, E.M., and 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*, v. 70, p. 372–397.
- Latrubesse, E.M., Stevaux, J.C., and Sinha, R., 2005, Tropical rivers: *Geomorphology*, v. 70, p. 187–206.
- Lewin, J., and Ashworth, P.J., 2014, Defining large river channel patterns: Alluvial exchange and plurality: *Geomorphology*, v. 215, p. 83–98.
- Lunt, I.A., and Bridge, J.S., 2004, Evolution and deposits of a gravelly braid bar , Sagavanirktok River , Alaska: *Sedimentology*, v. 51, p. 415–432.
- Mapes, R.W., 2009, Past and present provenance of Amazon River: University of North Carolina-Departament of Geological Sciences. Tese de Doutorado, 184 p.
- McGee, T.M., 1995, High-resolution marine reflection profiling for engineering and environmental purposes Part B: Digitizing analogue seismic signals: *Journal of Applied Geophysics*, v. 33, p. 287–296.
- Miall, A.D., 1985, Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits: *Earth-Science Reviews*, v. 22, p. 261–308.
- Miall, A.D., 1999a, *Facies Analysis*, in *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, Berlin, Springer, p. 141–233.
- Miall, A.D., 2006, How do we identify big rivers? And how big is big? *Sedimentary Geology*, v. 186, p. 39–50.
- Miall, A.D., 1999b, *Seismic Facies*, in *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, Berlin, Springer, p. 269–271.
- Miall, A.D., 2014, *The Facies and Architecture of Fluvial Systems*, in *Fluvial Depositional Systems*, Toronto, Springer, p. 9–68.
- Miall, A.D., 1996, *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*: Berlin, Springer, 668 p.
- Moreira, D.D.E.A., 2015, Estudo da morfologia e arquitetura dos depósitos sedimentares no leito do rio solimões – próximo ao encontro das águas: Universidade de Brasília - Instituto de Geociências. Trabalho de Graduação, 103 p.
- Mumpy, A.J., Jol, H.M., Kean, W.F., and Isbell, J.L., 2007, Architecture and sedimentology of an active braid bar in the Wisconsin River based on 3-D ground penetrating radar: *Stratigraphic Analyses Using GPR: Geological Society of America Special Paper 432*, v. 432, p. 111–131, doi:10.1130/2007.2432(09).

- Murray, A S. Wintle, A.G., 2000, Luminescence dating: Where it has been and where it is going: *Radiation Measurements*, v. 32, p. 57–73, doi:10.1111/j.1502-3885.2008.00059.x.
- do Nascimento, D.R., Sawakuchi, A.O., Guedes, C.C.F., Giannini, P.C.F., Grohmann, C.H., and Ferreira, M.P., 2015, Provenance of sands from the confluence of the Amazon and Madeira rivers based on detrital heavy minerals and luminescence of quartz and feldspar: *Sedimentary Geology*, v. 316, p. 1–12.
- Neal, A., 2004, Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: Principles, problems and progress: *Earth-Science Reviews*, v. 66, p. 261–330.
- Neto, A.A., 2000, Uso da sísmica de reflexão de alta resolução e da sonografia na exploração mineral submarina: *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 18, p. 241–256.
- Nicholas, A.P. et al., 2015, The role of discharge variability in determining alluvial stratigraphy: *Geology*, v. 44, p. 3–6, doi:10.1130/g37215.1.
- Nichols, G., 2009, Processes of Transport and Sedimentary Structure, *in* *Sedimentology and Stratigraphy*, Chichester, Wiley-Blackwell, p. 44–68.
- Nittrouer, J.A., Allison, M.A., and Campanella, R., 2008, Bedform transport rates for the lowermost Mississippi River: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 113, p. 1–16.
- Nogueira, A.C.R., Silveira, R., and Guimarães, J.T.F., 2013, Neogene-Quaternary sedimentary and paleovegetation history of the eastern Solimões Basin, central Amazon region: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 46, p. 89–99, doi:10.1016/j.jsames.2013.05.004.
- Paola, C., Straub, K., Mohrig, D., and Reinhardt, L., 2009, The “unreasonable effectiveness” of stratigraphic and geomorphic experiments: *Earth-Science Reviews*, v. 97, p. 1–43, doi:10.1016/j.earscirev.2009.05.003.
- Parsons, D.R., Best, J.L., Orfeo, O., Hardy, R.J., Kostaschuk, R., and Lane, S.N., 2005, Morphology and flow fields of three-dimensional dunes, Rio Paran??, Argentina: Results from simultaneous multibeam echo sounding and acoustic Doppler current profiling: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 110, p. 1–9.
- Porsani, J.L., 2011, Método GPR: Aplicações: Curso de Verão de Geofísica Aplicada. Universidade de São Paulo - Instituto de Astronomia e Geofísica, p. 27.
- Potter, P.E., 1978, Significance and Origin of Big Rivers: *Journal of Geology*, v. 86, p. 13–

33.

- Prado, A.H. do, Almeida, R.P. de, Tamura, L.N., Galeazzi, C.P., and Ianniruberto, M., 2019, Interpretation software applied to the evaluation of shallow seismic data processing routines in fluvial deposits: *Brazilian Journal of Geology*, v. 49, p. 1–11, doi:10.1590/2317-4889201920180121.
- Prescott, J.R., and Clay, R.W., 2000, Cosmic ray dose for luminescence and ESR dating: measured with a scintillation counter: *Ancient TL*, v. 18, p. 11–14.
- Reesink, A.J.H. et al., 2014, Scales and causes of heterogeneity in bars in a large multi-channel river: Río Paraná, Argentina: *Sedimentology*, v. 61, p. 1055–1085.
- Reesink, A.J.H., and Bridge, J.S., 2011, Evidence of Bedform Superimposition and Flow Unsteadiness In Unit-Bar Deposits, South Saskatchewan River, Canada: *Journal of Sedimentary Research*, v. 81, p. 814–840, doi:10.2110/jsr.2011.69.
- Reesink, A.J.H., and Bridge, J.S., 2007, Influence of bedform superimposition and flow unsteadiness on the formation of cross strata in dunes and unit bars: *Sedimentary Geology*, v. 202, p. 281–296.
- Reynold, J.M., 1997, Ground Penetrating Radar, *in* Reynold, J.M. ed., *An introduction to applied and environmental geophysics*, Chichester, John Wiley & Sons, p. 628–745.
- Rhodes, E.J., 2011, Optically Stimulated Luminescence Dating of Sediments over the Past 200,000 Years: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 39, p. 461–488, doi:10.1146/annurev-earth-040610-133425.
- Rigsby, C.A., Hemric, E.M., and Baker, P.A., 2009, Late Quaternary Paleohydrology of Madre de Dios River, southwestern Amazon Basin, Peru: *Geomorphology*, v. 113, p. 158–172.
- Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., Boucayrand, C., and Hérail, G., 2006, Controls on weathering and provenance in the Amazonian foreland basin: Insights from major and trace element geochemistry of Neogene Amazonian sediments: *Chemical Geology*, v. 226, p. 31–65.
- Rossetti, D.F. et al., 2015, Mid-Late Pleistocene OSL chronology in western Amazonia and implications for the transcontinental Amazon pathway: *Sedimentary Geology*, v. 330, p. 1–15, doi:10.1016/j.sedgeo.2015.10.001.
- Rossetti, D.F., Cohen, M.C.L., Bertani, T.C., Hayakawa, E.H., Paz, J.D.S., Castro, D.F., and Friaes, Y., 2014, Catena Late Quaternary fluvial terrace evolution in the main

- southern Amazonian tributary: *Catena*, v. 116, p. 19–37, doi:10.1016/j.catena.2013.11.021.
- Rossetti, D.F., Mann de Toledo, P., and Góes, A.M., 2005, New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution: *Quaternary Research*, v. 63, p. 78–89.
- Rozo, M.G., Nogueira, A.C.R., and Truckenbrodt, W., 2012, The anastomosing pattern and the extensively distributed scroll bars in the middle Amazon River: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 37, p. 1471–1488.
- Sambrook Smith, G.H., Ashworth, P.J., Best, J.L., Lunt, I.A., Orfeo, O., and Parsons, D.R., 2009, The Sedimentology and Alluvial Architecture of a Large Braid Bar, Rio Parana, Argentina: *Journal of Sedimentary Research*, v. 79, p. 629–642.
- Sambrook Smith, G.H., Ashworth, P.J., Best, J.L., Woodward, J., and Simpson, C.J., 2006, The sedimentology and alluvial architecture of the sandy braided South Saskatchewan River, Canada: *Sedimentology*, v. 53, p. 413–434.
- Sambrook Smith, G.H., Best, J.L., Ashworth, P.J., Lane, S.N., Parker, N.O., Lunt, I.A., Thomas, R.E., and Simpson, C.J., 2010, Can we distinguish flood frequency and magnitude in the sedimentological record of rivers? *Geology*, v. 38, p. 579–582, doi:10.1130/G30861.1.
- Sant’Anna, L.G., Soares, E.A. do A., Riccomini, C., Tatum, S.H., and Yee, M., 2017, Age of depositional and weathering events in Central Amazonia: *Quaternary Science Reviews*, v. 170, p. 82–97, doi:10.1016/j.quascirev.2017.06.015.
- Sawakuchi, A.O. et al., 2018, Luminescence of quartz and feldspar fingerprints provenance and correlates with the source area denudation in the Amazon River basin: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 492, p. 152–162, doi:10.1016/j.epsl.2018.04.006.
- Skelly, R.L., Bristow, C.S., and Ethridge, F.G., 2003, Architecture of channel-belt deposits in an aggrading shallow sandbed braided river: The lower Niobrara River, northeast Nebraska: *Sedimentary Geology*, v. 158, p. 249–270.
- Smith, N.D., 1974, Sedimentology and Bar Formation in the Upper Kicking Horse River , a Braided Outwash Stream Author ( s ): Norman D . Smith Source : The Journal of Geology , Vol . 82 , No . 2 ( Mar . , 1974 ) , pp . 205-223 Published by : The University of Chicago Press Sta: v. 82, p. 205–223.

- Souza, L.A.P., 2006, Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas: Universidade de São Paulo - Instituto Oceanográfico. Tese de Doutorado, 283 p.
- Tamura, L.N., De Almeida, R.P., Taioli, F., Marconato, A., and Janikian, L., 2016, Ground Penetrating Radar investigation of depositional architecture: The São Sebastião and Marizal formations in the Cretaceous Tucano Basin (Northeastern Brazil): *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, doi:10.1590/2317-4889201620150031.
- Viers, J., Roddaz, M., Filizola, N., Guyot, J.L., Sondag, F., Brunet, P., Zouiten, C., Boucayrand, C., Martin, F., and Boaventura, G.R., 2008, Seasonal and provenance controls on Nd-Sr isotopic compositions of Amazon rivers suspended sediments and implications for Nd and Sr fluxes exported to the Atlantic Ocean: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 274, p. 511–523.
- Wooldridge, C.L., and Hickin, E.J., 2005, Radar Architecture and Evolution of Channel Bars in Wandering Gravel-Bed Rivers: Fraser and Squamish Rivers, British Columbia, Canada: *Journal of Sedimentary Research*, v. 75, p. 844–860, doi:10.2110/jsr.2005.066.



Contents lists available at ScienceDirect

Sedimentary Geology

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/sedgeo](http://www.elsevier.com/locate/sedgeo)



## Upper-bar deposits in large Amazon rivers: Occurrence, morphology and internal structure

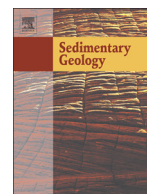


Larissa N. Tamura <sup>a,\*</sup>, Renato P. Almeida <sup>a</sup>, Cristiano P. Galeazzi <sup>a</sup>, Bernardo T. Freitas <sup>b</sup>,  
Marco Ianniruberto <sup>c</sup>, Ariel H. Prado <sup>a</sup>

<sup>a</sup> Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, Cidade Universitária, São Paulo, SP 05508-900, Brazil

<sup>b</sup> Faculdade de Tecnologia, Universidade Estadual de Campinas, R. Paschoal Marmo, 1888, Limeira, SP 13484-332, Brazil

<sup>c</sup> Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Brasília, DF 71900-000, Brazil



# Upper-bar deposits in large Amazon rivers: Occurrence, morphology and internal structure

Larissa N. Tamura<sup>a,\*</sup>, Renato P. Almeida<sup>a</sup>, Cristiano P. Galeazzi<sup>a</sup>, Bernardo T. Freitas<sup>b</sup>,  
Marco Ianniruberto<sup>c</sup>, Ariel H. Prado<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, Cidade Universitária, São Paulo, SP 05508-900, Brazil

<sup>b</sup> Faculdade de Tecnologia, Universidade Estadual de Campinas, R. Paschoal Marmo, 1888, Limeira, SP 13484-332, Brazil

<sup>c</sup> Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Brasília, DF 71900-000, Brazil

## ARTICLE INFO

### Article history:

Received 23 January 2019

Received in revised form 9 April 2019

Accepted 14 April 2019

Available online 18 April 2019

Editor: J. Knight

### Keywords:

Solimões and Japurá rivers

Bar component

Large rivers

GPR

Shallow seismic

## ABSTRACT

Although large anabranching rivers are a very common element in the greatest modern drainage basins, the recognition of such systems in the rock record is hampered by insufficient sedimentological information from active rivers. That is particularly the case of bar-top depositional environments in large anabranching rivers, motivating the survey of six selected areas of seasonally emergent bars in the Solimões and Japurá rivers (western Brazilian Amazonia) using Ground Penetrating Radar, Sub Bottom Profiler and Multibeam Echosounder, as well as direct observation sediment sampling. GPR surveys and field observations indicate these bars are dominated by 0.5 to 4 m tall subaqueous dunes with the local presence of metric angle-of-repose bar-side surfaces. Downstream accretion components are characterized by radar facies indicating horizontal to low-angle downstream-dipping cosets of dm-scale to cm-scale cross-strata. Lateral accretion components are characterized by radar facies indicating m-scale high-angle cross-strata sets passing laterally to low-angle and inclined cosets composed of dm-scale cross-strata sets. Upstream accretion components are characterized by radar facies indicating upstream-inclined cosets of m- and dm-scale cross-strata sets with local mud drapes. Preservation of accretionary bar forms in these periodically exposed areas is supported by calculation of the coefficient of variation of peak discharge, which indicates low interannual peak discharge variability over the bar tops.

© 2019 Elsevier B.V. All rights reserved.

## 1. Introduction

Many authors have touted the importance of the ancient deposits of large rivers (Potter, 1978; Milliman and Meade, 1983; Hovius, 1998; Miall, 2006; Fielding, 2007; Gupta, 2007; Ashworth and Lewin, 2012). Nevertheless detailed description of bedforms and deposits in active large rivers (e.g., Ashworth et al., 2000; Best et al., 2003, 2007; Sambrook Smith et al., 2009; Reesink et al., 2014; Almeida et al., 2016; Galeazzi et al., 2018), are still scarce enough to hamper the classification and interpretation of ancient fluvial successions. Such is the case of bars in large rivers, the characterization of which is critical in the interpretation of the rock record. Despite some well documented examples (Best et al., 2003; Sambrook Smith et al., 2009; Reesink et al., 2014), our knowledge of the internal structure, complexity and spatial variation of sedimentary facies in the bars of large river is much lesser than that relative to the bars of small rivers, about which numerous papers have been published (Wooldridge and Hickin, 2005; Lunt and Bridge, 2004; Sambrook Smith et al., 2006; Mumpu et al., 2007). Although trenching

and coring in emergent bars has brought many significant contributions to both small rivers (e.g., Bluck, 1971; Cant and Walker, 1978; Crowley, 1983) and large rivers (e.g., Brahmputra, in Bristow, 1993; Amazonas, in Latrubesse and Franzinelli, 2002; Rozo et al., 2012), geophysical surveys have proved to be valuable in investigating the internal structures of the inaccessible parts of large bars. Ground Penetrating Radar (GPR) is particularly useful in establishing and refining facies models (Best et al., 2003).

Most previous characterizations of bar architecture utilizing GPR have focused on braided rivers, with dynamic mid-channel compound bars (e.g., Best et al., 2003; Sambrook Smith et al., 2006; Reesink and Bridge, 2011). In contrast, anabranching rivers, which are characterized by the occurrence of more time-persistent vegetated compound bars, surrounded by dynamic sand bar increments, have received much less attention. To date, the Rio Paraná is the only large anabranching river for which there is a published geophysical dataset (e.g., Sambrook Smith et al., 2009; Reesink et al., 2014). In the context of anabranching rivers, still poorly documented key aspects are the classification, morphology, internal structure and depth range of bars. These are of paramount importance in the interpretation of river size and channel style from outcrops (Allen, 1983; Miall, 1985, 1988; Bridge, 1993; Brierley,

\* Corresponding author.

E-mail address: [larissa.tamura@usp.br](mailto:larissa.tamura@usp.br) (L.N. Tamura).

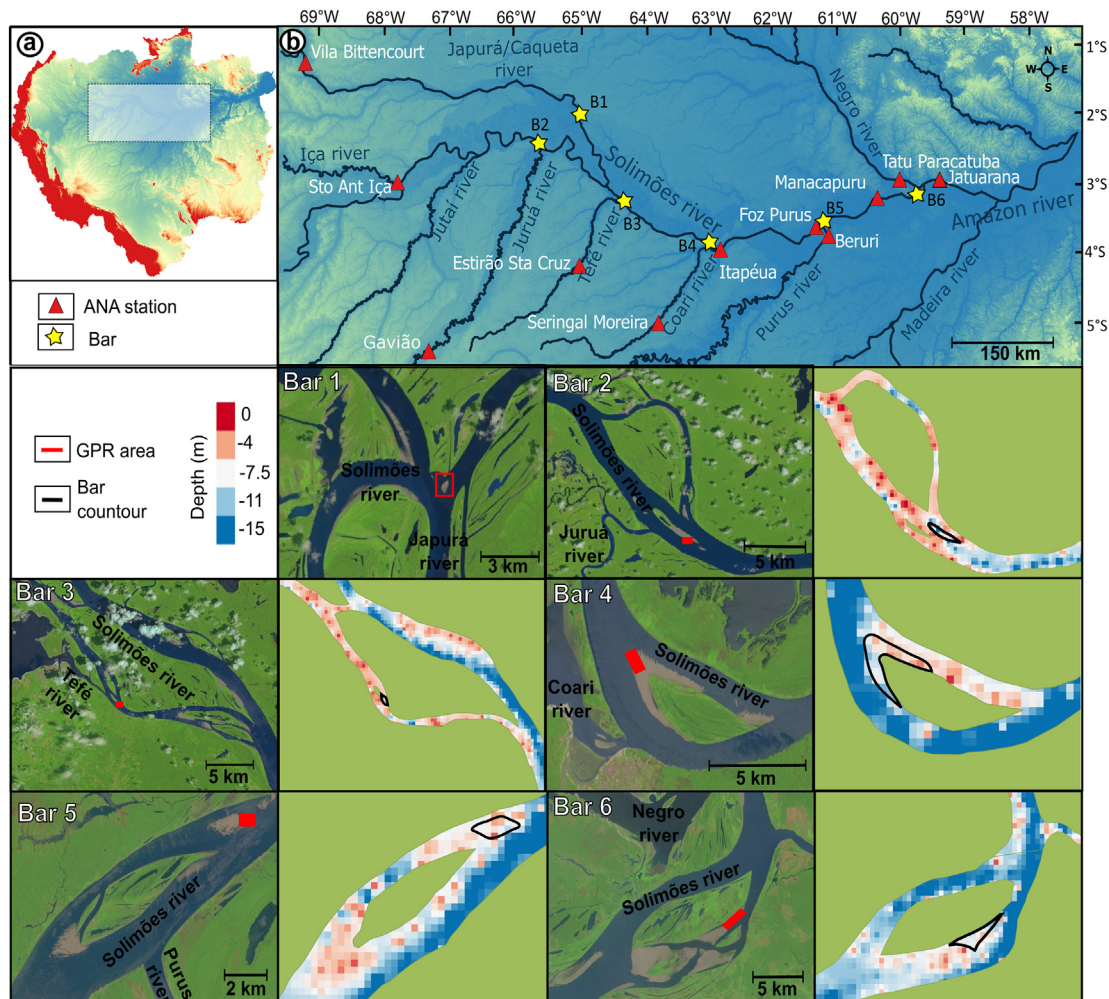
1996; Bristow et al., 1996; Bridge and Tye, 2000, Almeida et al., 2016, Galeazzi et al., 2018). In this respect, the Amazon river basin is a key target for investigating the architecture and dynamics of large anabranching rivers, displaying 13 of these multi-channel streams with mean annual discharges ranging from 4600 to 200,000  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$  (Latrubesse et al., 2005; Latrubesse, 2008). One key aspect in the architecture of fluvial deposits is the preservation potential of different elements, and the role of discharge variation in the formation, evolution and preservation of bar forms (e.g., Sambrook Smith et al., 2010; Fielding et al., 2018). In a broad review of the internal structure of active rivers, Fielding et al. (2018) reported that preservation of bar form construction history depends on the interannual peak discharge variation, such that full preservation only occurs in rivers with low discharge variability. Due to their large catchment areas, large rivers tend to display low interannual discharge coefficients of variation (e.g., Latrubesse et al., 2005; Wohl, 2007), thus potentially preserving bar forms according to Fielding et al. (2018) criteria. Nevertheless, recognizable bar increments in large rivers are restricted to shallow depths (e.g., Best et al., 2003; Sambrook-Smith et al., 2009), and the interannual peak discharge variability in these shallow areas tends to be markedly higher than that of the whole system, considering the seasonal exposure of bar tops. This observation brings the hypothesis of great discharge variation in specific shallow-water environments inhibiting the long-term preservation of bar-form structures as observed in modern environments. As a consequence, in order to apply concepts based on modern systems in the interpretation of the rock record, it is necessary to infer

the long-term preservation potential of the observed structures. That might be achieved through the assessment of the discharge variation at the specific studied sub-environments and the application of the criteria proposed by Fielding et al. (2018).

Knowledge gaps regarding exposed bars in large rivers include their occurrence, morphology, internal structure and preservation potential. This paper addresses these issues in large rivers of the Amazon region by (1) establishing fundamental bar characteristics with Ground Penetrating Radar (GPR), Multibeam Echo Sounder (MBES), and Sub Bottom Profile (SBP), and (2) investigating whether periodically exposed bars are actually preserved over a relevant time.

## 2. Study area

Both the Japurá and Solimões-Amazonas rivers are anabranching in the studied areas (Latrubesse, 2008). The Solimões-Amazonas River is characterized by 5 to 20 km-long single-channel segments, alternating with 5 to 35 km-long multi-channel segments, typically with two, but locally with up to four main channels, divided by 1 to 15 km-wide vegetated mid-channel bars (Fig. 1). Between the Japurá and Negro rivers confluences, the sinuosity of the Solimões River is  $\sim 1.15$ , and the valley slope is  $\sim 0.04$  m/km. The Japurá River has mostly multi-channel segments, typically with two to three main channels, divided by 3 to 15 km-long, and 1 to 8 km-wide, mid-channel bars. In its lower reach, the Japurá River has a sinuosity of 1.14, and a valley slope of 0.27 m/km.



**Fig. 1.** (a) Amazon Basin. (b) Studied bars and gauging stations (ANA). Bottom: Satellite images of the studied bars (Bar 1 to 6) and their respective bathymetry of the surroundings (except for Bar 1 – not available).



Both rivers are characterized by the presence of very large vegetated mid-channel compound bars (sensu Bridge, 2003), formed over multiple episodes of accretion. It is important to note that, in Amazonia, forest types have adapted to periodic flooding, allowing bars to develop a floral succession, including trees a few meters high, in just a few years. This means that the vegetated parts of the bar tops are not necessarily older than a few decades, and constitute part of the expected bar-top succession, in the sense that the forest substrate is subject to flooding seasonally or every few years. The large compound bars split the main channel into two or three channels, of which one is the main (deeper) channel, accounting for the greater proportion of the discharge, and the others are secondary channels, that are shallower (Fig. 1).

The six studied sites in the Solimões and Japurá rivers were investigated in October 2015, during the low stage season. These bars emerge for about three to six months, ranging from September to February, October being generally the month of greatest exposure. Five of the bars are located along different reaches of the Solimões River, and one in the Japurá River (Fig. 1b). Discharge values for each bar are approximated from the nearest gauging station maintained by the Brazilian Water Agency (ANA) (Fig. 2 and Table 1).

The bars in the Solimões River have km-scale dimensions, are normally vegetated and have muddy bar tops. Due to the extensive bar dimensions and the impossibility of surveying large areas covered by dense vegetation, data were acquired only in areas exposed during the low stage (dry season) where sandy bedforms had been active during the previous high stage. Only Bar 1, in the Japurá River, was entirely surveyed, given its smaller size (Fig. 3). By investigating only areas that had been active at the previous flood stage, the process-morphology-internal structure of specific bar increments could be

interpreted. Profile position, length and orientation were established based on the growth patterns observed on satellite images, and are representative of main accretion components formed on the studied bar increments.

### 3. Methods

GPR data were acquired during the dry season on emergent bar tops, whereas shallow seismic data were acquired during the wet season to identify the underwater morphology and internal sedimentary structures in bars and dunes.

Bar tops exposed during low stage were surveyed using Ground Penetrating Radar (GPR), using a high-frequency electromagnetic source, with 100 MHz and 200 MHz frequencies and RIS antennas (IDS Company, Italy) with resolutions of <0.5 m and <0.25 m. The parameters used in the acquisition software K2 were a record length of 250 ns, 512 sample/scan and offset of 4.8 cm. Data were processed using Reflexw software, according to the following processing flow: “dewow” (low cut filter), manual gain, background removal, band pass filter (central frequency in 100 MHz: 30–80–220–300 MHz, 200 MHz: 60–100–210–360 MHz) static correction and time cut. Topography and velocity were corrected by post-processing. Velocity values were obtained from hyperboles found at different depths ( $V = 0.08–0.09$  m/ns). Chosen values are in agreement with direct observation of specific depositional surfaces in up to 2 m deep trenches dug from bar tops, representing almost half of the GPR acquisition depth. These values are also in accordance with reference values from similar settings in the literature for wet sand (e.g., Jol and Bristow, 2003). A total of 4.9 km of GPR profiles were acquired and analyzed, of which two fence-sections (bars 1 and 5) and six simple sections (bars 1, 2, 3, 5 and 6), penetrated up to 8 m of strata.

To support and calibrate the GPR sections, precise location and surface topography were acquired using a GSX-20 (Sokkia Company, Japan) Differential Global Position System (DGPS), and a few meters long and 2 to 2.5 m deep trenches were dug in all bars. One hundred and twenty samples were collected on the crests and bases of active dunes, on bar tops, and later analyzed for grain size. These included 36 samples from bar 1, 32 samples from bar 2, 10 samples from bar 3, 36 samples from bar 4 and 8 samples from bar 6. Grain-size analyses were performed with a Mastersizer 2000 (Malvern) system for fractions smaller than 1 mm. To determine the relative abundance proportion of occurrence of the exposed bars types in the studied reaches, a quantification of each type of bar was done using Landsat satellite images for three distinct years where the imagery includes a comprehensive number of images of the dry season.

In order to map the surface of the river bed with high resolution, a high-frequency acoustic source Multibeam Echosounder (MBES), model Seabat 7101 (Teledyne Technology Inc., USA) with 240 kHz frequency was used, with a maximum resolution of 12.5 mm, dependent on the water depth and displacement speed. The equipment has 511 beams and a maximum swath angle of 210°. Motion reference positioning was performed using a SBG Ekinox - E inertial system and Vector VS330 Receiver with Atlas L-Band differential correction service. A dataset of 31 km<sup>2</sup> was collected in the survey, of which approximately 7 km<sup>2</sup> are presented herein, corresponding to the submerged bar 6 and the surrounding channel bed.

Shallow seismic data were obtained with a Sub Bottom Profiler (SBP), using a medium-frequency acoustic source to image internal structures of shallow deposits up to 20 m deep. A 3100P chirp system with SB-216S transducer (EdgeTech Company, USA) and 2–15 kHz frequency band and 6–10 cm resolution was used, and the sections were processed (AGC gain and mute filter) in Seismic Unix software. A total of 92 km of SBP profiles of channel beds and submerged bar surfaces were acquired and analyzed, of which 950 m are shown in this work.

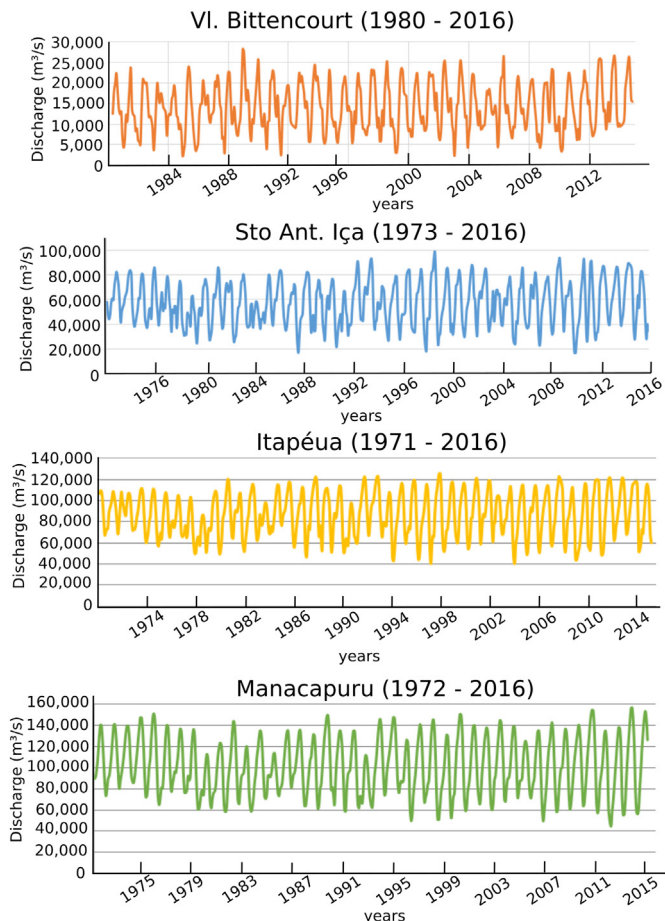


Fig. 2. Discharge of gauging near to investigated bars along of 20 years.

**Table 1**  
Annual mean discharge values for each bar according to the nearest gauging station maintained by the Brazilian Water Agency (ANA).

	River	Gauging station	Coordinates	Mean annual discharge
Bar 1	Japurá	Vila Bittencourt	−1°23′41″/−69°25′42″	15,000 m <sup>3</sup> s <sup>−1</sup>
Bar 2	Solimões	Sto Ant. do Iça	−3°06′06″/−67°56′08″	58,000 m <sup>3</sup> s <sup>−1</sup>
Bar 3	Solimões	Sto Ant. do Iça	−3°06′06″/−67°56′08″	58,000 m <sup>3</sup> s <sup>−1</sup>
Bar 4	Solimões	Itapéua	−4°03′28″/−63°01′40″	81,000 m <sup>3</sup> s <sup>−1</sup>
Bar 5	Solimões	Itapéua	−4°03′28″/−63°01′40″	81,000 m <sup>3</sup> s <sup>−1</sup>
Bar 6	Solimões	Manacapuru	−3°31′05″/−60°47′40″	101,000 m <sup>3</sup> s <sup>−1</sup>

## 4. Results

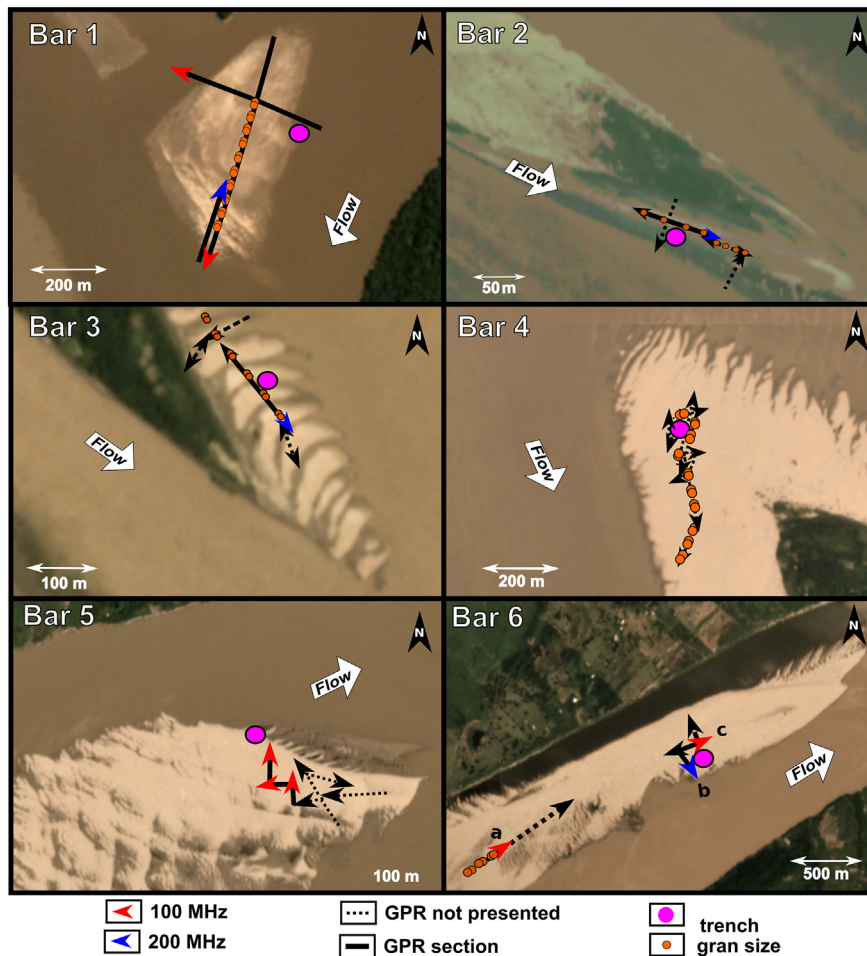
### 4.1. Bar characterization and occurrence

The areas studied in this paper correspond to bar increments, positioned in the heads, sides and tails of large vegetated compound bars, and of isolated small mid-channel bars (<1 km long and 300 m wide), located in the secondary channels. The studied reaches also incorporate emergent bank-attached bars (alternate bars) at the margins of the main and secondary channels (Fig. 4). The emergent bars have deposits that range from one season to a few decades in age. Such deposits have been subsequently reworked at high stage, and are therefore still not occupied by vegetation.

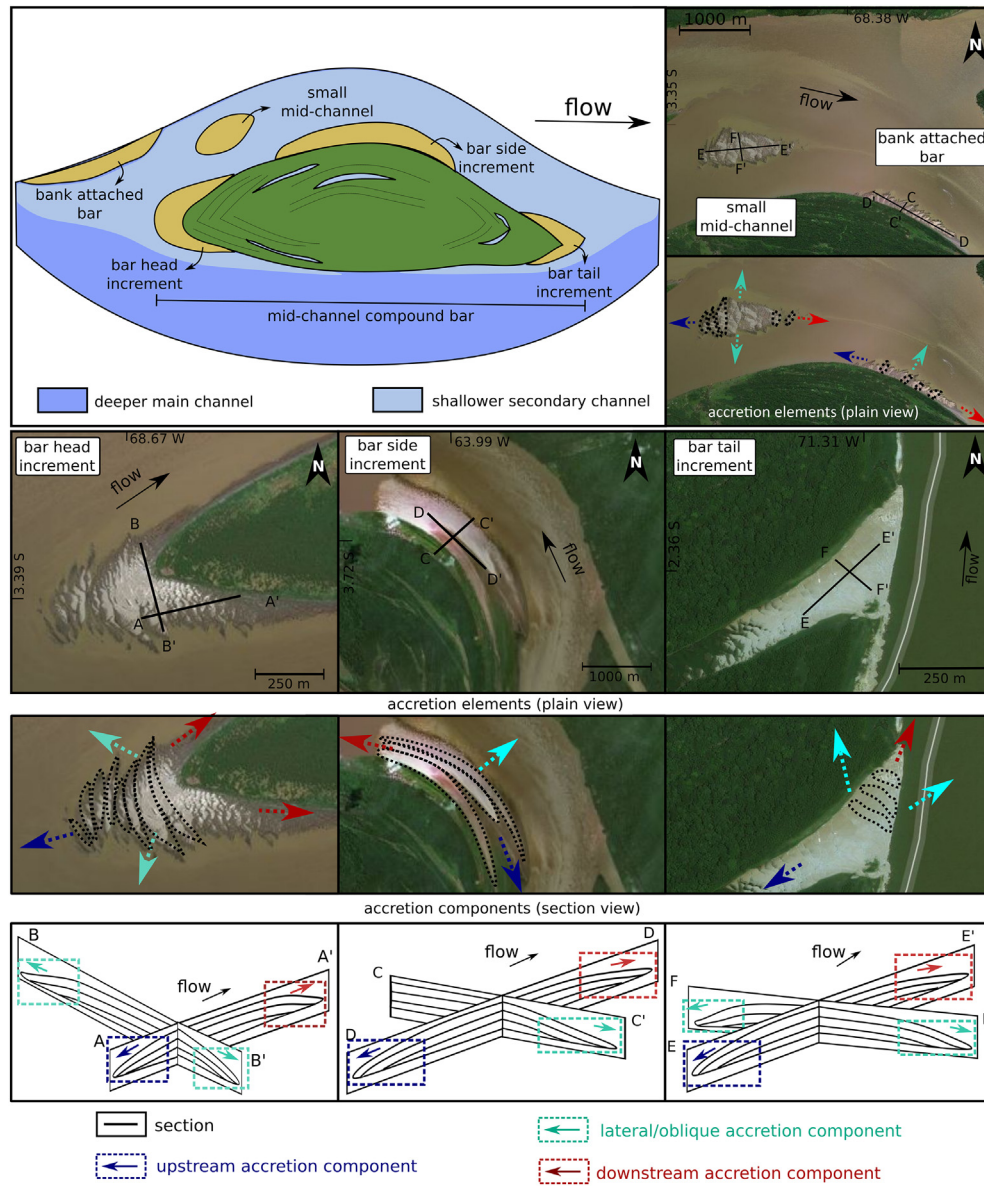
All of these bars are composed of different proportions of bar-head, bar-side and bar-tail increments, that might develop through complex growth patterns (Bridge, 2003 and Fig. 4). In fact, downstream, upstream and lateral-oblique accretion components may be found in

different proportions in a given section, in any of the increments classified in terms of their position in the bar. A bar-side increment, for example, might grow in a way that causes not only lateral accretion to the previous deposits, but also downstream and upstream accretion. The same applies to bar-head and bar-tail increments (Fig. 4). Consequently, accretional features observed in GPR sections are here named bar accretion components, classified in terms of growth direction and presenting no exclusive relation to specific positions in the main bar.

Analysis of time series of satellite images reveal that increments of large compound bars comprise >70% of the total exposed unvegetated sediment surfaces, whereas bank-attached bars, about 20%, and small mid-channel bars, 10% or less (Table 2). It is important to note that the observed persistence of proportions is not the result of bar stability, since erosion and deposition continually reshaped almost all bars in the studied reach, creating and destroying whole bars in the last 30 years and significantly changing the channels courses.



**Fig. 3.** Satellite images from Planet Team (2019) of the surveyed bars displaying schematic maps, orientation of the GPR profiles, antenna frequency, location of trenches and grain-size sampling sites.



**Fig. 4.** Examples of the adopted terminology for bar increments (classified according to their position) and bar accretion components (classified by growth direction). Note that: 1) the bar-side increment convex depositional surface expands not only by lateral translation but also by concentric growth, developing downstream and upstream- accretion components; 2) the ends of a bar-side increment might develop independently as upstream accumulations or downstream spits that are not continuous with the laterally growing scrolls; 3) upstream accretion components in bar-tail increments and downstream components in bar-head increments might develop where the increment is partially isolated from of the main bar by a shallow channel reach; 4) small mid channel bars may display similar complexity of accretionary components and evolve to be incorporated as part of any increment in a larger bar.

**Table 2**  
Percentage of occurrence of the exposed bar types in the studied reaches, for the three given years, during dry season.

	n°	Grainsize					Sorting							
		mm	Φ	vf (%)	f (%)	m (%)	c (%)	Folk and Ward (1957)	vw (%)	w (%)	mw (%)	m (%)	p (%)	vp (%)
Bar 1	dune crest	18	0.06–0.30	4.06–1.71		39	61	0.47–0.99		6	56	39		
	dune base	18	0.07–0.30	3.89–1.71	11	56	33	2.35–1.10					83	17
Bar 2	dune crest	16	0.20–0.30	2.33–1.74		47	53	0.69–1.66				40	60	
	dune base	16	0.11–0.31	3.18–1.68		80	20	0.93–2.31				13	67	20
Bar 3	dune crest	5	0.32–0.51	1.64–0.97			80	20	0.49–0.83	20	60	20		
	dune base	5	0.31–0.49	1.69–1.03			100		0.64–2.56				40	40
Bar 4	dune crest	18	0.40–0.46	1.34–1.13			100		0.39–1.43		80	10	10	
	dune base	18	0.27–0.45	1.89–1.15		5	95	0.40–2.27		31	31	13	38	6
Bar 6	flat surface	8	0.20–0.33	2.32–1.60		38	63	0.47–1.28		12	12	50	25	

#### 4.2. Bar morphology and evolution

Landsat images record the formation and development of the studied bars (Fig. 5). Bars 1 and 3 first appeared in 1999, and have not displayed significant migration. Similarly, bar 4, located at the head of the compound bar, has been visible since 1988. The tail of bar 2 migrated downstream, growing since 2009. Bar 5 appeared in 2009 and became incorporated into a larger downstream-migrating compound bar 2015. The studied increment of bar 6, located at side of a compound bar, has been visible since 2011.

Bar 1 is an unvegetated, lobate small mid-channel bar. It is only 0.5 km long and 0.5 km wide, whose relatively small size allowed the survey of the entire bar. It has a wide dune field, composed of originally subaqueous dunes with slightly sinuous crests, as much as 1 m high and 10 m long, indicating a direction of migration parallel to the main channel flow direction (Fig. 6a). The crest of these dunes is dominated by

medium moderately well-sorted sand (Table 3). Thin fine-grained beds (fine sand with 20% mud), locally evidencing desiccation, have accumulated in the troughs or scours between dunes, and could be indicative of flow shadows or water stagnation during falling stage (Fig. 6a).

Bar 2 is a lobate bar increment located on the tail of a large vegetated compound bar, 2.5 km in length and 0.5 km in width. The emergent bar top displays a topographically higher central portion, with well-developed vegetation, and an adjacent shallow pond subject to mud deposition during flow stagnation. The survey was performed in its downstream end, which hosts a wide fluvial dune field, with dunes with slightly sinuous crests, heights lower than 1 m, and wavelengths of about 20 m. The direction of dune migration is parallel to the main channel flow direction (Fig. 6b). The crest of these dunes is dominated by medium poorly sorted sand (Table 3). Fine-grained deposits (fine sand with 15% mud) are typically located within interdune scours or troughs, and locally are characterized by desiccation structures.

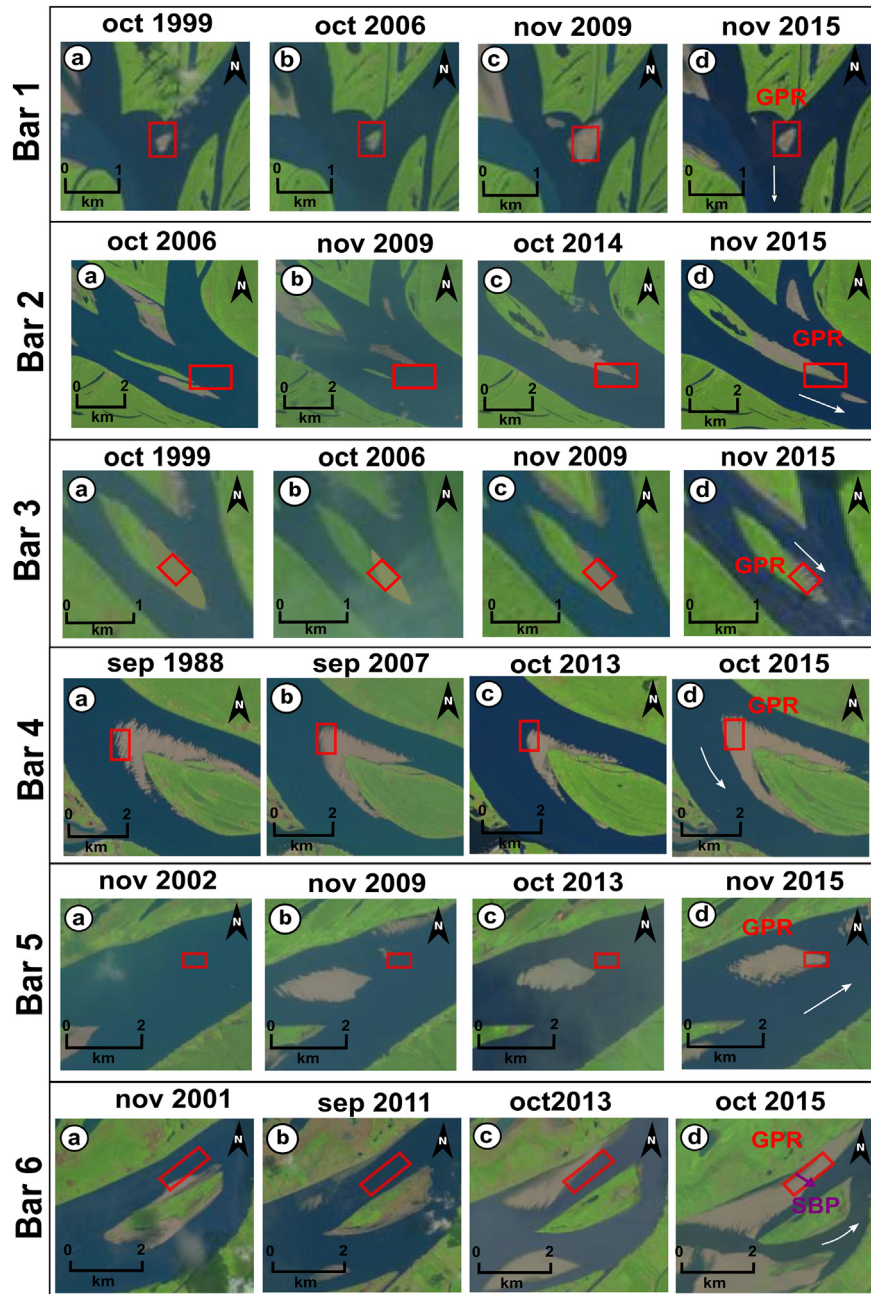
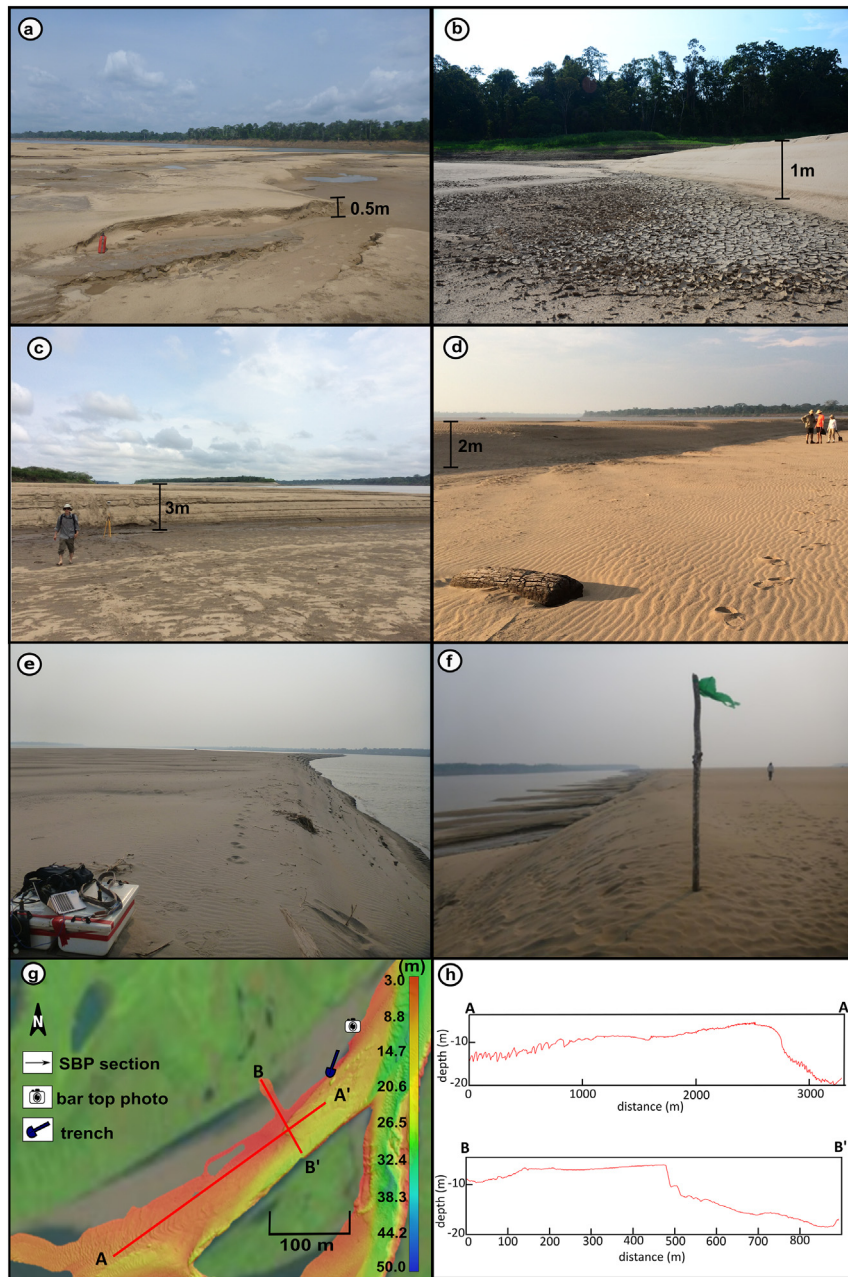


Fig. 5. Landsat TM time series images of the investigated bars, highlighting the studied areas.



**Fig. 6.** (a) Dunes <1 m high with mud deposits in their troughs, Bar 1, Japurá River; (b) 1 m high dunes and desiccated mud lenses in interdune trough, Bar 2; (c) m-scale thick dune and mud deposits on interdune trough, Bar 3; (d) m-scale thick dunes on Bar 4; (e) Lateral accretion slip face, Bar 5; (f) MBES survey near Bar 6 displaying location of SBP survey; (g) Bar 6 showing the slip face of a lateral accretion component over dunes; (h) Bar 6 trench revealing internal structure of the lateral accretion component and of the dunes beneath it.

Bar 3 is a lobate bar increment deposited on the tail of a large vegetated compound bar, 2.5 km long and 1 km wide and hosts large fluvial dunes on emergent areas. These are over 3 m high and 50 m in wavelength near the upstream part of the bar (Fig. 6c). The crest of these

**Table 3**

Gran size and sorting analysis results. vf = very fine sand, f = fine sand, m = medium sand and c = coarse sand. vw = very well sorted, w = well sorted, mw = moderate well sorted, m = moderate sorted, p = poorly sorted and vp = very poorly sorted.

	Bar increments			Bank-attached	Small mid-
	Bar side	Bar head	Bar tail	Bars	Channel bars
2015	39%	22%	14%	20%	5%
2013	38%	28%	10%	19%	4%
1987	34%	32%	7%	22%	7%

dunes is dominated by medium moderately well-sorted sand (Table 3). Muddy sand deposits (mud content 12%) are located in the dune troughs.

Bar 4 is a crescentic bar increment located on the head of a large vegetated compound bar with 3 km in length and 2.5 km wide and hosts large fluvial dunes on the emergent. These are over 1.5 m high and have wavelengths about 30 m near the upstream part of the bar (Fig. 6d). The crest of these dunes is dominated by medium moderately well-sorted sand (Table 3). Muddy sand deposits (mud content 9%) are located in the dune troughs.

Bar 5 is an unvegetated, lobate small mid-channel bar, with 2 km in length and 1 km wide and has a roughly smooth surface. It increases in height in the direction of flow, and terminates in an abrupt large-scale slip face. The slip face is oriented oblique to the river flow, with its crest line trending roughly parallel to flow (Fig. 6e). No grainsize samples

**Table 4**  
Radar facies description and interpretation.

Code	Description	Interpretation	Radar facies exemple	
R1A	Straight reflectors with high angle of inclination, ranging from 17° to 38.	Large-scale cross-strata sets and reactivation surface.		
R1B	Undulate reflectors with low angle of inclination, ranging from 6° to 17°.	Inclined cosets with internal trough cross-strata sets.		
R2	Concave up, slightly undulated or low-angle inclined reflectors.	Medium to small-scale cross-strata sets or mud deposits.		
R3	Straight sub-horizontal continuous reflectors with high amplitude.	Sub-horizontal set boundaries of cross-strata sets below the survey resolution.		

were collected from this bar, but field observations in a trench indicated a dominance of medium to coarse sand with some granules.

Bar 6 is a triangular bar increment located at the side of a large vegetated compound bar, 5 km in length and 1 km in width. This bar increment has a roughly flat surface, terminating in an abrupt lateral slip face, the orientation of which is oblique to the river flow. A MBES survey of this area during the wet season allowed a broader observation of the bar, revealing larger bedforms in the bar head area, and continuous high-angle slip surfaces bounding the margins of the bar side and bar tail. These bar-side slip faces appear to may reach depths of up to 7 m,

whereas the thalweg depth reaches 25 m (Figs. 6f, g and 5h). Grain-size samples from the flat surface indicated medium moderately-sorted sand (Table 3).

4.3. Internal structure

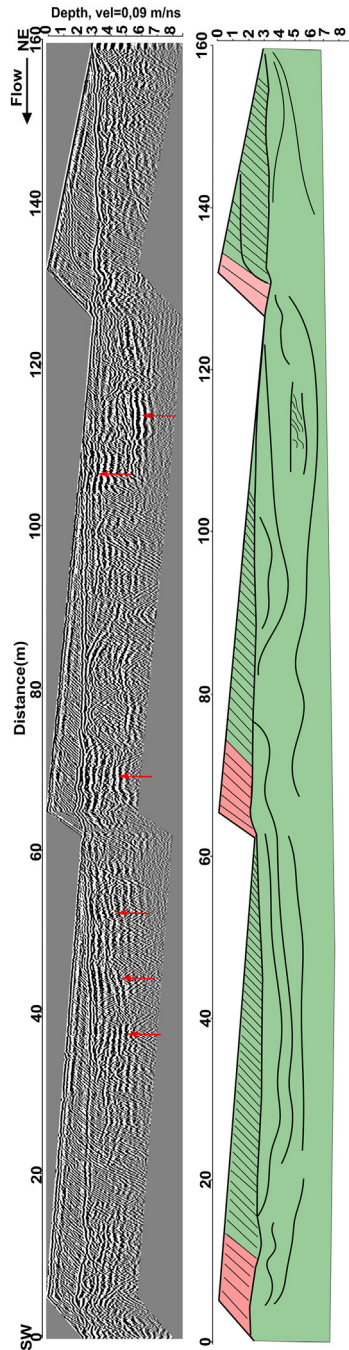
GPR, SBP surveys and trenches identified three distinct radar facies (R1, R2 and R3) and two seismic facies (S1 and S2). These facies are classified on the basis of the angle, form and amplitude of the reflectors (Gawthorpe et al., 1993; Miall, 2000; Neal, 2004) (Tables 4 and 5).

**Table 5**  
Seismic facies description and interpretation.

Code	Description	Interpretation	Sismo facies	
S1	Inclined reflectors with high angle.	Large-scale cross-strata sets.		
S2	Slightly Undulate to Sub-horizontal reflector.	Mud layer or base boundary of bar accretion.		

#### 4.3.1. Radar facies

Radar facies R1 is characterized by large-scale inclined reflectors with (A) high-angle and (B) medium-angle reflectors. In type A, sets of downlapping parallel-continuous-straight reflectors have inclinations of  $17^\circ$  to  $38^\circ$ . The sets of inclined parallel reflectors are truncated at the top by low angle reflectors. These may be laterally confined by slightly divergent reflectors that truncate the internal reflectors of each set at low angles. The lateral spacing between the truncating reflectors is 1 to 6 m. In the GPR sections, the facies occurs at depths of 0 to 5 m, and may extend laterally for >100 m, in units >2 m thick (Figs. 7, 8c, 9, 10). In type B, sets of continuous undulated reflectors have inclinations from  $6^\circ$  to approximately  $17^\circ$ , spaced at approximately 0.5 m. In between the inclined reflectors there are concave



**Fig. 7.** GPR section in Bar 4 showing large dunes and their internal structure. Red arrows point to areas with high amplitude reflectors, indicating the possible presence of mud. Red color represents R1a and green color R2.

upward smaller reflectors, from 1 to 4 m in length that may represent mud-rich intervals. In the GPR sections, this facies occurs at depths of 0 to 6 m and extends horizontally for a maximum of 100 m, typically being about 5 m thick (Figs. 10, 11, 12).

The high-angle inclined reflectors in type A, truncated at the top represent inclined depositional surfaces, probably developed as large-scale foresets, formed during bar migration. The slightly truncating set-bounding reflectors are interpreted as reactivation surfaces. In type B facies, the low-angle inclined reflectors are interpreted as inclined cosets, with the smaller concave up reflectors representing as internal trough cross-strata sets. These are interpreted as partially preserved of dunes that developed on the low-angle lee side of the bar by lateral accretion.

Radar facies R2 is characterized by medium-scale sub-horizontal, undulated reflectors with internal reflectors. These are typically concave-up or low-angle inclined reflectors, with vertical spacing of 0.5 m that are laterally continuous for up to 4 m. These reflectors are arranged in 1 to 2 m thick sets, bounded by sub-horizontal to slightly undulating reflectors that are laterally continuous for >200 m, and truncate smaller reflectors. In GPR sections, this facies occurs at depths of about 6 m, in the form of beds that are approximately 4 m thick (Figs. 7, 8a, b, 11, 12). Locally, parts of the reflectors have higher amplitudes in discontinuous segments, sometimes reflecting the deeper parts of concavities (Figs. 7, 8a, b).

The sub-horizontal reflectors in R2 are interpreted as sub-horizontal set boundaries. The internal reflectors are interpreted as medium-scale cross-strata sets, with trough or tabular shape. Segments with higher amplitude are interpreted as mud deposits covering parts of the cross-strata or filling up troughs or scour pits. This radar facies is present in bars 1, 2, 3, and 4.

Radar facies R3 is characterized by small-scale sub-horizontal reflectors with vertical spacing of <1 m. Locally, smaller, discontinuous, low-amplitude, concave-up or inclined reflectors occurs found between pairs of reflectors. In the GPR sections, this facies occurs at depths of about 2 or 3 m, and have a lateral extension of about 100 m, and maximum thickness of 2 m (Figs. 8c, 9).

The straight reflectors in R3 are interpreted as horizontal set boundaries, where each reflector represents the bounding surface of planar laminated cosets or small-scale cross-strata sets with amplitudes below GPR resolution.

A quantification of all GPR sections considered herein shows that facies R1a forms only 4% of the total. Facies R1b is more common, forming 27% of the total. The most abundant radar facies is R2, which accounts for 66% of the total observations, with facies. R3 representing only the 3% of total (Figs. 8c, 9).

#### 4.3.2. Seismic facies

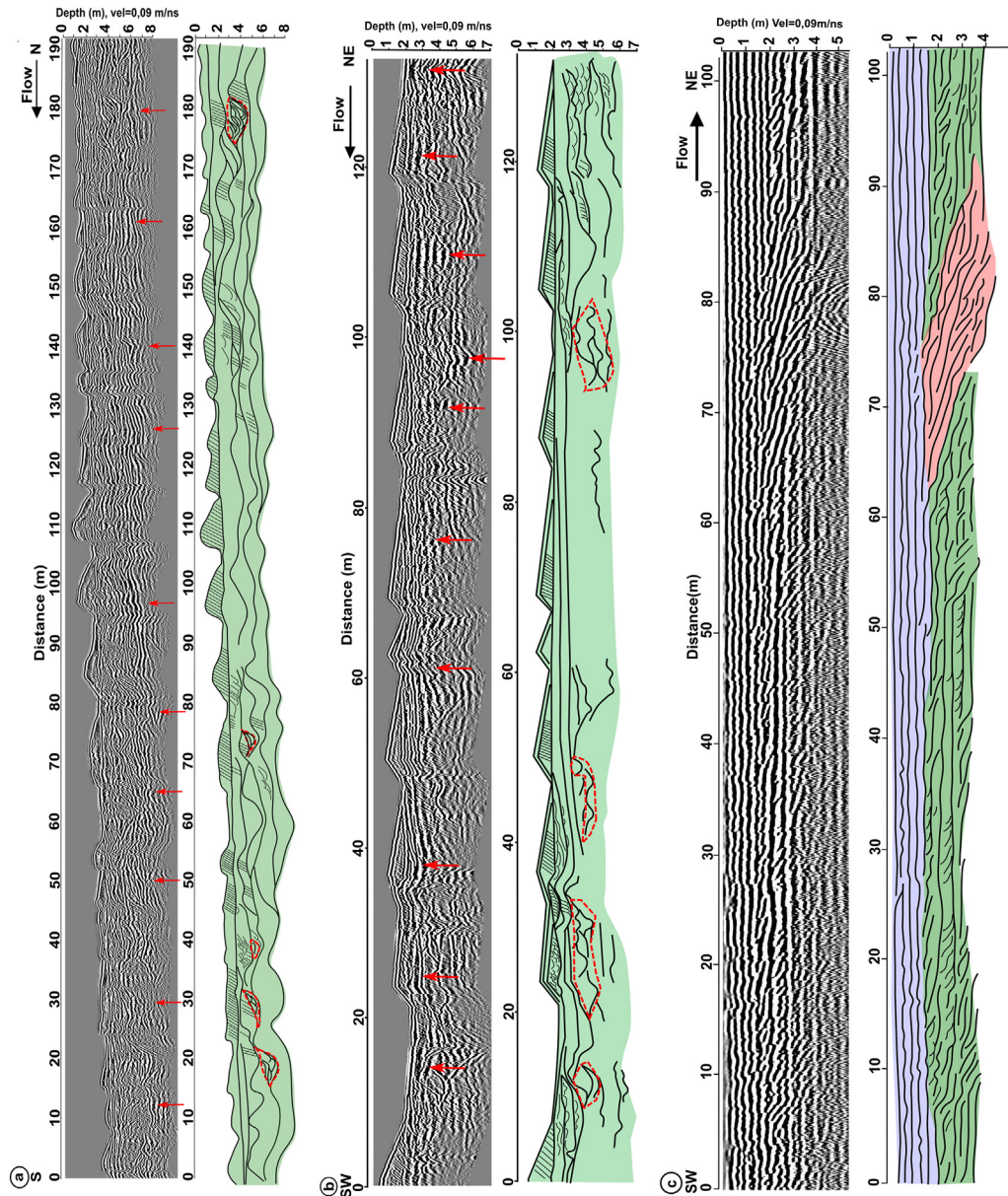
Seismic facies include two main types, those with high-angle inclined reflectors (S1) and those with sub-horizontal slightly undulating reflectors (S2: Table 5).

Seismic facies S1 is characterized by straight, parallel and continuous reflectors with high angle of inclination. These inclined reflectors typically have a lateral spacing of a few meters. In the SBP section, this facies occurs at depths of 4 to 8 m (the multiple seismic reflectors hamper visualization of real maximum depth). In bar 6 from position 530 m to position 590 m, units of facies S1 are >4 m thick (Fig. 13).

The high-angle inclined reflectors in S1 represent inclined depositional surfaces, most likely representing large-scale foresets, formed by bar migration. This seismic facies represents 6% of the total area in SBP sections of Fig. 13, and characterized lateral slip faces large-scale foresets deposits that may be up to 8 m thick in bar 6.

Seismic facies S2 is characterized by slightly undulating, sub-horizontal reflectors with high amplitude. In the SPB section, the facies occurs at depths of <1 m from the bar top, in units with lateral extension of several hundreds of meters (from position 200 m to 900 m in Fig. 13).

The strong reflectors imaged in facies S2 reflects a large acoustic impedance, probably caused by the presence of mud. This seismic facies



**Fig. 8.** Downstream sections in (a) Bar 1; (b) Bar 2 and (c) Bar 5. Red arrows point to areas with possible presence of mud. Red dotted traces represent interpreted troughs between dunes. Green color shows R2, red color R1a and blue color R3. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

forms 9% of total volume of bar 6 in Fig. 13. The seismic facies is interpreted as mud deposits, within a relatively thin and even bar top facies associations. Alternatively, this facies may be interpreted as mud deposits originated in a flow shadow zone, developed in front of a migrating bedform, at the base of the bar.

#### 4.4. Internal structures in trenches and GPR sections

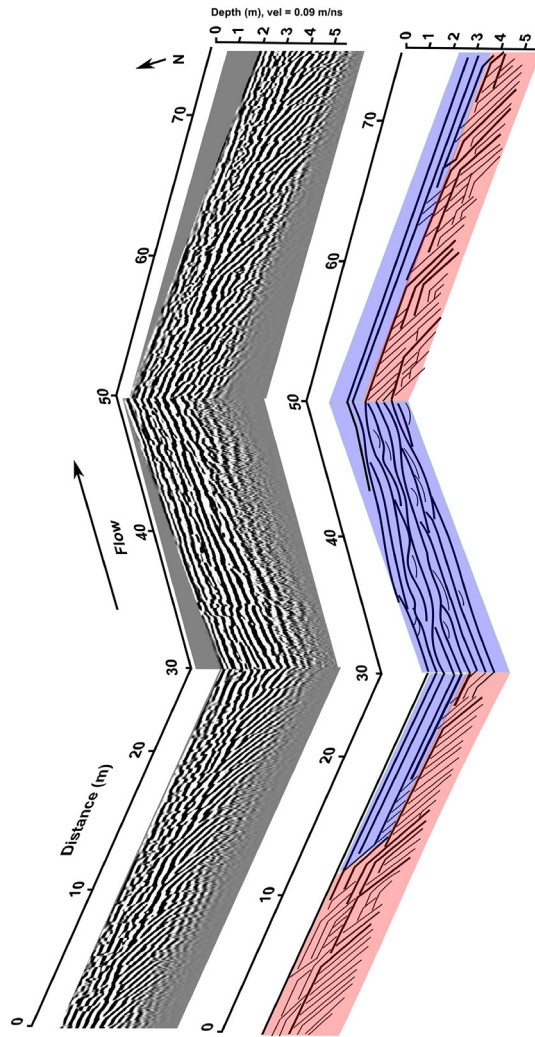
Trenches >2 m deep were excavated in order to compare observed internal structures with radar facies in the GPR sections. These trenches confirm the presence of sedimentary structures inferred from the radar facies, although with higher resolution. Trenches in bar increments with large dunes (bars 3 and 4) contained horizontal cm-scale, cosets with internal tabular cross-strata sets laterally transitioning into larger scale foresets (Fig. 14a), as shown in the GPR sections (Fig. 8, 130 m marker). Bar increments with small dunes (bars 1 and 2) display cm-scale tabular cross-strata sets that have migrated over mud-draped troughs (Fig. 14b), comparable to features shown in the GPR sections of bar 1 (Fig. 8a, b). Patterns of upward set-thickness decrease are locally

developed in some trenches (Fig. 14c), and are comparable to GPR sections where thinner cross-strata sets at shallower depths are interpreted from horizontal reflectors considered as cross-strata set bounding surfaces (Fig. 8c). Large m-scale cross-strata sets in bars 1 and 5, orthogonal to the flow direction, developed as steep bedforms related to lateral accretion components, are either low-angle cross-strata sets (Fig. 14e) or high-angle cross-strata sets (Fig. 14f). Similar high-angle and low-angle cross-strata sets are interpreted from GPR sections as lateral accretion components, where transitions between the two types are observed (Figs. 10, 11, 13). Large-scale foresets shown in trenches in bar 5 (Fig. 14f) are comparable with the radar facies in the GPR sections of bars 5 and 6 (Figs. 9, 10).

#### 4.5. Bar accretion components

Upstream, downstream and lateral bar accretion components were identified in the different types of bar increments, and can be classified according to their position relative to the bar core, as well as to their position in the small mid-channel bar. Given the varied modes of growth





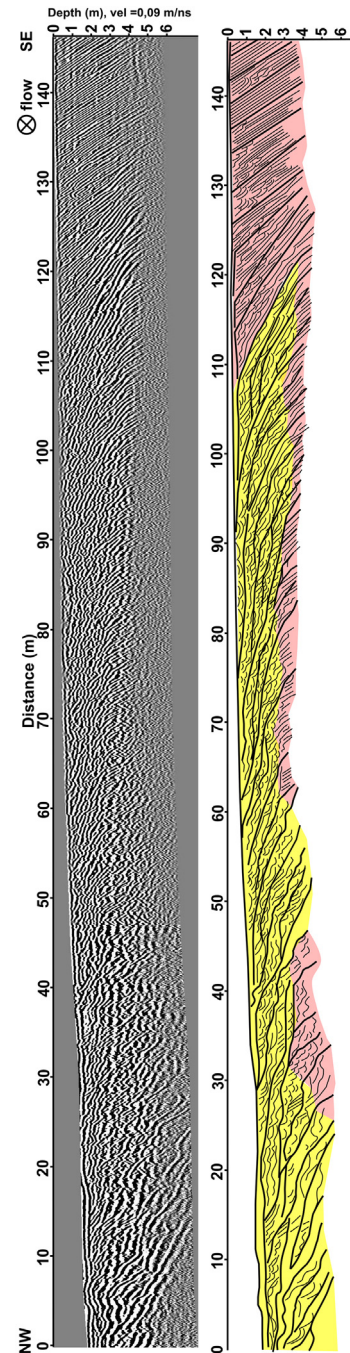
**Fig. 9.** Fence diagram and selected GPR sections in Bar 5 displaying lateral accretion component as seen in flow parallel and flow transverse views. Red color displays R1a and blue color is R3. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

and incorporation of increments in the larger bars, there is no one to one relationship between upstream, downstream and lateral bar accretion components and bar head, bar tail, bar side increments or small mid-channel bars (Table 6).

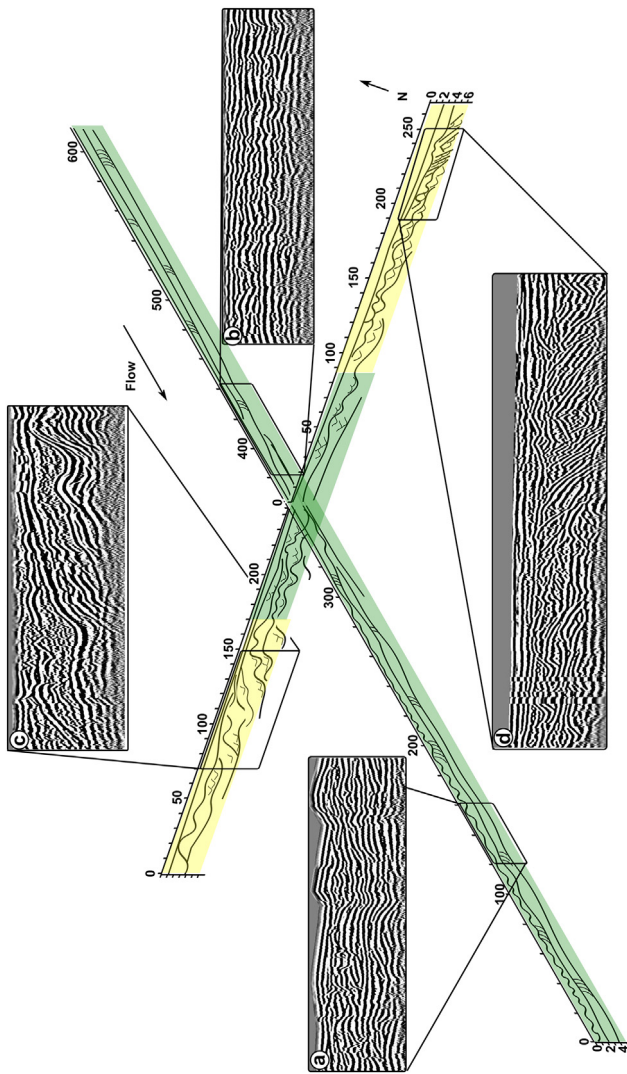
*Upstream accretion components* are observed in longitudinal sections in the upstream regions of different bar increment types, and are not restricted to bar-head increments or small mid-channel bars. Although the upstream accretion component shown in bar 1 developed in the upstream area of a small mid-channel bar, similar components are found in the upstream end of a bar-side increment, in bar 6, and in a bar-tail increment, in bar 3 (Fig. 2). Sections with this component are evident in Fig. 7 (bar 1- from 400 m to 600 m), Fig. 8 (bar 3) and Fig. 9 (bar 6, in the shallower area, above 2 m depth). These accretion components are characterized by radar facies R2 and R1a. Radar facies R2 accounts for 98% of the observed upstream accretion components, whereas R1a accounts for 2%. Transition between these two radar facies is evident in bar 4 (Fig. 8, from 120 to 140 m).

*Downstream accretion components* were observed in longitudinal sections in downstream areas of small mid-channel bars (bars 1 and 5), bar-tail increments (bar 2) and bar-side increments (bar 6, Fig. 4). Sections with this component are apparent in Fig. 11a (Bar 1), in Fig. 11b (Bar 2), in Fig. 12 (Bar 5 from 30 to 50 m), in Fig. 11c (Bar 6) and in Fig. 9 (Bar 6, below 2 m of depth). This accretion component

is characterized by radar facies R2, R1b and subordinately R3. Radar facies R2 accounts for 69% of the downstream accretion components, whereas R1b, for 27%, and R3, 5%. Transition between these radar facies is apparent in Figs. 9 and 11c. Downstream accretion components are also detected in the deeper region of a bar-head section, below 2 m of depth, in bar 5 (Fig. 9). This same section includes upstream accretion components on top of the downstream accretion components. Based on Landsat images, that reveal bar growth by oblique migration, it is assumed that the superposition of components reflects a period of bar head migration. A thinning upward succession is inferred from the upward transition from radar facies R2 (and laterally R1a) to R3 (Fig. 11c).



**Fig. 10.** GPR section of a lateral accretion component displaying the transition from R1b (yellow color) to R1a (red color) in Bar 6. Yellow color represents R1a and red color R1a. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



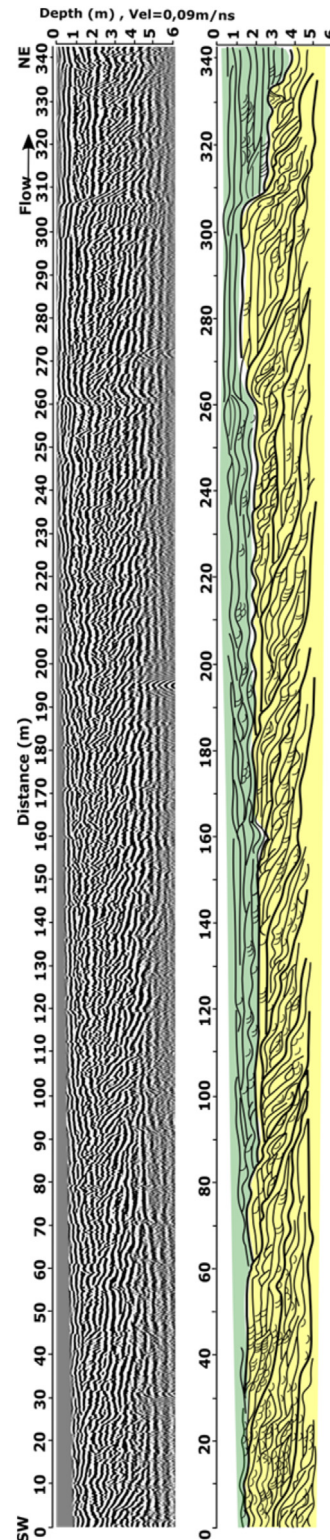
**Fig. 11.** Fence diagram and selected GPR sections in Bar 1. (a) downstream accretion; (b) upstream accretion; (c) lateral accretion. Yellow color displays R1b and green color R2. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

*Lateral accretion components* occur in the transversal sections of lateral regions of small mid-channel bars (bar 1 and 5) and bar-side increments (bar 6). Sections with this component are shown in Fig. 7 (Bar 1, from 0 to 150 m and from 350 to 500 m), in Fig. 12 (Bar 5, from 0 to 30 m and from 50 to 70 m) and in Fig. 13 (Bar 6). This component is characterized by radar facies R1a, R1b and R3. Radar facies R1b characterizes 80% of the lateral accretion components, whereas R1a accounts for 17% and R3, 3%. An SBP section shows that large scale foresets near the slip face bar margin are represented by seismic facies S1. In the seismic section, a thick mud layer can be inferred near the bar top, and at the base of the bar accretion component, both represented by seismic facies S2 (Fig. 14).

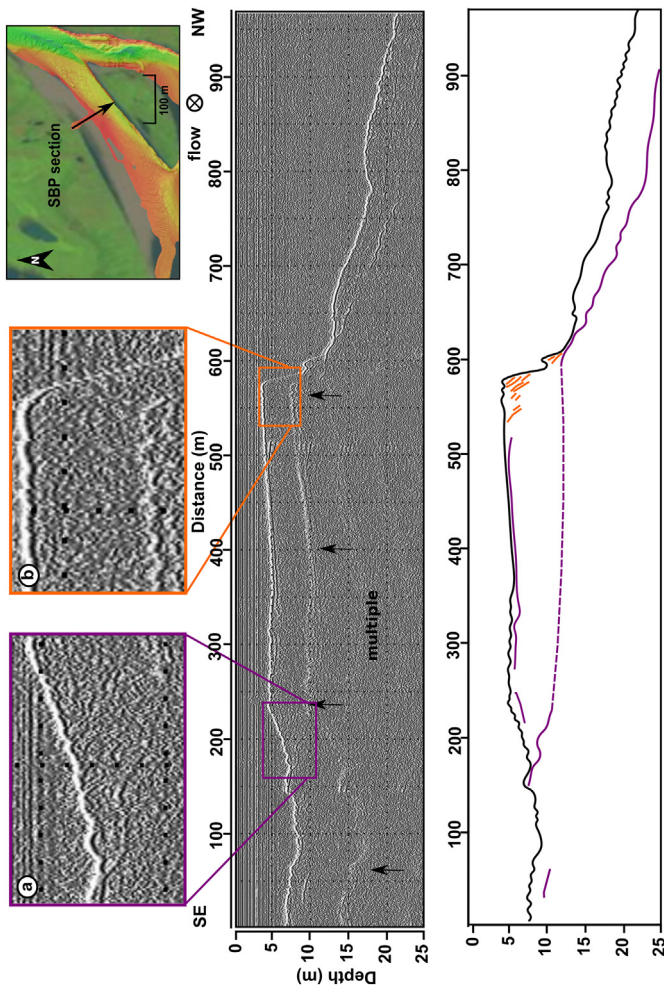
#### 4.6. Influence of discharge variations on morphology of bar tops

Calculations based on the Chezy-Manning equation were performed to compare reported coefficients of variation of smaller streams with those of the investigated bar tops. This required hydrographs were calculated for bars in geometric configurations similar to the investigated ones to be established using approximate bathymetric transversal profiles traced in the area of occurrence of the surveyed bars. In order to separate bar tops from thalwegs, profiles were divided in regions,

based on bathymetry, such that an integrated numerical solution of the Chezy-Manning equation leads to the determination of the discharge proportion flowing on top of the bars. In this way, a specific coefficient of variation was computed for each region of the profiles.



**Fig. 12.** Section in Bar 5 displaying upstream dipping cross-strata set boundaries (green area) over succession with downstream accretion surfaces (yellow area). Yellow color shows R1b and green color R2. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



**Fig. 13.** SBP section showing a lateral accretion component in B6 with large cross-strata sets related to the slip face margin in orange (S1) and mud layer and base boundary of bar accretion in purple (S2). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

The five surveyed bars with available detailed bathymetric data in Solimões River (bars 2, 3, 4, 5 and 6) were considered in this way. Coefficients of variation of peak discharge of the whole river, based on data from the nearest hydrograph for each bar (Santo Antônio do Iça station - bar 2, Itapéua station - bars 3 and 4 and Manacapuru station - bars 5 and 6, Fig. 1), varies from 0.07 to 0.1 (Fig. 15). The results indicate that, despite the extreme variation in discharge over the bars, the coefficient of variation of the annual peak discharge is controlled by the main channel, and varies between 0.11 and 0.2, placing these bar tops in the very low variance class of Fielding et al. (2018), for which preservation of bar-strata is expected (Table 7 and Fig. 15).

## 5. Discussion

### 5.1. River scale and the rock record

Average bar size co-increases according to the scale of the river (e.g., Bridge, 2003; Blum et al., 2013), such as discharge, width or depth. Large rivers may contain bars with lengths and widths >2 km and depths of several tens of meters (Table 7), as shown in previous works (Ashworth et al., 2000; Best et al., 2003; Sambrook Smith et al., 2009; Reesink et al., 2014). Small rivers, by comparison, have bars no longer than a few hundred meters, and have m-scale depths (e.g., Wooldridge and Hickin, 2005; Lunt and Bridge, 2004; Sambrook Smith et al., 2006; Mumpy et al., 2007). In this respect, our data was

compared to other published papers of large and small rivers, to analyze if such proportions are maintained in the bedforms that occur on the surface of these bars and in the internal structure.

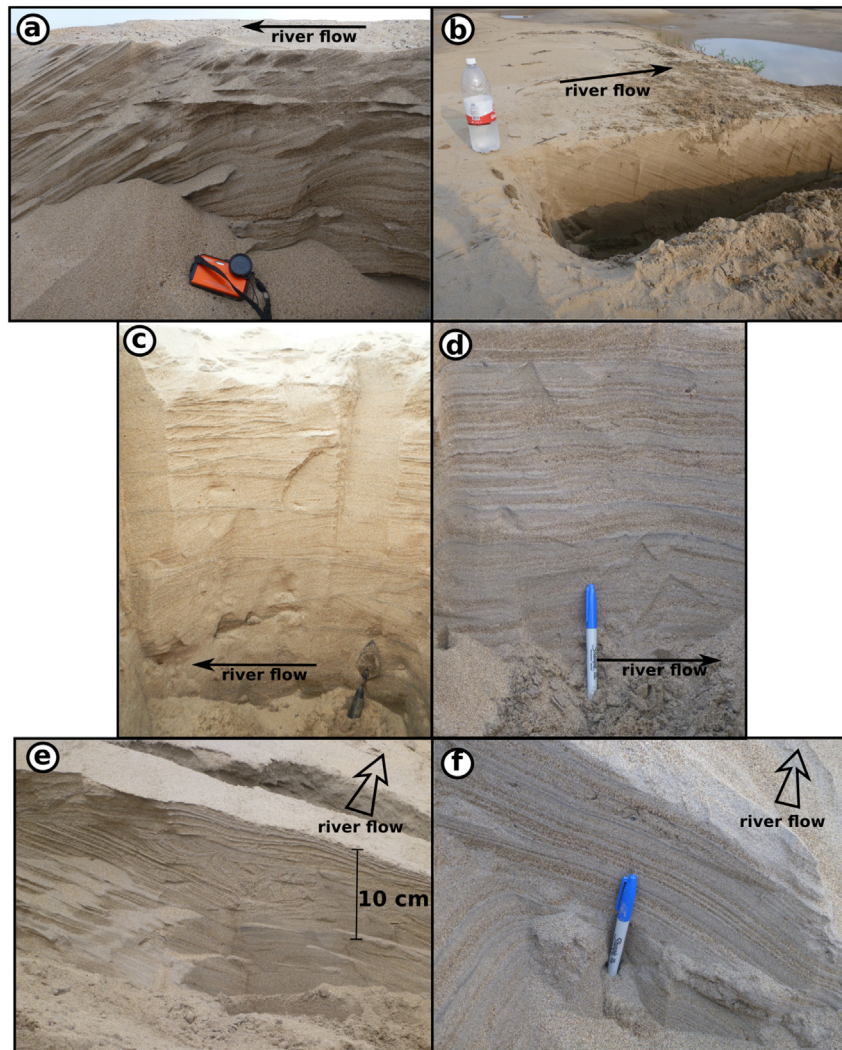
One particular feature of the Amazonian bars is the abundance of large dunes on the surface of the bar tops. These are coarse grained, frequently m-scale in height (never <0.5 m), and bear thin fine-grained deposits in the interdune troughs. Such dunes do not occur in bars from small rivers, and have not been described from other large rivers as well, such as Paraná (Argentina) or Jamuna (Bangladesh), where most of the m-scale bedforms are confined to deep-channel areas (Bristow, 1993; Best et al., 2003; Sambrook Smith et al., 2009). Nevertheless, the overall geometry of the Amazonian bars is similar to that described in other big rivers, with flat bar tops, m-scale slip faces lateral to bar sides and tails (Coleman, 1969; Bristow, 1993; Best et al., 2003; Sambrook Smith et al., 2009; Santos and Stevaux, 2000; Reesink et al., 2014). Therefore, bar-top bedforms, recorded in this study, clearly reflect river scale, since small rivers are reported to display only ripples on the bar tops, and small dunes within the channels (Wooldridge and Hickin, 2005; Lunt and Bridge, 2004; Mumpy et al., 2007). This is probably related to the maximum water depth on bar tops during floods, that may reach in excess of 15 m in the Solimões and Amazonas.

Internal structures do not reveal marked differences between large and small rivers. Instead, set thicknesses are comparatively uniform (Table 8). In general, the radar facies in the Solimões and Japurá rivers are very similar to the radar facies found in other rivers. This applies to both large rivers (e.g., Reesink et al., 2014) and smaller rivers (e.g., Wooldridge and Hickin, 2005; Lunt and Bridge, 2004; Mumpy et al., 2007; Reesink and Bridge, 2011), as previously observed by Reesink et al. (2014). The maximum set thickness observed in the upper bar portions is of 7 m, being generated by the advance of large-scale foresets (Fig. 13). Similar structures have been reported in the Jamuna River (Best et al., 2003) and the Paraná River (Sambrook Smith et al., 2009; Reesink et al., 2014). In small rivers, bar-side cross-strata set thicknesses are also of m-scale: from 1 m to 4 m (Wooldridge and Hickin, 2005; Lunt and Bridge, 2004; Sambrook Smith et al., 2006 (Table 8). In this way, most of the preserved internal structure does not reflect the river scale, and only the not common large-scale cross-strata sets do so.

In small fluvial systems, bar accretion elements are characterized by cross-bed-dominated deposits, bounded by inclined surfaces that extend from near the water surface to the channel thalweg (e.g., Allen, 1983; Miall, 1985, 1996; Bridge, 1993). In contrast, large-scale fluvial systems, such as the Brahmaputra River (Bangladesh) and the Paraná River (Argentina), contain discrete bar accretion elements incorporating cross-stratified cosets only near the bar tops (e.g., Ashworth et al., 2000; Best et al., 2003; Bridge and Lunt, 2006; Sambrook Smith et al., 2009; Reesink et al., 2014). These represent the upper parts of compound bars that are seasonally exposed at low stage (Bristow, 1993; Santos and Stevaux, 2000). In the absence of bar accretion surfaces extending to the channel thalweg, deep areas in large rivers are dominated by the migration of m-scale dunes on low-angle surfaces (Best et al., 2003; Reesink et al., 2014; Nicholas et al., 2015; Almeida et al., 2016; Galeazzi et al., 2018). In this respect, the bar of the Solimões River surveyed with MBES shows that the preserved bar forms are indeed restricted to shallow depths (5 to 7 m), occurring on top of dune deposits.

### 5.2. Discharge variation and preserved bar-form

Preservation of accretional components in the bar tops pose an interesting problem: despite the seasonal drying or extreme discharge reduction over the bar, they still preserve internal structures related to the bar form accretion at high flow stage, which is not typical of deposits formed under extreme discharge variability (e.g., Fielding et al., 2009, 2018). One possible approach to solve this question is to consider the variability of annual peak discharge as a measure of the degree of potential reworking of bar deposits (Fielding et al., 2018), considering that the annual peak discharge is responsible for most of the morphological



**Fig. 14.** Internal structures revealed in trenches used as basis for the radar facies interpretation. (a) cm-scale cross-strata sets with marked cross-strata set bounding surfaces merging downstream into larger accretion slip faces, Bar 3; (b) Large dune cross-strata, Bar 1; (c) Marked horizontal grain-size variation in the bounding surfaces of cm-scale cross-strata sets, Bar 6; (d) Marked horizontal grain-size variation in horizontal to low-angle lamination, Bar 5; (e) Slip face in lateral accretion component and slump structures, Bar 1; (f) Slip face in lateral accretion component, Bar 5.

change, and that similar peak discharges in a temporal series would lead to the construction of coherent bar increment strata recognizable in the rock record. Rare extreme events, with flows much greater than the annual peak discharge plus standard deviation, might not affect the preservation of bar deposits as much as a high interannual variation (Sambrook Smith et al., 2010; Fielding et al., 2018).

In contrast with smaller systems, in which preserved bar-form scale is comparable to whole channel depth, the investigated dataset reveals

that recognizable structures related to bar increments are only present in the uppermost few meters of each bar. Therefore, in order to analyze the conditions of bar increment formation in terms of the Fielding et al. (2018) criteria of interannual peak discharge coefficient of variation, it is necessary to calculate the discharge variation over the bars, considering the discharge of the whole system.

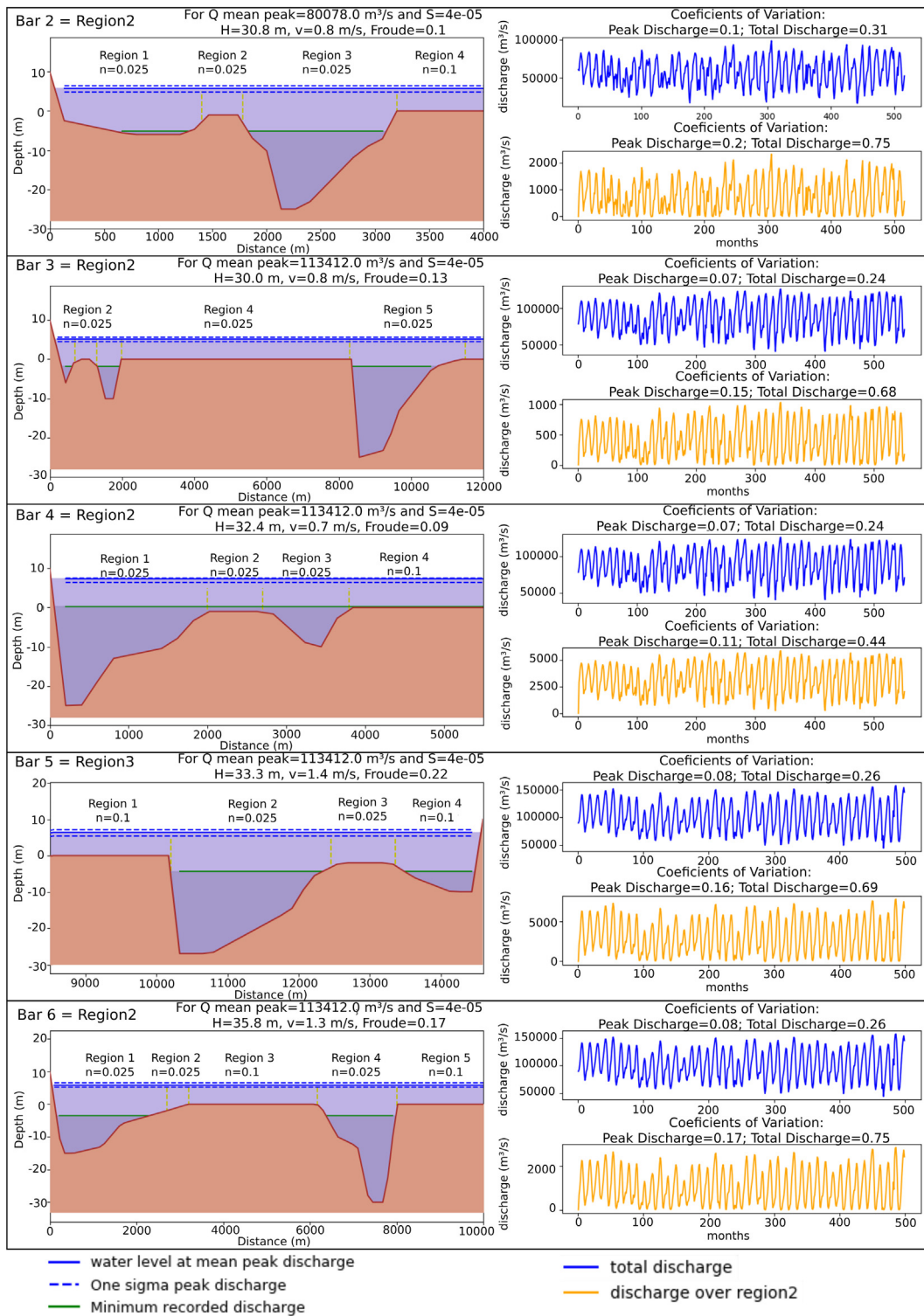
## 6. Conclusions

This paper describes the most common types of emergent bars in the anabranching Solimões and Japurá rivers, provides details of their internal structures and significantly expands the database on the sedimentary deposits of active large river systems. Based on satellite images, the following types of exposed non-vegetated sediment surfaces were identified: bar increments, small mid-channel bars, and bank-attached bars (Fig. 4), which commonly occur in the shallower secondary channels. GPR and field investigations combined with local MBES and SPB surveys show that these periodically emergent bars, which may reach several  $m^2$  to  $km^2$ , reveal 5 to 7 m-thick deposits that preserve evidence of bar increment growth in their internal structure.

Bars of the Solimões River exhibit dunes 0.5 m to 4 m in height. This in marked contrast to the smaller dunes previously described on bar tops in both large and small rivers. GPR surveys reveal that the internal

**Table 6**  
Bar accretion components definition and characterization.

Bar accretion components		
Upstream	Lateral	Downstream
Upstream regions in bars with, usually displaying large-scale dunes (medium to coarse sand) and mud drapes in the surface. Radar facies show upstream-inclined cosets associated with R1a and R2.	Lateral regions in bars, usually displaying aeolian ripples and medium-scale fluvial dunes on the surface. Radar facies show high-angle cross-strata sets (R1a) laterally passing to and from low-angle and inclined cosets (R1b).	Upstream regions in bars with small-scale dunes (fine to medium sand) and mud drapes on the surface. Radar facies indicate horizontal to low-angle downstream-dipping cosets (R2 and R3).



**Fig. 15.** Calculated discharge variation over five of the studied bars. Left column: simplified channel bed profiles and calculated water levels at different stages, based on the Chezy-Manning equation. Right column: blue lines - historical mean monthly discharge; yellow lines - calculated temporal series of the discharge over the bars of interest. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

structure of the bars support preservation of m-thick accretion elements, characterizing the upper third of the depth to the channel thalweg. Downstream accretion components appear on downstream increment with finer sand and small dunes, with mud lenses in the interdune troughs on the surface. These downstream accretion components are characterized by subsurface radar facies indicating horizontal to low-angle downstream-dipping cosets of medium- and small-scale

cross-strata sets. Lateral accretion components occur along bar sides, and are characterized by medium sand, with m-scale high-angle slip faces oblique to flow direction. These lateral accretion components are characterized by radar facies that indicate m-scale high-angle cross-strata sets that pass laterally into and from low-angle and inclined cosets, composed of dm-scale sets of cross strata. Upstream accretion components tend to contain coarse sand with granules and large

**Table 7**  
Resume of the results, including morphology, grain size, radar and seismic facies, bar accretion elements and Coefficient of variation of the peak discharge based on Fielding et al. (2018) classification.

Bar tops	Morphology (Figs. 4, 5)	GPR (Figs. 7-9) - SBP (Figs. 11-14)	Trenches (Fig. 10)	Coefficient of variation*
Bar 1 L x W: 0.5 × 0.5 km Location: Japurá River	Bar type: mid-channel unit bar. Bedforms on the surface: dunes <1 m high, with mud beds in the scours. Mean grain size: very fine to medium sand, well to very poorly sorted.	Bar accretion components: upstream, downstream and lateral. Radar facies: R1b (20%) and R2 (80%). One section and one fence GPR with 1 km path total.	dm-scale and cm-scale tabular and trough cross-strata sets.	–
Bar 2 L x W: 2.5 × 0.5 km Location: Solimões River	Bar type: bar tail increment. Bedforms on the surface: dunes <1 m high with mud beds in the scours. Mean grain size: fine to medium-sand, moderate to very poorly sorted.	Bar accretion components: downstream. Radar facies: R2 (100%). One GPR section with 120 m path	Dm-scale tabular cross-strata sets.	Total: CVQp* = 0.1 On the bar: CVQp* = 0.2
Bar 3 L x W: 2.5 × 1 km Location: Solimões River	Bar type: bar tail increment. Bedforms on the surface: dunes >3 m high with mud beds in the scours. Mean grain size: medium to coarse sand, very well to very poorly sorted.	Bar accretion components: upstream. Radar facies: R1a (5%) and R2 (95%). One GPR section with 160 m path.	cm-scale trough cross-strata sets.	Total: CVQp* = 0.07 On the bar: CVQp* = 0.15
Bar 4 L x W: 3 × 2.5 km Location: Solimões River	Bar type: bar head increment. Bedforms on the surface: dunes >1.5 m with mud beds in the scours. Mean grain size: medium to coarse sand, very well to very poorly sorted.	–	Lateral transition from m-scale cross-strata sets to cm-scale cross-strata sets.	Total: CVQp* = 0.7 On the bar: CVQp* = 0.11
Bar 5 L x W: 2 × 1 km Location: Solimões River	Bar type: bar side increment. Bedforms on the surface: roughly flat surface with a large-scale slip face. Mean grain size: medium sand.	Bar accretion components: downstream and lateral. Radar facies: R1a (48%) and R3 (52%). One fence GPR section with 70 m path.	m-scale and mm-scale plan-parallel sets.	Total: CVQp* = 0.08 On the bar: CVQp* = 0.16
Bar 6 L x W: 5 × 1 km Location: Solimões River	Bar type: bar side increment. Bedform on the surface: roughly flat surface with a lateral large-scale slip face. Mean grain size: medium sand, very well to poorly sorted.	Bar accretion components: upstream, downstream and lateral. Radar facies: R1a (9%), R1b (60%), R2 (25%) and R3 (6%). Three GPR section with 580 m path. Seismic facies: S1 (6%) and S2 (9%). One section with 950 m path.	m-scale cross-strata sets. Upward decreasing cross-strata set thickness.	Total: CVQp* = 0.08 On the bar: CVQp* = 0.17

dunes, with mud lenses deposited in interdune troughs. These components are characterized by radar facies confirming upstream-inclined cosets of m- and dm-scale cross-strata sets.

All the bars are subject to seasonal stage variation of as much as 10 m (Fig. 15), leading to periodic (seasonal) exposure. All bar tops, preserve coherent bar-form elements at the interannual time scale, which are not expected in streams with high interannual coefficient of variation of the peak discharge (Fielding et al., 2018). Calculations based on the Chezy-Manning equation reveal that the coefficient of variation of interannual peak discharge in bar top areas is actually low (below 0.2), being similar to streams that preserve bar forms.

All these accretion components in the Solimões and Japurá rivers are restricted to the upper few meters of the bar succession, migrating over low-angle, dune train surfaces that dominate the deep areas around bars and the thalwegs. as shown in MBES images, and described by Almeida et al. (2016) and Galeazzi et al. (2018). The recognizable bar-related structures are similar to those in smaller rivers except that they do not continue to channel thalweg. They are formed by only a

fraction of the total discharge, that has a similar behavior in terms of both magnitude and coefficient of variation of peak discharge.

We conclude that the large size of the bars and channels in these rivers is not directly reflected in any specific features that might be preserved in their sedimentary records (e.g., Reesink et al., 2014). We propose that the interpretation of large river bar deposits must rely on the recognition of full bar successions such as those proposed by Galeazzi et al. (2018), with an upper bar association displaying accretion components similar to the ones here described. A more voluminous data set from large rivers and longer-term studies of bar evolution within them is required to better document the process-product relations and reveal the intrinsic variability of deposits in specific settings within these large river systems.

#### Acknowledgments

The research was funded by the São Paulo Research Foundation (FAPESP) through Research Grants #2014/16739-8, #2016/03091-5, #2016/19736-5, #2017/06874-3, #2018/02197-0, #2012/50260-6

**Table 8**  
Comparison with other published GPR surveys.

River	Width (km)	Bar size (km <sup>2</sup> )	Discharge (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	Max depth (m)	Max set (m)
Solimões	1.5–4	4.5 × 1 - 1 × 0.5	58 × 10 <sup>3</sup> –101	20	5
Japurá	1.5	0.5 × 0.5	15 × 10 <sup>3</sup>	–	4
Paraná	2–3.5	3 × 1 - 1 × 0.5	15–18 × 10 <sup>3</sup>	18	6
Sambrook Smith et al., 2009 and Reesink et al., 2014					
Jamuna	2	2 × 1	21 × 10 <sup>3</sup>	16	8
Best et al., 2003					
Fraser	1.5	0.4 × 0.3	34 × 10 <sup>2</sup>	8	5
Wooldridge and Hickin, 2005					
Wisconsin	0.5	0.3 × 0.1	25 × 10 <sup>1</sup>	1.5	1.5
Mumpy et al., 2007					
Saskatchewan	0.4	0.2 × 0.1 - 0.1 × 0.1	23 × 10 <sup>1</sup>	–	2
Sambrook Smith et al., 2006					
Squamish	0.2	0.2 × 0.05	24 × 10 <sup>1</sup>	3	4
Wooldridge and Hickin, 2005					
Sagavanirktok	0.1	0.2 × 0.03	45	4	1
Lunt and Bridge, 2004					

(FAPESP-NSF NASA Biota/Dimensions of Biodiversity). We also thank CNPq for scholarship for R.P. Almeida (#305218/2009-3) and CAPES-DF (demanda social) for student scholarships. We thank the editor Jasper Knight and M. Joeckel, D. Long, A. Reesink and an anonymous reviewer for their thorough and constructive reviews of the manuscript.

## References

- Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, Bar-complexes and sandstones sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sediment. Geol.* 33, 237–293.
- Almeida, R.P., Galeazzi, C.P., Freitas, B.T., Janikian, L., Ianniruberto, M., Marconato, A., 2016. Large barchanoid dunes in the Amazon River and the rock record: implications for interpreting large river systems. *Earth Planet. Sci. Lett.* 454, 92–102.
- Ashworth, P.J., Lewin, J., 2012. How do big rivers come to be different? *Earth Sci. Rev.* 114, 84–107.
- Ashworth, P.J., Best, J.L., Roden, J.P., Bristow, C.S., Klaassen, G.J., 2000. Morphological evolution and dynamics of a large, sand braid-bar, Jamuna River, Bangladesh. *Sedimentology* 47, 533–555.
- Best, J.L., Ashworth, P.J., Bristow, C.S., Roden, J., 2003. Three-dimensional sedimentary architecture of a large, mid-channel sand braid bar, Jamuna River, Bangladesh. *J. Sediment. Res.* 73, 516–530.
- Best, J.L., Ashworth, P.J., Sarker, M.H., Roden, J.E., 2007. The Brahmaputra-Jamuna River, Bangladesh. In: Gupta, A. (Ed.), *Large Rivers: Geomorphology and Management*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 395–430.
- Bluck, B.J., 1971. Sedimentation in the meandering River Endrick. *Scott. J. Geol.* 7, 93–138.
- Blum, M., Martin, J., Milliken, K., Garvin, M., 2013. Paleovalley systems: insights from Quaternary analogs and experiments. *Earth-Science Rev.* 116, 128–169.
- Bridge, J.S., 1993. The interaction between channel geometry, waterflow, sediment transport and deposition in braided rivers. In: Best, J.L., Bristow, C.S. (Eds.), *Braided rivers*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 75, 13–72.
- Bridge, J.S., 2003. *Rivers and Floodplains*. vol. 554. Wiley-Blackwell, Oxford.
- Bridge, J.S., Lunt, I.A., 2006. Depositional models of braided rivers. In: Sambrook Smith, G.H., Best, J.L., Bristow, C.S., Petts, G. (Eds.), *Braided Rivers II*. Backwell, Oxford, pp. 11–50.
- Bridge, J.S., Tye, B., 2000. Interpreting the dimensions of ancient fluvial channel bars, channels, and channel belts from wireline-logs and cores. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 84, 1205–1228.
- Brierley, G.J., 1996. Channel morphology and element assemblages: a constructivist approach to facies modelling. In: Carling, P.A., Dawson, M.R. (Eds.), *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 263–298.
- Bristow, C.S., 1993. Sedimentary structures exposed in bar tops in the Brahmaputra River, Bangladesh. Best, J.L., Bristow, C.S. (Eds.), *Braided Rivers*. Geological Society of London, Special Publication 75, 277–289.
- Bristow, C., Carling, P.A., Dawson, M.R., 1996. Reconstructing fluvial channel morphology from sedimentary sequences. In: Carling, P.A., Dawson, M.R. (Eds.), *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*. Wiley Chichester, pp. 351–371.
- Cant, D.J., Walker, R.G., 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology* 25, 625–648.
- Coleman, J.M., 1969. Brahmaputra river: channel processes and sedimentation. *Sediment. Geol.* 3, 129–239.
- Crowley, K.D., 1983. Large-scale bed configurations (macroforms), Platte River basin, Colorado and Nebraska: primary structures and formative processes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 17–133.
- Fielding, C.R., 2007. Sedimentology and stratigraphy of large river deposits: recognition in the ancient record, and distinction from 'Incised Valley Fills'. In: Gupta, A. (Ed.), *Large Rivers: Geomorphology and Management*. John Wiley and Sons Chichester, pp. 97–113.
- Fielding, C.R., Allen, J.P., Alexander, J., Gibling, M.R., 2009. Facies model for fluvial systems in the seasonal tropics and subtropics. *Geology* 37, 623–626.
- Fielding, C.R., Alexander, J., Allen, J.P., 2018. The role of discharge variability in the formation and preservation of alluvial sediment bodies. *Sediment. Geol.* 365, 1–20.
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos river bar: a study on the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Petrol.* 27, 3–26.
- Galeazzi, C.P., Almeida, R.P., Mazoca, C.E., Best, J.L., Freitas, B.T., Ianniruberto, M., Cisneros, J., Tamura, L.N., 2018. The significance of superimposed dunes in the Amazon River: implications for how large rivers are identified in the rock record. *Sedimentology* 65, 2388–2403.
- Gawthorpe, R.L., Collier, R.E., Alexandre, J., Bridge, J.S., Leeder, M.R., 1993. Ground penetrating radar: application to sandbody geometry and heterogeneity studies. In: North, C.P., Prosser, D.J. (Eds.), *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society Special Publications, London, pp. 421–432.
- Gupta, A., 2007. *Large Rivers: Geomorphology and Management*. John Wiley & Sons, Chichester (689 pp).
- Hovius, N., 1998. Controls of sediments supply by large rivers. In: Shanley, K. McCabe (Ed.), *Relative role of eustasy climate and tectonism in continental rocks*. Society for Sedimentary Petrology, Special Publication 59, pp. 3–16.
- Jol, H.M., Bristow, C.S., 2003. GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. In: Jol, H.M., Bristow, C.S. (Eds.), *Ground Penetrating Radar in sediments*. Geological Society, London, Special Publications 211, pp. 9–27.
- Latrubesse, E.M., 2008. Patterns of anabranching channels: the ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology* 101, 130–145.
- Latrubesse, E.M., Franzinelli, E., 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. 44 pp. 241–257.
- Latrubesse, E.M., Stevaux, J.C., Sinha, R., 2005. Tropical rivers. *Geomorphology* 70, 187–206.
- Lunt, I.A., Bridge, J.S., 2004. Evolution and deposits of a gravelly braid bar, Sagavanirktok River, Alaska. *Sedimentology* 51, 415–432.
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.* 22, 261–308.
- Miall, A.D., 1988. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 72, 682–697.
- Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. vol. 668. Springer, Berlin.
- Miall, A.D., 2000. *Facies analysis*. Miall, A.D., *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer, Berlin, pp. 141–248.
- Miall, A.D., 2006. How do we identify big rivers? And how big is big? *Sediment. Geol.* 186, 39–50.
- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology* 91, 1–21.
- Mumpy, A.J., Jol, H.M., Kean, W.F., Isbell, J.L., 2007. Architecture and sedimentology of an active braid bar in the Wisconsin River based on 3-D ground penetrating radar. In: Baker, G.S., Jol, H.M. (Eds.), *Stratigraphic Analyses Using GPR*. vol. 432, pp. 111–131 Geological Society of America Special Publication.
- Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth Sci. Rev.* 66, 261–330.
- Nicholas, A.P., Sambrook Smith, G.H., Amsler, M.L., Ashworth, P.J., Best, J.L., Hardy, R.J., Lane, S.N., Orfeo, O., Parsons, D.R., Reesink, A.J.H., Sandbach, S.D., Simpson, C.J., Szupiany, R.N., 2015. The role of discharge variability in determining alluvial stratigraphy. *Geology* 44, 3–6.
- Planet Team, 2019. Planet application program interface: in space for life on earth. San Francisco, CA. <https://api.planet.com>.
- Potter, P.E., 1978. Significance and Origin of big Rivers. *J. Geol.* 86, 13–33.
- Reesink, A.J.H., Bridge, J.S., 2011. Evidence of Bedform Superimposition and Flow Unsteadiness In Unit-Bar Deposits, South Saskatchewan River, Canada. *J. Sediment. Res.* 81, 814–840.
- Reesink, A.J.H., Ashworth, P.J., Sambrook Smith, G.H., Best, J.L., Parsons, D.R., Amsler, M.L., Hardy, R.J., Lane, S.N., Nicholas, A.P., Orfeo, O., Sandbach, S.D., Simpson, C.J., Szupiany, R.N., 2014. Scales and causes of heterogeneity in bars in a large multi-channel river: Río Paraná, Argentina. *Sedimentology* 61, 1055–1085.
- Rozo, M.G., Nogueira, A.C.R., Truckenbrodt, W., 2012. The anastomosing pattern and the extensively distributed scroll bars in the middle Amazon River. *Earth Surf. Process. Landforms* 37, 1471–1488.
- Sambrook Smith, G.H., Ashworth, P.J., Best, J.L., Woodward, J., Simpson, C.J., 2006. The sedimentology and alluvial architecture of the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology* 53, 413–434.
- Sambrook Smith, G.H., Ashworth, P.J., Best, J.L., Lunt, I.A., Orfeo, O., Parsons, D.R., 2009. The Sedimentology and Alluvial Architecture of a large Braid Bar, Rio Parana, Argentina. *J. Sediment. Res.* 79, 629–642.
- Sambrook Smith, G.H., Best, J.L., Ashworth, P.J., Lane, S.N., Parker, N.O., Lunt, I.A., Thomas, R.E., Simpson, C.J., 2010. Can we distinguish flood frequency and magnitude in the sedimentological record of rivers? *Geology* 38, 579–582.
- Santos, M.L., Stevaux, J.C., 2000. Facies and architectural analysis of channel sandy macroforms in the upper Parana river. *Quaternary International* 72, 87–94.
- Wohl, E.E., 2007. Hydrology and Discharge. In: Gupta, A. (Ed.), *Large Rivers: Geomorphology and Management*, Large Rivers: Geomorphology and Management. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 29–41.
- Wooldridge, C.L., Hickin, E.J., 2005. Radar architecture and evolution of channel bars in wandering gravel-bed rivers: Fraser and Squamish rivers, British Columbia, Canada. *J. Sediment. Res.* 75, 844–860.