



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Oceanografia

Natalia Caldas Albuquerque

**Morfologia, distribuição e mecanismos condicionantes das feições de  
instabilidade de talude da Bacia da Foz do Amazonas, Margem Equatorial  
Brasileira**

Rio de Janeiro

2020

Natalia Caldas Albuquerque

**Morfologia, distribuição e mecanismos condicionantes das feições de instabilidade de talude da Bacia da Foz do Amazonas, Margem Equatorial Brasileira**

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geologia Marinha, Geomorfologia.

Orientador: Prof. Dr. Antônio Tadeu dos Reis

Coorientadora: Prof.<sup>a</sup> Dra. Silvia Ceramicola

Rio de Janeiro

2020

CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

A345 Albuquerque, Natalia Caldas.  
Morfologia, distribuição e mecanismos condicionantes das feições de instabilidade de talude da Bacia da Foz do Amazonas, Margem Equatorial Brasileira / Natalia Caldas Albuquerque. – 2020.  
214 f.: il.

Orientador: Antônio Tadeu dos Reis.  
Coorientadora: Silvia Ceramicola.  
Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Oceanografia.

1. Topografia submarina – Amazonas, Rio, Bacia – Teses. 2. Sedimentação e depósitos – Amazonas, Rio, Bacia – Teses. 3. Transporte de sedimentos – Amazonas, Rio, Bacia – Teses. 4. Taludes (Mecânica do solo) – Amazonas, Rio, Bacia – Teses. 5. Plataforma continental – Amazonas, Rio, Bacia. 6. Massas de água – Amazonas, Rio, Bacia – Teses. I. Reis, Antônio Tadeu dos. II. Ceramicola, Silvia. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Oceanografia. IV. Título.

CDU 551.46:551.3.051(282.281.3)

Bibliotecária responsável: Taciane Ferreira da Silva / CRB-7: 6337

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese, desde que citada a fonte.

---

Assinatura

---

Data

Natalia Caldas Albuquerque

**Morfologia, distribuição e mecanismos condicionantes das feições de instabilidade de talude da Bacia da Foz do Amazonas, Margem Equatorial Brasileira**

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geologia Marinha, Geomorfologia.

Aprovada em 23 de novembro de 2020.

Orientador: Prof. Dr. Antônio Tadeu dos Reis

Faculdade de Oceanografia – UERJ

Coorientadora: Prof.<sup>a</sup> Dra. Silvia Ceramicola

Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale

Banca Examinadora:



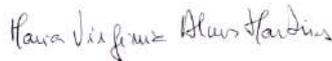
---

Prof. Dr. Arthur Ayres-Neto  
Universidade Federal Fluminense



---

Prof. Dr. Cleverton Guizan Silva  
Universidade Federal Fluminense



---

Prof.<sup>a</sup> Dra. Maria Virgínia Alves Martins  
Faculdade de Geologia – UERJ



---

Prof.<sup>a</sup> Dra. Josefa Varela Guerra  
Faculdade de Oceanografia – UERJ

Rio de Janeiro

2020

## AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Tadeu, pela companhia nesta longa jornada que se iniciou no mestrado. Agradeço pelo tempo dedicado, pelo conhecimento transmitido e conversas sobre a vida;

A minha família, amigos e pessoas com quem cruzei no decorrer da vida acadêmica, que enriqueceram a caminhada;

Ao professor Cleverson, sempre solícito, gentil e disposto a contribuir;

Ao professor Arthur, que ajudou no desenvolvimento deste trabalho com dicas preciosas;

A professora Silvia Ceramicola, que me recebeu na Itália de braços abertos e compartilhou muito de sua experiência, durante o período do doutorado sanduíche;

Ao Claudio Rabe, que colaborou em algumas das etapas desta tese, sempre muito atencioso e positivo;

A professora Josefa, figura querida desde a graduação e muito presente nestes últimos anos, agradeço por toda a ajuda - principalmente nesta reta final;

A professora Virgínia, por ter aceitado embarcar na etapa final deste projeto;

Um forte agradecimento à Capes, pelo financiamento e apoio à ciência; à ANP (Agência Nacional do Petróleo) e às companhias CGG, GAIA e FUGRO pela base de dados compartilhada e permissão para publicações. Agradecimento especial à Marinha do Brasil (DHN-LEPLAC - Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira) pela disponibilização da base de dados e parceria. Agradecimentos à IHS Markit pelo fornecimento de licenças educacionais, para uso do software IHS Kingdom®.

E a UERJ, minha faculdade querida, que segue resistindo e persistindo frente às adversidades.

Quem quer passar além do Bojador  
Tem que passar além da dor.  
Deus ao mar o perigo e o abismo deu  
Mas nele é que espelhou o céu.

*Fernando Pessoa*

## RESUMO

ALBUQUERQUE, Natalia Caldas. *Morfologia, distribuição e mecanismos condicionantes das feições de instabilidade de talude da Bacia da Foz do Amazonas, Margem Equatorial Brasileira*. 2020. 214f. Tese (Doutorado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

O presente trabalho propõe um cenário atualizado quanto a ocorrência e distribuição de feições associadas aos processos de instabilidade na região do talude da bacia da Foz do Amazonas. Foram realizadas interpretações morfobatimétricas e sísmicas, baseadas em dados recentemente disponibilizados - que incluíam perfis geofísicos de maior resolução (perfis de 3.5 kHz e batimetria multifeixe ao longo da trajetória do navio) e um novo modelo batimétrico digital - aos dados de sísmica 2D pré-existentes para a área, que revelaram a ocorrência de amplas e recentes remobilizações submarinas na bacia. Dois setores principais onde instabilidades submarinas ocorrem foram distinguidos de acordo com sua expressão morfológica, em termos de dimensões e comprimentos: as zonas SE/ NO e Central. Nos (i) taludes SE e NO (flancos do Leque do Amazonas) foram identificadas zonas de remoção bastante significativas em área (até 5.630 km<sup>2</sup>) e desníveis verticais (até ~1300m), em zonas com gradientes de até ~12°, alcançando ~3250m de profundidade. Estas zonas seriam as áreas-fonte para os MTDs coesos observados talude abaixo, com comprimentos totais (distância mapeável entre a porção mais rasa da zona de cabeceira e a porção mais distal de fundo do mar perturbado) de ~285 Km. Ao contrário, o ii. setor central - coincidente com o Leque do Amazonas - experimentou altas taxas de sedimentação gerando uma morfologia suavizada (<3°). As zonas de cabeceira se localizam entre 390 e 2850m de profundidade e são menores em altura (<180m) e em áreas individuais (<1620km<sup>2</sup>). Ainda para esta região, ocorrem escarpas estruturalmente induzidas, como resultado do impacto causado pelas estruturas da tectônica gravitacional, gerando desníveis verticais >600m. Foram associadas a fluxos desintegrativos, com comprimentos totais >170Km. Enquanto os MTDs coesos provavelmente representam reologias mais resistentes e/ou sedimentos mais antigos envolvidos, MTDs desintegrativos seriam compostos de material menos resistentes e/ou mais recentes – o que seria esperado para a porção central da bacia, onde o leque do Amazonas teria se desenvolvido a partir do Mioceno Superior. Os principais mecanismos condicionantes das instabilidades incluem altas taxas de sedimentação - variáveis ao longo dos diferentes setores de talude - e a altas pressões, onde a presença de uma unidade superpressurizada age como superfície de destacamento mais superior para a sucessão do leque, induzindo o deslizamento dos estratos depositados acima da mesma. Análises conjugadas compararam os MTDs expostos no fundo atual (este trabalho) com as ocorrências previamente mapeadas dentro da sucessão Plioceno-Quaternária. Pôde-se concluir que: (i) ambos os depósitos (expostos *versus* pretéritos) apresentam distribuição espacial similar por toda a bacia, demonstrando recorrência dos processos de ressedimentação; (ii) no entanto, nos flancos SE e NO as instabilidades são menos frequentes e, em conjunto com uma tendência de retrogradação, originam cicatrizes de remoção maiores e mais profundas; envolvendo significativos volumes remobilizados. A identificação dos principais *geohazards* na bacia da Foz do Amazonas faz-se necessária uma vez que a bacia representa uma nova fronteira em potencial de hidrocarbonetos na margem brasileira, e os resultados podem vir a servir de subsídio a futuros projetos de gerenciamento de riscos na bacia.

Palavras-chave: Morfologia de fundo. Movimentos de massa submarinos. Processos gravitacionalmente induzidos. Depósitos de transporte de massa. Leque do Amazonas.

## ABSTRACT

ALBUQUERQUE, Natalia Caldas. *Morphology, distribution and conditioning mechanisms of the slope instability features of the Offshore Amazon basin, Brazilian Equatorial Margin*. 2020. 214f. Tese (Doutorado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

In the present study we propose an up-to-date scenario for the occurrence of slope instability features that affect the Offshore Amazon basin. Interpretation of newly available high-resolution acoustic data (3.5 kHz and along-track multibeam profiles) integrated with new bathymetric digital models together with the re-interpretation of pre-existing 2D multichannel seismic lines revealed the occurrence of widespread recent submarine instabilities across large domains of the basin. Two main distinct areas where slope instabilities occur could thus be distinguished according to their morphological expression in terms of extension and size: the SE/NW and Central slopes: (i) the SE and NW slopes, located on the flanks of the Amazon Fan, exhibit large scar zones (up to 5.630 km<sup>2</sup>) and significative vertical reliefs (up to 1300m high), in areas with slope gradients up to 12°, reaching ~3250m depths. These scar zones would be the source to mostly cohesive MTDs observed downslope, with total lengths (total mappable length of the slide from the upslope shallower scar to the downslope limit of connected deposit) of ~285km; contrarily, (ii) the Central Sector – that coincides with the location of Amazon deep-sea fan - received higher sediment inputs, which is reflected by smoother slope gradients (<3°). Those slide scars occur between ~380 and 2850m, are normally smaller in area (<1600km<sup>2</sup>) cutting much shallower into the stratigraphy (scarps <180m high). Also in central sector, structurally-driven scars are found, as a result of gravity-tectonic structures that strongly impact seafloor, generating vertical reliefs >600m. They were predominantly associated to desintegrative MTDs, with impressive total lengths > 170Km downslope. While cohesive MTDs probably represent stronger rheologies and/or older sediments involved, desintegrative MTDs would consist in weaker and/or younger sediments remobilized – what would be expected due to the development of the Amazon Fan from Upper Miocene – Recent on central basin. Principal preconditioning factors include high sedimentation rates - variable along the distinct slope sectors - and the presence of anomalous pressures, as the overpressured unit that act as the most superior *décollement* level to the fan succession, promoting the gliding and deformation of strata located above. Comparing instability features and deposits from the present study with deeper sediment slide occurrences previously mapped within the Pliocene-Quaternary stratigraphy succession, we could conclude that: (i) both gravity-driven processes (exposed ones *versus* ancient) present similar areal distribution on the Central and on SE/NO sectors, showing that instability processes are quite recurrent; (ii) however, on NW and SE sectors, seafloor instabilities are less frequent, and together with normal upslope scarps retrogradation, lead to the development of much larger and deeper slide scars, as well as to higher volumes of sediment remobilizations, on the flanks of the Amazon fan. The identification of main geohazards on the Offshore Amazon basin is necessary since this basin represents a new frontier considering the hydrocarbon potential in the brazilian margin, and the results can subside future projects of hazard and risk assessment in the area.

Keywords: Seafloor morphology. Submarine mass movements. Gravity-driven processes. Mass-transport deposits. Amazon Fan.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localização e limites da Bacia da Foz do Amazonas .....	22
Figura 2 –	Carta estratigráfica da Bacia da Foz do Amazonas.....	25
Figura 3 –	Leque do Amazonas e principais limites fisiográficos .....	28
Figura 4 –	Perfil sísmico com os domínios estruturais extensional e compressivo na Bacia da Foz do Amazonas .....	30
Figura 5 –	Mapa conjugado das estruturas da tectônica gravitacional e principais depocentros da Bacia da Foz do Amazonas.....	32
Figura 6 –	Mapa conjugado das estruturas da tectônica gravitacional e depocentros para o intervalo 2Ma-Recente .....	34
Figura 7 –	Localização dos principais depósitos de transporte de massa identificados na Bacia da Foz do Amazonas .....	36
Figura 8 –	Complexos de megadeslizamentos identificados em subsuperfície, nos diferentes setores da bacia .....	38
Figura 9 –	Perfil sísmico típico da região NO da Bacia da Foz do Amazonas .....	40
Figura 10 –	Seção sísmica que ilustra a região central da bacia (Leque do Amazonas) e os MTDs identificados à frente do cinturão compressivo .....	41
Figura 11 –	Perfil sísmico típico da porção central da bacia, afetada pela tectônica gravitacional, que ilustra o deslizamento de massas sobre superfícies basais .....	42
Figura 12 –	Perfil sísmico que ilustra as proeminentes escarpas e depósitos de massas remobilizadas que compõem o Pará-Maranhão Megaslide Complex (PMMC) .....	43
Figura 13–	Distribuição, em planta, das diferentes unidades que compõem o Pará-Maranhão Megaslide Complex (PMMC) .....	44
Figura 14 –	Perfil sísmico ilustrando unidade sísmica basal composta por refletores de amplitude anormalmente alta, na base de um sistema de canal e dique marginal .....	46
Figura 15 –	Complexo de canais e diques marginais identificados na região central superior do Leque do Amazonas e perfil esquemático que ilustra a distribuição dos complexos de canais, em subsuperfície .....	47

Figura 16 –	Sistemas de canais e diques marginais mapeados para a porção mais superior do Leque do Amazonas .....	48
Figura 17 –	Curva esquemática do nível do mar e estágios isotópicos associados aos sistemas de canais e diques marginais identificados para a porção quaternária do Leque do Amazonas .....	48
Figura 18 –	Principais sequências sísmicas e fases de desenvolvimento mapeados para o Leque do Amazonas .....	50
Figura 19 –	Batimetria multifeixe que ilustra a porção superior do deslizamento de Storegga, na Noruega .....	55
Figura 20 –	Histogramas com as principais faixas de gradientes e contextos morfológicos de ocorrência dos deslizamentos submarinos, a partir de dados que contemplam a margem atlântica americana .....	56
Figura 21 –	Classificação dos tipos de movimentos de talude e processos associados	58
Figura 22 –	Esquema ilustrativo dos principais tipos de processos gravitacionalmente induzidos em águas profundas .....	59
Figura 23 –	Exemplo sísmico de depósito de slide (Ana slide, Mar Mediterrâneo) ...	61
Figura 24 –	Exemplo sísmico de depósitos de slumps quaternários da Bacia de Campos .....	62
Figura 25 –	Exemplo sísmico de <i>debris flows</i> , identificado em bacia do tipo <i>piggy-back</i> na margem do Mar Jônico .....	63
Figura 26 –	Batimetria multifeixe da zona de cabeceira do Complexo de Slides de Goleta, canal de Santa Bárbara, Califórnia .....	65
Figura 27 –	Exemplo sísmico de escarpa erosiva principal, blocos falhados e ecofácies de remobilizações na margem uruguaia .....	65
Figura 28 –	Perfil sísmico que ilustra estruturas imbricadas devido ao confinamento frontal experimentado pelo depósito de transporte de massa, na Bacia da Foz do Amazonas .....	66
Figura 29 –	Presença de falhas e blocos no topo do deslizamento de Storegga (Noruega) .....	67
Figura 30 –	Ondas de sedimentos paralelas ao talude distribuídas pelo fundo submarino .....	67
Figura 31 –	Esquema de forças que determinam a condição de estabilidade de um talude .....	68

Figura 32 –	Modelos propostos para colapsos de talude, englobando duas situações distintas de rápida acumulação versus baixa permeabilidade dos sedimentos, na geração de pressões anormalmente altas .....	73
Figura 33 –	Base de dados utilizada neste projeto .....	76
Figura 34 –	Principais geometrias e padrões de terminação de refletores sísmicos ....	77
Figura 35 –	Exemplo de detalhamento de feições erosivas através do uso dos perfis de alta resolução .....	79
Figura 36 –	Detalhamento de feições erosivas através do uso dos perfis de alta resolução .....	80
Figura 37 –	Exemplo de dados sísmicos que possibilitaram a visualização de diferentes tipos de escarpas na bacia .....	81
Figura 38 –	Exemplo de canais meandrantés mapeados na bacia da Foz do Amazonas, observados nos dados de batimetria multifeixe .....	81
Figura 39 –	Desenho esquemático que ilustra o processo de mapeamento e classificação das ecofácies nos perfis de alta resolução (3.5 kHz), de acordo com as principais características dos refletores sísmicos .....	83
Figura 40 –	Mapa da porção central da bacia da Foz do Amazonas, com malha de dados utilizada nos projetos pioneiros que investigaram a Leque do Amazonas e adjacências .....	85
Figura 41 –	Medições e terminologias empregadas neste trabalho para o reconhecimento das feições de ruptura e depósitos associados .....	86
Figura 42 –	Dados de batimetria multifeixe que ilustram os tipos de fundo observados neste trabalho .....	88
Figura 43 –	Modelo digital de terreno atualizado da Bacia da Foz do Amazonas, gerado a partir de grid disponibilizado pela Marinha do Brasil .....	91
Figura 44 –	Modelo digital de terreno da Bacia da Foz do Amazonas .....	92
Figura 45 –	Mapa de gradiente de fundo da Bacia da Foz do Amazonas .....	93
Figura 46 –	Mapa de gradiente e localização dos perfis topográficos que ilustram as principais feições identificadas plataforma continental .....	95
Figura 47 –	Perfis topográficos que ilustram a plataforma continental .....	96
Figura 48 –	Mapa de gradiente e localização dos perfis topográficos que ilustram as principais feições identificadas para o talude e bacia profunda .....	98
Figura 49 –	Perfis topográficos que ilustram a região de talude continental da Bacia	

	da Foz do Amazonas .....	99
Figura 50 –	Distribuição das ecofácies individuais reconhecidas para a porção superior da coluna estratigráfica da Bacia da Foz do Amazonas .....	106
Figura 51 –	Distribuição das principais categorias de ecofácies (ecofácies agrupadas) mapeadas nos perfis de 3.5 kHz .....	107
Figura 52 –	Mapas batimétrico, de gradiente e de direção de mergulho do talude da porção SE da Bacia da Foz do Amazonas, com destaque para as principais feições erosivas .....	109
Figura 53 –	Modelo batimétrico 3D da porção SE da Bacia da Foz do Amazonas, com feições erosivas interpretadas .....	110
Figura 54 –	Localização e perfil longitudinal da Escarpa SE1 .....	111
Figura 55 –	Perfil longitudinal e dados de batimetria multifeixe que ilustram a Escarpa SE1 .....	113
Figura 56 –	Dados sísmicos que ilustram o talvegue do paleovale do Rio Tocantins e a distribuição de extensos MTDs em subsuperfície, na área contígua à Escarpa SE1 .....	114
Figura 57 –	Mapa batimétrico e perfil longitudinal do Anfiteatro 1 .....	115
Figura 58 –	Perfis transversais ao longo do Anfiteatro 1 .....	116
Figura 59 –	Perfis sísmicos que ilustram as distintas características morfológicas que compõem o Anfiteatro 1 (Escarpa SE1) .....	117
Figura 60 –	Perfil de alta-resolução que ilustra as ecofácies hiperbólicas recobrem o fundo na porção proximal do Anfiteatro 1 .....	118
Figura 61 –	Perfil de alta-resolução e batimetria multifeixe que ilustram os blocos superficiais, definidos por falhas normais, que ocorrem na região mais profunda contígua a escarpa SE2, na região SE da margem .....	119
Figura 62 –	Mapa batimétrico e perfil longitudinal do Anfiteatro 2 .....	120
Figura 63 –	Evolução morfológica do Anfiteatro 2 ao longo do talude SE .....	121
Figura 64 –	Perfil topográfico e dados de batimetria multifeixe que ilustram a borda NO do Anfiteatro .....	122
Figura 65 –	Linha sísmica de orientação strike que ilustra o Anfiteatro 2 .....	123
Figura 66 –	Perfil de alta-resolução (3.5 kHz) que intercepta o Anfiteatro 2 (talude SE) .....	125
Figura 67 –	Perfil batimétrico e batimetria multifeixe da região caracterizada pela	

	presença de um alto topográfico suave, próximo ao limite norte do Anfiteatro 2 .....	126
Figura 68 –	Perfil sísmico que ilustra a presença de MTDs empilhados verticalmente, limitados por sistemas de canais e diques marginais em subsuperfície e borda oeste do Anfiteatro 2, localmente afetada por falhamentos normais .....	127
Figura 69 –	Perfis topográfico e sísmico da zona intermediária localizada entre os Anfiteatros 1 e 2, no talude SE .....	129
Figura 70 –	Mapa de direção de mergulho do talude da região SE, com destaque para ravinas e cânions .....	131
Figura 71 –	Evolução morfológica dos cânions da região SE da Bacia da Foz do Amazonas, para diferentes profundidades na região de talude .....	132
Figura 72 –	Ocorrência de debris flows pontuais no interior dos talwegues dos cânions da região SE .....	133
Figura 73 –	Seção regional da margem SE, que ilustra a pilha sedimentar do Leque do Amazonas, os relevos dos Anfiteatros 1 e 2 e os cânions de SE .....	134
Figura 74 –	Modelos batimétrico, de gradiente e de direção de mergulho do talude central da Bacia da Foz do Amazonas e principais zonas de remoção observadas .....	135
Figura 75 –	Modelo 3D do talude da região central da Bacia da Foz do Amazonas, com destaque para as principais zonas de remoção observadas .....	136
Figura 76 –	Perfis topográficos transversais que ilustram a Escarpa C1 .....	137
Figura 77 –	Zona de evacuação predominantemente fossilizada da Escarpa C1 .....	138
Figura 78 –	Batimetria multifeixe ilustrando o fundo homogêneo da Escarpa C1 .....	139
Figura 79 –	Mapa batimétrico com as principais zonas de instabilidade observadas na porção leste do Canal do Amazonas .....	140
Figura 80 –	Perfis sísmicos que ilustram a Escarpa C1 e os MTDs localizados em porção distal do talude, em subsuperfície .....	141
Figura 81 –	Escarpa erosiva C2, parcialmente recoberta por massas remobilizada ....	142
Figura 82 –	Perfis topográficos transversais à Escarpa C2 .....	143
Figura 83 –	Perfis sísmicos transversais à escarpa C2, que ilustram a erosão do dique marginal do canal do Amazonas .....	144
Figura 84 –	Mapa batimétrico e perfil topográfico que ilustra o significativo entrincheiramento da zona de remoção C3, na porção NO central da	

	margem .....	145
Figura 85 –	Perfis sísmicos que interceptam a Escarpa C3 .....	146
Figura 86 –	Perfil de alta-resolução que intercepta a porção proximal da Escarpa C3, caracterizada por perfil irregular .....	147
Figura 87 –	Perfil de alta resolução (3.5 kHz) sobre mapa de gradiente, que intercepta as escarpas C2 e C3 e demonstra a existência de morfologia bastante irregular e massas superficiais remobilizadas em superfície .....	148
Figura 88 –	Batimetria multifeixe demonstrando um fundo heterogêneo para as escarpas C2 e C3 na porção proximal, contrastando com maior homogeneidade nas porções mais profundas .....	149
Figura 89 –	Mapa batimétrico com perfis topográfico e sísmico que ilustram as escarpas estruturais na região de quebra de plataforma/talude superior, originadas pelas falhas normais lítricas que compõem o domínio extensional da tectônica gravitacional .....	150
Figura 90 –	MTDs sísmicamente transparentes presentes na região associada ao Domínio Extensional da tectônica gravitacional .....	151
Figura 91 –	MTDs sísmicamente transparentes observados na região de quebra de plataforma/talude superior (interpretados como <i>debris flows</i> ) no setor central da bacia, e que se intercalam com áreas superficialmente erodidas .....	152
Figura 92 –	Perfis de alta-resolução que ilustram o fundo central NO, caracterizado por degraus morfológicos, pequenas escarpas e massas remobilizadas na superfície .....	153
Figura 93 –	Ocorrência de delgados corpos sísmicos (interpretados como <i>debris flows</i> ) entre as escarpas estruturais relacionadas ao domínio compressivo da tectônica gravitacional atuante no Leque do Amazonas .....	155
Figura 94 –	Exemplos sísmicos de como as estruturas da tectônica gravitacional (particularmente do domínio compressivo) impactam o fundo marinho atual .....	156
Figura 95 –	Perfis sísmicos que ilustram as escarpas estruturais que caracterizam o domínio compressivo NO da tectônica gravitacional .....	167
Figura 96 –	Perfis de 3.5 kHz (a) e topográfico (b) que interceptam a Elevação do Ceará, na bacia central profunda .....	158
Figura 97 –	Perfil sísmico na face NO da Elevação do Ceará, caracterizado pelo	

	processo de rastejamento ( <i>creeping</i> ) das camadas .....	158
Figura 98 –	Mapas batimétrico, de gradiente e de direção de mergulho do talude para o setor NO da bacia da Foz do Amazonas, com destaque para as feições erosivas mapeadas .....	160
Figura 99 –	Modelo 3D do talude da região NO da bacia, com as principais feições morfológicas interpretadas .....	161
Figura 100 –	Perfis topográficos longitudinal e transversal à Escarpa NO, situada no flanco oeste do Leque do Amazonas .....	161
Figura 101 –	Perfil topográfico e dados de batimetria multifeixe ilustram os limites laterais da Escarpa NO .....	162
Figura 102 –	Dados sísmicos que contemplam os limites laterais da Escarpa NO e MTDs em subsuperfície .....	163
Figura 103 –	Perfil de alta-resolução localizado no interior da zona de remoção da Escarpa NO, que ilustra os ecos de remobilização que recobrem o fundo..	165
Figura 104 –	Ecofácies predominantemente transparentes (interpretados como <i>debris flows</i> ) identificadas no fundo da Escarpa NO e áreas adjacentes .....	166
Figura 105 –	Ocorrência de diferentes tipos de remobilização na região NO da margem, com intercalação de ecos hiperbólicos e transparentes .....	166
Figura 106 –	Batimetria multifeixe que ilustra a presença de fundo de textura rugosa na região NO da margem, provavelmente associado à cobertura por massas remobilizadas oriundas da Escarpa NO .....	167
Figura 107 –	Perfil sísmico que demonstra a presença de canais e diques marginais preservados em subsuperfície e recobertos por MTDs na porção NO e Central da margem .....	168
Figura 108 –	Escarpa NO caracterizada por refletores truncados e expostos no fundo atual .....	170
Figura 109 –	Evolução morfológica dos cânions de borda de plataforma do setor NO com a profundidade .....	172
Figura 110 –	Perfil sísmico que ilustra a região ocupada pelos cânions no setor NO da bacia, caracterizada por talvegues que gradam de perfis em V para perfis em U, com a profundidade; e por falhamentos nas áreas intercanais .....	173
Figura 111 –	Tipos de escarpas (erosivas e estruturais erosivas) identificadas nas principais zonas de remoção que compõem a Bacia da Foz do Amazonas	177

Figura 112 –	Domínios sedimentares da Bacia da Foz do Amazonas .....	179
Figura 113 –	Domínio das Escarpas e MTDs na Bacia da Foz do Amazonas .....	180
Figura 114 –	Principais MTDs expostos na superfície (mapeados neste trabalho) comparados aos MTDs rasos mapeados em trabalhos prévios para a Bacia da Foz do Amazonas .....	185
Figura 115 –	Principais MTDs expostos na superfície (mapeados neste trabalho) comparados aos MTDs soterrados mapeados em trabalhos prévios para a Bacia da Foz do Amazonas .....	186
Figura 116 –	Comparação quanto à distribuição dos MTDs superficiais e soterrados, demonstrando tendência a retrogradação das feições erosivas .....	187
Figura 117 –	Perfil sísmico de orientação strike que ilustra a distribuição espacial dos MTDs em subsuperfície, na coluna estratigráfica da bacia da Foz do Amazonas, com destaque para as diferenças entre os setores SE e NO versus setor central .....	189
Figura 118 –	Posição das escarpas modernas mapeadas neste estudo em comparação com os depocentros mapeados para a bacia, no período 2Ma – Recente .	192
Figura 119 –	Mapa conjugado das feições erosivas identificadas na Bacia da Foz do Amazonas e atividades desenvolvidas na bacia, para delimitação das zonas críticas na bacia .....	195
Figura 120 –	Mapa batimétrico ilustrando a medição dos principais parâmetros morfométricos obtidos neste trabalho.....	213
Figura 121 –	Mapa geomorfológico da Bacia da Foz do Amazonas .....	214

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Principais ecofácies identificadas para a porção estratigráfica superior da bacia da Foz do Amazonas e interpretação dos principais processos sedimentares associados, com base em perfis de alta-resolução (3.5 kHz)..	101
Tabela 2 – Principais ecofácies identificadas para a porção estratigráfica superior da bacia da Foz do Amazonas e interpretação dos principais processos sedimentares associados, com base em perfis de alta-resolução (3.5 kHz)..	102
Tabela 3 – Parâmetros morfométricos aproximados medidos para as zonas de remoção identificadas no talude da Bacia da Foz do Amazonas.....	211
Tabela 4 – Parâmetros morfométricos aproximados medidos para os depósitos de transporte de massa identificados na região de talude e bacia profunda da Bacia da Foz do Amazonas.....	212

## SUMÁRIO

	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	18
1	<b>ÁREA DE ESTUDO</b> .....	21
1.1	<b>Bacia da Foz do Amazonas e implementação do Leque do Amazonas</b> .....	21
1.1.1	<u>O Leque Submarino do Amazonas</u> .....	25
1.2	<b>A Tectônica Gravitacional atuante na bacia da Foz do Amazonas</b> .....	29
1.3	<b>Sedimentação de origem gravitacional na Bacia da Foz do Amazonas: depósitos de transporte de massa e sistemas de canais e diques marginais</b> .....	34
2	<b>OBJETIVOS</b> .....	51
3	<b>PANORAMA ATUAL SOBRE OS PROCESSOS DE TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DE MASSA SUBMARINOS OBSERVADOS EM DIVERSOS CONTEXTOS GEOLÓGICOS</b> .....	52
3.1	<b>Movimentos de Massa Submarinos: Definição e Ocorrência</b> .....	52
3.2	<b>Classificação dos Movimentos de Massa</b> .....	57
3.3	<b>Feições Morfológicas tipicamente associadas a processos de remobilização no fundo marinho</b> .....	63
3.4	<b>Fatores que favorecem a instabilidade de fundo e principais mecanismos disparadores dos deslizamentos submarinos</b> .....	68
4	<b>BASE DE DADOS E METODOLOGIA</b> .....	75
4.1	<b>Base de Dados</b> .....	75
4.2	<b>Metodologia</b> .....	78
4.2.1	<u>Etapas do mapeamento morfobatimétrico e sísmico</u> .....	78
4.2.2	<u>Terminologia utilizada e obtenção dos parâmetros morfométricos básicos</u> ...	86
5	<b>RESULTADOS</b> .....	91
5.1	<b>Morfologia Regional da Bacia da Foz do Amazonas</b> .....	91
5.1.1	<u>Morfologia geral da plataforma continental</u> .....	93
5.1.2	<u>Morfologia geral do talude continental</u> .....	97
5.2	<b>Relação entre a distribuição das ecofácies (perfis 3.5 kHz) e processos deposicionais</b> .....	100
5.3	<b>Feições morfobatimétricas superficiais e de remobilização sedimentar</b>	108
5.3.1	<u>Setor SE</u> .....	108

5.3.2	<u>Setor Central</u> .....	134
5.3.3	<u>Setor Noroeste</u> .....	159
6	<b>DISCUSSÃO</b> .....	174
6.1	<b>Origem das escarpas principais das zonas de remoção</b> .....	174
6.1.1	<u>Escarpas com expressão no fundo atual</u> .....	174
6.1.2	<u>Escarpas estruturalmente induzidas</u> .....	175
6.2	<b>Principais domínios dos MTDs Rasos/Modernos e distintos estilos de remobilização na escala da Bacia da Foz do Amazonas</b> .....	177
6.3	<b>MTDs rasos vistos na escala sísmica versus MTDs modernos distribuídos no fundo marinho atual (identificados neste estudo)</b> .....	184
6.4	<b>Fatores pré-condicionantes e mecanismos disparadores atuando nos diferentes domínios de talude</b> .....	190
6.5	<b>Zonas críticas propostas para a bacia, de acordo com a distribuição dos processos perigosos mapeados (Geohazards)</b> .....	194
	<b>CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS</b> .....	196
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	198
	<b>APÊNDICE A</b> – Parâmetros morfométricos aproximados medidos para as zonas de remoção identificadas no talude da Bacia da Foz do Amazonas .....	211
	<b>APÊNDICE B</b> – Parâmetros morfométricos aproximados medidos para os depósitos de transporte de massa identificados na região de talude e bacia profunda da Bacia da Foz do Amazonas .....	212
	<b>APÊNDICE C</b> – Mapa batimétrico com os principais parâmetros morfométricos medidos para as escarpas, depósitos de remobilização e áreas ocupadas pelas estruturas da tectônica gravitacional na bacia da Foz do Amazonas .....	213
	<b>APÊNDICE D</b> – Mapa geomorfológico da Bacia da Foz do Amazonas.....	214

## INTRODUÇÃO

Processos gravitacionais submarinos constituem os principais responsáveis pela transferência de sedimentos de áreas mais rasas para as porções mais profundas dos oceanos, dissecando e moldando significativamente o relevo de fundo submarino. Os depósitos de transporte de massa (chamados neste documento de MTDs – *mass transport deposits*) e feições correlatas (como zonas/cicatrices de remoção, escarpas e seus limites laterais, blocos falhados e/ou basculados, entre outros) representam elementos arquiteturais recorrentes nas bacias marginais ao redor do mundo, presentes em uma ampla gama de contextos geológicos (margens ativas e passivas; cones vulcânicos, taludes abertos, etc.) e constituem um dos principais processos perigosos (*geohazards*) reportados para os ambientes subaquáticos. A importância quanto à ocorrência de MTDs se traduz na questão econômica, onde MTDs podem constituir unidades selantes ou até mesmo produtoras (no caso de MTDs mais arenosos) nos sistemas petrolíferos (Moscardelli & Wood, 2008; Shanmugam, 2006; Meckel, 2011); assim como movimentos de talude podem afetar diretamente estruturas, como cabos e plataformas, impactando atividades de telecomunicação e de exploração em águas profundas (Heezen & Ewing, 1952, Solheim et al., 2005; Thomas et al., 2010). Além disso, para as populações costeiras, representam risco pelo potencial de geração de ondas do tipo tsunami como consequência aos deslizamentos, como nos casos de Nice (França) e Papua Nova Guiné (Kelner et al., 2014; Tappin et al., 2003, 2008), onde perdas humanas foram reportadas. Sendo assim, a caracterização do fundo marinho tem recebido cada vez mais atenção por parte da comunidade científica, já que, seja em escala regional ou de detalhe, o reconhecimento e delimitação das feições indicadoras de remobilização sedimentar representam o primeiro passo para uma possível avaliação e gestão de riscos das bacias marinhas, onde os impactos de tais processos sobre vidas humanas e infraestruturas é avaliado (Chiocci & Ridente, 2011).

Na bacia da Foz do Amazonas, estudos pioneiros foram desenvolvidos por Damuth & Embley (1981) e Damuth et al. (1988) e, posteriormente, pela campanha 155 do Ocean Drilling Program (ODP) (Flood & Piper, 1997; Maslin et al., 2005), com base em dados acústicos de alta resolução. Tais estudos tiveram como foco o Leque do Amazonas, na porção central da bacia, visando principalmente o reconhecimento e investigação dos sistemas de canais e diques marginais preservados no fundo e subfundo. Adicionalmente, foram identificados MTDs quaternários na porção superior da sucessão estratigráfica da bacia, que se interdigitam com os sistemas de canais, em subsuperfície. A partir dos anos 2000, uma nova base de dados, mais

ampla e constituída por linhas sísmicas multicanal 2D, permitiu a identificação de massas alóctones de idade Mioceno-Quaternária, com até 700m de espessura. Estes corpos de massas remobilizadas, que se empilham verticalmente no registro estratigráfico, foram agrupadas em complexos de deslizamentos (Araújo et al., 2009; Reis et al., 2010; Reis et al., 2016; Silva et al., 2016), notavelmente presentes nos setores NO e SE da bacia, mas também na porção central, coincidente com o Leque do Amazonas. No entanto, a falta de dados de alta resolução não havia permitido profundas investigações acerca da instabilidades mais recentes ou em curso nos setores SE e NO, fazendo com que áreas suscetíveis a deslizamentos permanecessem desconhecidas nestas localidades.

O presente trabalho teve como principal objetivo identificar e delimitar a ocorrência de estruturas na porção mais superior da coluna estratigráfica local (*subsea shallow surface*) associadas aos processos de ruptura e remobilização sedimentar na região do talude, em escala regional, de acordo com a resolução da base de dados disponível. Para isto, um grid composto por perfis de 3.5 kHz, batimetria multifeixe e um set de linhas sísmicas mono e multicanal – mais recentemente disponibilizado pelo Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC), da Marinha do Brasil - foi incorporado à base de dados sísmicos 2D previamente existente. A análise destes dados permitiu: (i) investigar os processos de instabilidades recentes/em curso nos taludes de SE e NO da bacia, para detectar, qualitativamente, áreas de maior propensão a deslizamentos submarinos; (ii) revisitar a área central da bacia (~Leque do Amazonas) onde ocorrências de instabilidades mais superficiais já haviam sido reportadas na década de 80. Estes resultados visam subsidiar uma possível gestão de riscos da bacia - já que a bacia da Foz do Amazonas representa uma bacia promissora em termos de ocorrência de hidrocarbonetos, e poços exploratórios já se encontram em fase de perfuração por diversas companhias petrolíferas. Cabos submarinos também se encontram dispostos sobre o assoalho da bacia, em águas mais profundas.

Por fim, esse estudo foi realizado em uma parceria CAPPES – IODP (International Ocean Discovery Program, antigo ODP), na temática Mudanças Climáticas e Riscos Geológicos Submarinos ("Geohazards"), expressos em seu Plano de Temas Científicos para o período 2013-2020. Neste sentido, o presente trabalho auxiliou a subsidiar a nova proposta de exploração e perfuração do programa IODP na região, recentemente aprovada.

Esta tese encontra-se dividida em oito capítulos:

O Capítulo I aborda o contexto geológico da área de estudo e detalha os processos gravitacionais, de diferentes escalas de tempo e espaço, que afetam a bacia da Foz do Amazonas: as instabilidades submarinas previamente mapeadas e o regime tectônico

gravitacional. Além disso, aborda a implementação do Leque do Amazonas na região do Atlântico Equatorial;

O Capítulo II apresenta uma síntese dos principais objetivos desta tese;

O Capítulo III apresenta uma revisão acerca das instabilidades submarinas presentes em diversas margens do mundo, assim como os contextos geológicos envolvidos;

O capítulo IV descreve a base de dados e a metodologia empregadas;

O capítulo V descreve os resultados obtidos nas etapas de mapeamento morfobatimétrico e sísmico do fundo marinho regional, com descrição detalhada das feições preservadas no fundo correlacionáveis a movimentos de talude mais recentes;

O Capítulo VI desenvolve uma discussão acerca dos distintos domínios sedimentares reconhecidos na bacia, com especial detalhamento para o domínio de ocorrência dos MTDs (foco deste projeto). Além disso, foram apontadas as zonas críticas da bacia - qualitativamente identificadas - que demandam especial atenção, por apresentarem feições relacionadas a remobilizações geologicamente mais recentes localizadas próximas a atividades humanas, e onde os impactos de processos perigosos seriam potencialmente maiores. Por fim, uma revisão e discussão acerca dos possíveis mecanismos indutores dos movimentos de massa no talude é proposta, assim como uma breve discussão acerca da evolução espacial das instabilidades submarinas na coluna estratigráfica para o período Plio-Quaternário.

O Capítulo VII apresenta as principais conclusões obtidas neste trabalho e perspectivas a serem exploradas em trabalhos futuros;

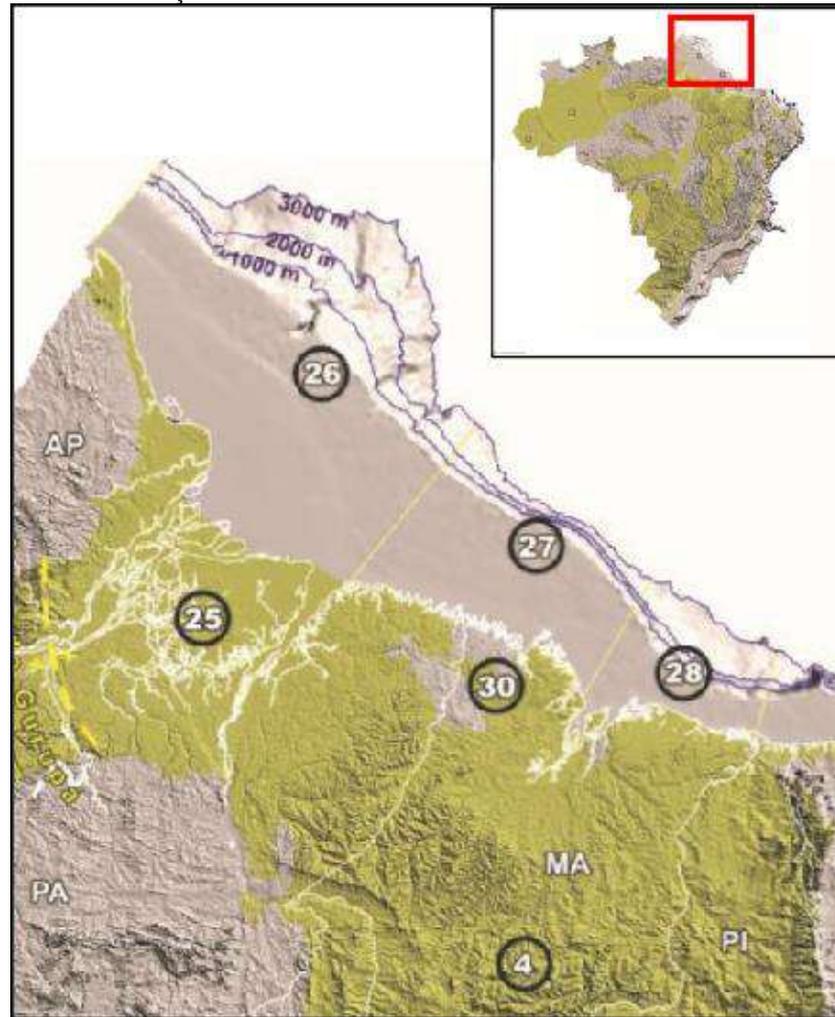
Por fim, o Capítulo VIII apresenta a bibliografia que subsidiou a elaboração desta tese.

## **1 ÁREA DE ESTUDO**

### **1.1 Bacia da Foz do Amazonas e implementação do Leque do Amazonas**

A bacia da Foz do Amazonas (Fig. 1) encontra-se localizada na margem equatorial brasileira, segmento este que inclui ainda as bacias Pará-Maranhão, Barreirinhas, Ceará e Potiguar. Possui aproximadamente 350.00 km<sup>2</sup> de área submersa e está situada no extremo oeste da margem, onde faz limite geográfico com a Guiana Francesa. É limitada a noroeste pelo platô de Demerara, e a sudeste pela bacia Pará-Maranhão. O limite SE da bacia é variável de acordo com alguns autores, sendo adotado, neste trabalho, os limites propostos pela Agência Nacional do Petróleo (ANP).

Figura 1 – Localização e limites da bacia da Foz do Amazonas.



Nota: bacia da Foz do Amazonas (número 26, na figura), na margem atlântica brasileira. O Leque submarino do Amazonas se destaca como principal feição desta margem.  
 Fonte: Milani et al.(2007).

Este segmento da margem apresenta uma linha de costa com amplas reentrâncias e altamente recortada, e as significativas variações de maré são determinantes na morfologia e sedimentação locais. O Golfão Amazônico - com 350 km de largura e profundidades de quebra entre 75 a 115m - representa a maior largura da plataforma continental observada na margem brasileira, e está associado aos depocentros das bacias de Marajó (Foz do Amazonas) e do Baixo Amazonas. São ainda reportados para a área vales submarinos e cânions que cortam as bordas da plataforma, onde a maioria não se relaciona com sistemas de drenagem atuais (Palma, 1979).

A margem equatorial brasileira apresenta um contexto evolutivo de margem do tipo transformante, originado durante a separação das placas sul-americana e africana. Este contexto geológico resultou em um padrão distinto em relação as bacias brasileiras convencionais do tipo *rift* (como as da porção leste), onde a subsidência é controlada por uma importante falha normal de borda, associada à leques conglomeráticos sintectônicos (Mattos, 2000). Ainda em

comparação com as bacias do setor leste, que se desenvolveram entre o Neocomiano e Barremiano, o desenvolvimento da margem equatorial teria ocorrido de forma tardia, a partir do Aptiano. Este segmento da margem é pontuado por uma série de *rifts* abortados, como o Gráben de Potiguar, Bacia do Marajó (grábens de Mexiana, Limoeiro e Gurupá) e o sistema de Grábens do Gurupi (grábens de São Luís, Bragança Viseu e Ilha Nova) (Mattos, 2000). Outra característica marcante da região é a presença de zonas de fraturas dispostas em posição oblíqua à margem, que se prolongam a partir de falhas transformantes como as de São Paulo e Romanche. Algumas dessas zonas de fratura parecem se encontrar tectonicamente ativas, afetando o fundo localmente (Silveira, 1993 *apud* Mohriak, 2003). Devido à presença destas estruturas, margens transformantes são marcadas por variações abruptas de topografia, passando-se de áreas rasas para águas profundas de forma bastante brusca, principalmente quando esta transição se dá ao longo de falhamentos do tipo *strike-slip*.

A evolução da margem equatorial brasileira poderia ser descrita, segundo Matos (1999<sup>a</sup>) e Mattos (2000) por um ***estágio pré-transformante***, entre o pré-Barremiano e o Aptiano, composto por uma fase de pré-transtensão - com a formação de *rifts* relacionados à abertura dos oceanos Atlântico Central e Atlântico Sul; e uma fase de sin-transtensão, onde o início do estiramento litosférico do oceano Atlântico Equatorial (Barremiano Tardio) gerou esforços transtensionais, que originaram depocentros com orientação NO-SE. Posteriormente, o ***estágio sin-transformante***, compreendido entre o Albiano e o Cenomaniano, apresenta em um primeiro momento esforços transtensionais que ocasionaram movimentos divergentes, seguidos por esforços transpressionais que resultaram no encurtamento e soerguimento dos depocentros anteriormente formados. Na subsidência após o rifteamento, a tectônica e o vulcanismo se destacam como processos e inicia-se a criação de crosta oceânica, definindo um limite litosférico entre os continentes africano e americano. A fase de margem passiva caracteriza o fim deste estágio, onde uma falha transformante ativa estabelece o contato entre as crostas continental e oceânica, por meio de falhas transformantes ativadas neste período (Szatimari et al., 1987; Matos, 2000). Por fim, um ***estágio pós-transformante***, compreendido entre o Cenomaniano e o Recente é caracterizado pela fase de margem transformante passiva, onde porções de crosta oceânica estão em contato por meio da falha transformante ativa, que atua como um controle secundário no padrão de sedimentação da margem. Nos tempos geológicos mais recentes, a sedimentação contínua parece ser condicionada basicamente pela subsidência térmica da litosfera.

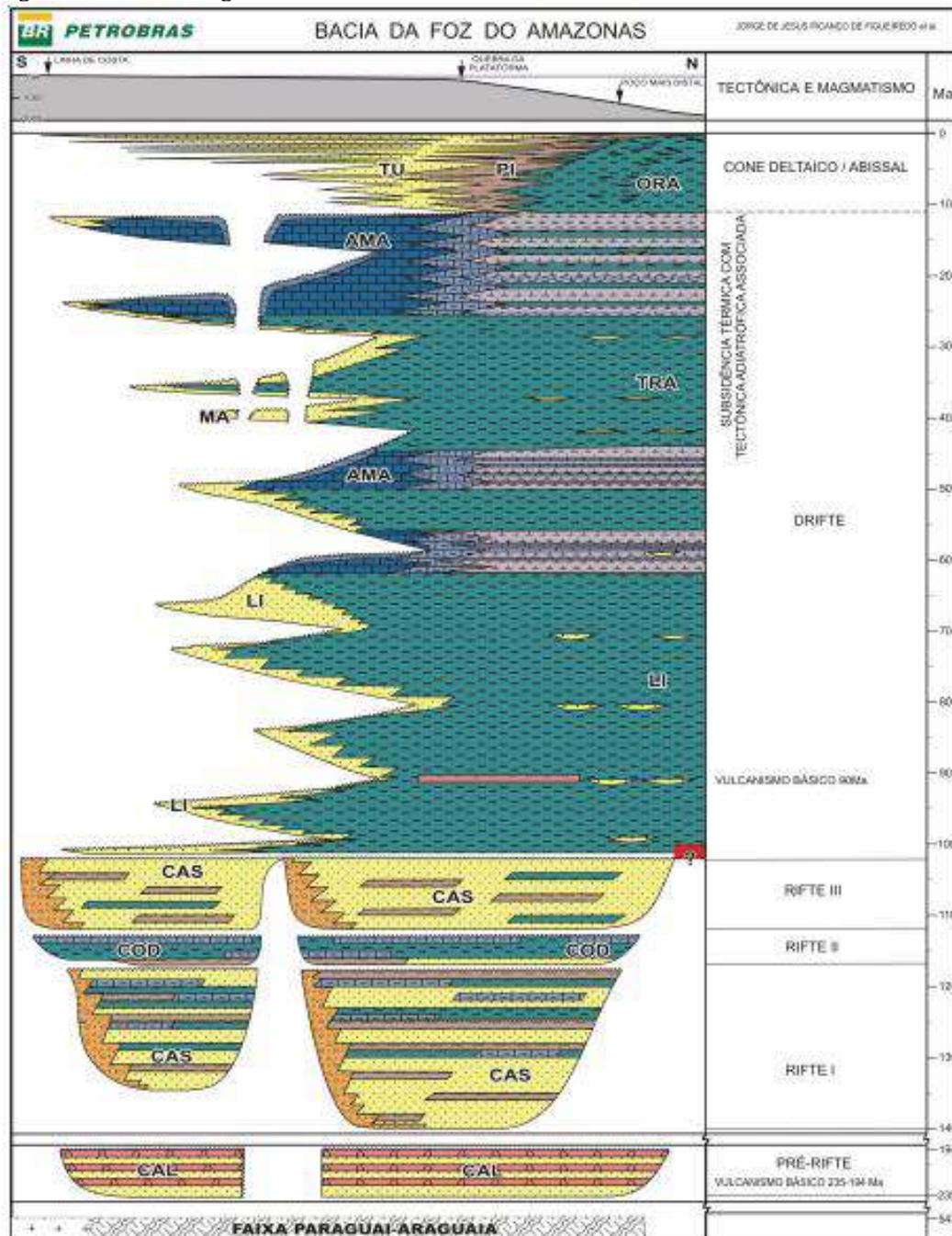
Em termos estratigráficos, a bacia da Foz do Amazonas é constituída, da base para o topo, por uma megasequência pré-rift, de idade triássica (Fig. 2), formada por clásticos que

constituem a Formação Calçoene (Resende & Ferradaes, 1971; Castro et al., 1978, Brandão & Feijó, 1984). Em seguida, a megasequência rift (Fig. 2) é formada por estratos fluvio-deltaicos e lacustrinos e pontuada por turbiditos, que preenchem uma série de *half grábens* formados durante a abertura do Atlântico Equatorial. Esta megasequência possui idades que variam do Cretáceo Inferior ao Albo-Aptiano (a partir dos 120 Ma, aproximadamente) e é composta pelos sedimentos siliciclásticos da Formação Caciporé. Na porção mais superior da coluna estratigráfica, a megasequência pós-rift, relacionada à fase *drift*, é composta por três intervalos estratigráficos principais (Fig. 2). O primeiro intervalo está compreendido, segundo Regali & Uesugui (1970) *apud* Brandão & Feijó (1994) entre o Albiano Superior e o Paleoceno (~100-65 Ma de idade) e origina a Formação Limoeiro, caracterizada por uma sedimentação clástica marinha transgressiva. O segundo intervalo (Paleoceno a Mioceno Médio, entre ~ 65 - 10Ma de idade) é constituído por uma plataforma carbonática (Formação Amapá), ladeada por areias proximais (Formação Marajó), com a ocorrência de sedimentos pelágicos distais (Formação Travosas).

No entanto, a partir do Mioceno Superior, a sedimentação carbonática é interrompida devido à uma importante modificação tectono-sedimentar na área, que teria ocasionado o redirecionamento do Rio Amazonas, afogando a plataforma carbonática previamente estabelecida (Brandão & Feijó, 1994; Figueiredo et al., 2007; Hoorn et al., 2010). Com isto, uma cunha siliciclástica de aproximadamente 9 km de espessura compõe o último intervalo descrito para a coluna estratigráfica (Fig. 2), de idade Mioceno Médio-Recente, denominado Grupo Pará (Schaller, 1971; Brandão & Feijó, 1994). Este grupo é formado pelas formações Tucunaré (formação costeira, composta por areias), Piracuru (na porção central da bacia, composta por areias finas e argilitos cinzas (Schaller, 1971; Brandão & Feijó, 1994) e Orange (porção distal, formada por folhelhos e argilitos). De acordo com Castro et al. (1978), o Leque do Amazonas está situado em uma zona de transição entre as crostas continental e oceânica, correspondendo estratigraficamente às Formações Piracuru e Orange. A Formação Orange, além de sedimentos argilosos de talude e bacia profunda, contém camadas de arenito fino de origem turbidítica. Esta base de sedimentos finos estaria em um estado de superpressurização de fluidos (Francke, 1975), que atuaria como motor da tectônica gravitacional que afeta especialmente o Leque Submarino do Amazonas.

A figura 2 ilustra a carta estratigráfica da Bacia da Foz do Amazonas e as megasequências descritas.

Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia da Foz do Amazonas.



Fonte: Figueiredo et al., 2007. *Boletim de Geociências Petrobras*. Disponível em:

[http://vdpf.petrobras.com.br/vdpf/consultarArquivosEdicao.do?acao=preparaTela&CODIGO\\_EDICAO\\_CONSULTA\\_ARQUIVO=108](http://vdpf.petrobras.com.br/vdpf/consultarArquivosEdicao.do?acao=preparaTela&CODIGO_EDICAO_CONSULTA_ARQUIVO=108)

### 1.1.1 O Leque Submarino do Amazonas

O Rio Amazonas destaca-se como o maior rio do mundo em termos de descarga, com uma vazão média de 6,642 km<sup>3</sup>/ano (Richey et al., 1989; Dai & Trenberth, 2002) e carga sedimentar

de até  $1,2 \times 10^9$  toneladas/ano, formada por sedimentos de origem predominantemente andina (Meade, 1994; Meade et al., 1985). Em máximos glaciais, o mesmo Rio Amazonas teria se prolongado plataforma adentro (Damuth & Kumar, 1975; Milliman et al., 1975; Damuth & Flood, 1983; Damuth et al., 1988) dando origem à um dos maiores sistemas turbidíticos do mundo: o leque submarino do Amazonas, que se estende a partir da quebra de plataforma até a bacia profunda (Leque do Amazonas, neste documento).

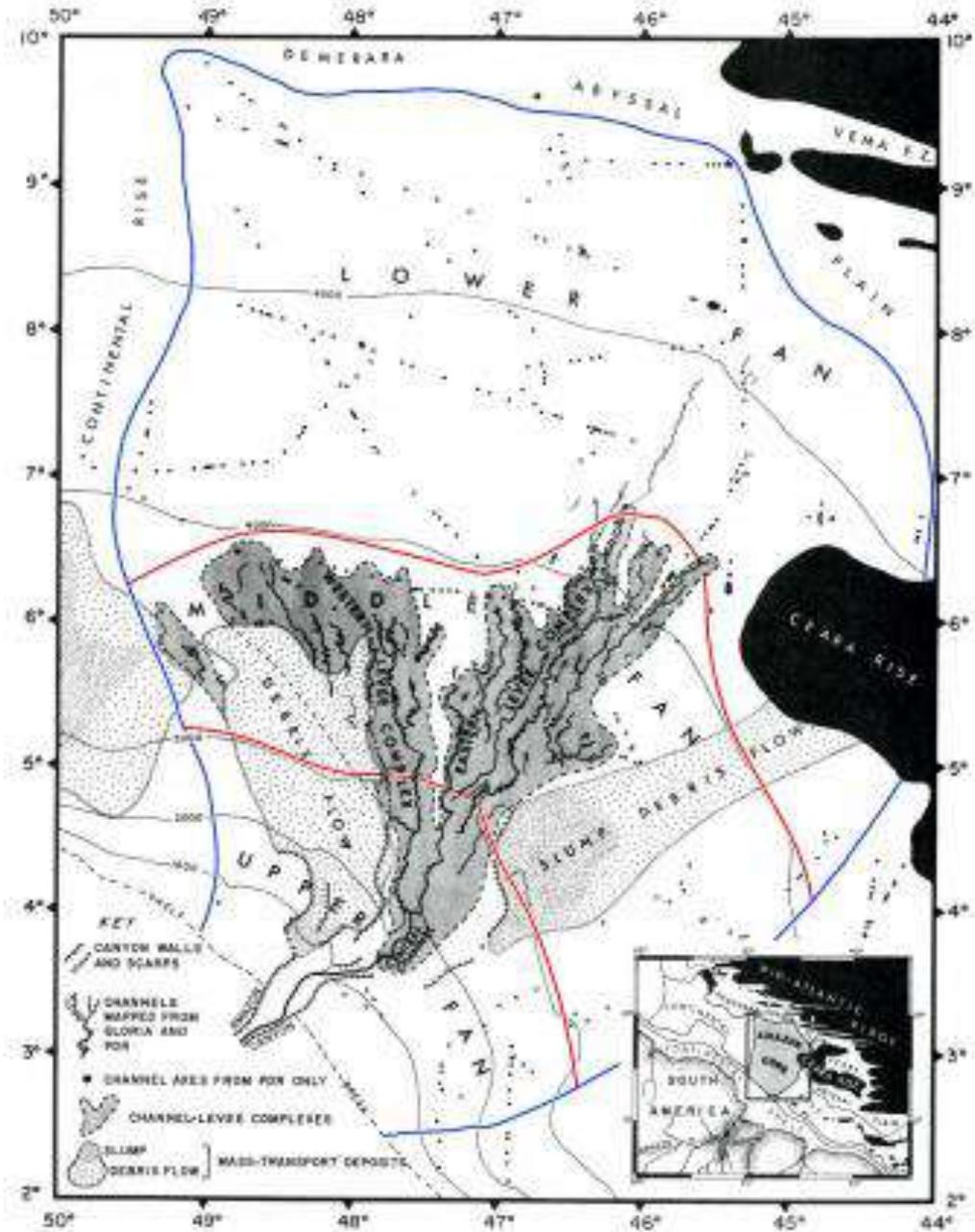
No entanto, a história evolutiva deste leque ainda não é unanimidade entre os pesquisadores. Parece consenso que, com a implementação do rio Amazonas na margem equatorial atlântica, o grande aporte sedimentar tenha afogado o sistema carbonático previamente estabelecido principalmente na plataforma, representado pela Formação Amapá (Brandão & Feijó, 1994; Figueiredo et al., 2007; Hoorn et al., 2010), durante o Mioceno Superior. Este evento seria coincidente com um significativo episódio de deglaciação andina, entre 13.5 e 13 Ka (Thompson et al., 1995). Uma conexão anterior ao Mioceno Superior parece improvável, já que o Arco Purus (um soerguimento estrutural presente na Amazônia central), teria atuado como uma verdadeira barreira geográfica, dividindo o curso do paleo-rio Amazonas em dois: um sistema implementado à oeste, e que alimentava o paleo-sistema do Rio Orinoco, na região do Caribe; e um sistema situado a leste, que se prolongava em direção ao oceano Atlântico, através dos escudos cristalinos da Guiana e do Brasil (Campbell et al., 2006; Figueiredo et al., 2009; Latrubesse et al., 2010). Estes dois sistemas eventualmente teriam se unido, originando o atual sistema de drenagem. No entanto, o período proposto para a conexão única e efetiva entre o rio Amazonas e o oceano Atlântico é ainda discutida, e idades que variam entre 9.4 e 2.5 Ma são propostas pelos diversos autores (Campbell et al., 2006; Latrubesse et al., 2010; Hoorn et al., 2017). Da mesma forma, ainda não é um consenso se esta implementação teria ocorrido de forma drástica ou gradual. Por fim, alguns autores correlacionam a chegada do rio Amazonas ao oceano Atlântico com épocas de rebaixamento do nível do mar (Campbell et al., 2006; Figueiredo et al., 2009), enquanto outros a associam a períodos de elevação do nível de base (Carozzi, 1981). No entanto, a correlação entre o topo da plataforma carbonática e a base do Leque do Amazonas é assumida pela maioria dos pesquisadores, e estudos mais recentes (Gorini et al., 2014; Cruz et al., 2019; Cruz, 2019) parecem confirmar uma idade entre 9-8 Ma como o intervalo de idade mais provável para a transição entre o sistema carbonático previamente instalado e a implementação de um sistema predominantemente siliciclástico na bacia.

Notoriamente, o Leque do Amazonas constitui a feição profunda mais proeminente da margem equatorial brasileira. Geograficamente, estende-se por aproximadamente 700 km mar

adentro, desde o talude continental até cerca de 5.000 m de profundidade, englobando uma área aproximada de 160.000 km<sup>2</sup> (Damuth et al., 1988). Como mencionado acima, em máximos glaciais, o rio Amazonas foi responsável por dissecar a plataforma continental, conectando-se à quebra de plataforma e talude continental via cânion do Amazonas e fornecendo expressivas quantidades de sedimentos para as porções mais profundas da bacia, resultando em uma morfologia predominantemente composta por canais e diques marginais em subsuperfície e superfície, muitos dos quais ainda preservados no fundo marinho atual. Estes depósitos turbidíticos se alternam com depósitos de transporte de massa (*Mass-transport deposits - MTDs*), resultantes de eventos frequentes de remobilização gravitacional, e que atestam o potencial para instabilidades submarinas da bacia.

Em termos morfológicos, limites propostos de forma pioneira por Damuth et al. (1988) dividiram o leque em porções superior, média e inferior, baseando-se em gradientes médios e principais feições observadas (**Fig. 3**). No talude superior (situado entre a quebra de plataforma e os 3000m de profundidade) predominariam as feições erosivas, como o Cânion do Amazonas e escarpamentos, que seriam substituídos pela predominância de canais meandranes no leque médio (3000-4200m de profundidade) e se encerrariam como feição no leque inferior (>4200m de profundidade), onde a sedimentação turbidítica distal sob a forma de lobos arenosos e a sedimentação pelágica constituiriam os processos dominantes. No entanto, atualmente, estes limites são questionados (Torres *et al.*, 2003) já que os processos semelhantes de construção e erosão parecem ocorrer de forma contínua, não ocasionando expressiva diferenciação nas porções superior e média do leque quanto a natureza dos processos morfogenéticos. Para os autores, o pé do talude seria definido pelo limite fisiográfico entre o leque médio e inferior, onde os sistemas de canais e diques marginais cedem lugar a turbiditos espalhados.

Figura 3 - Leque do Amazonas e principais limites fisiográficos.



Nota: Se destacam importantes feições morfológicas, como o cânion do Amazonas e seus distributários, que se estendem a profundidades superiores a 400m.

Legenda: Em azul, os limites do leque, propostos por Damuth et al. (1988). Em linhas vermelhas, os limites definidos pelos autores para os leques superior, médio e inferior.

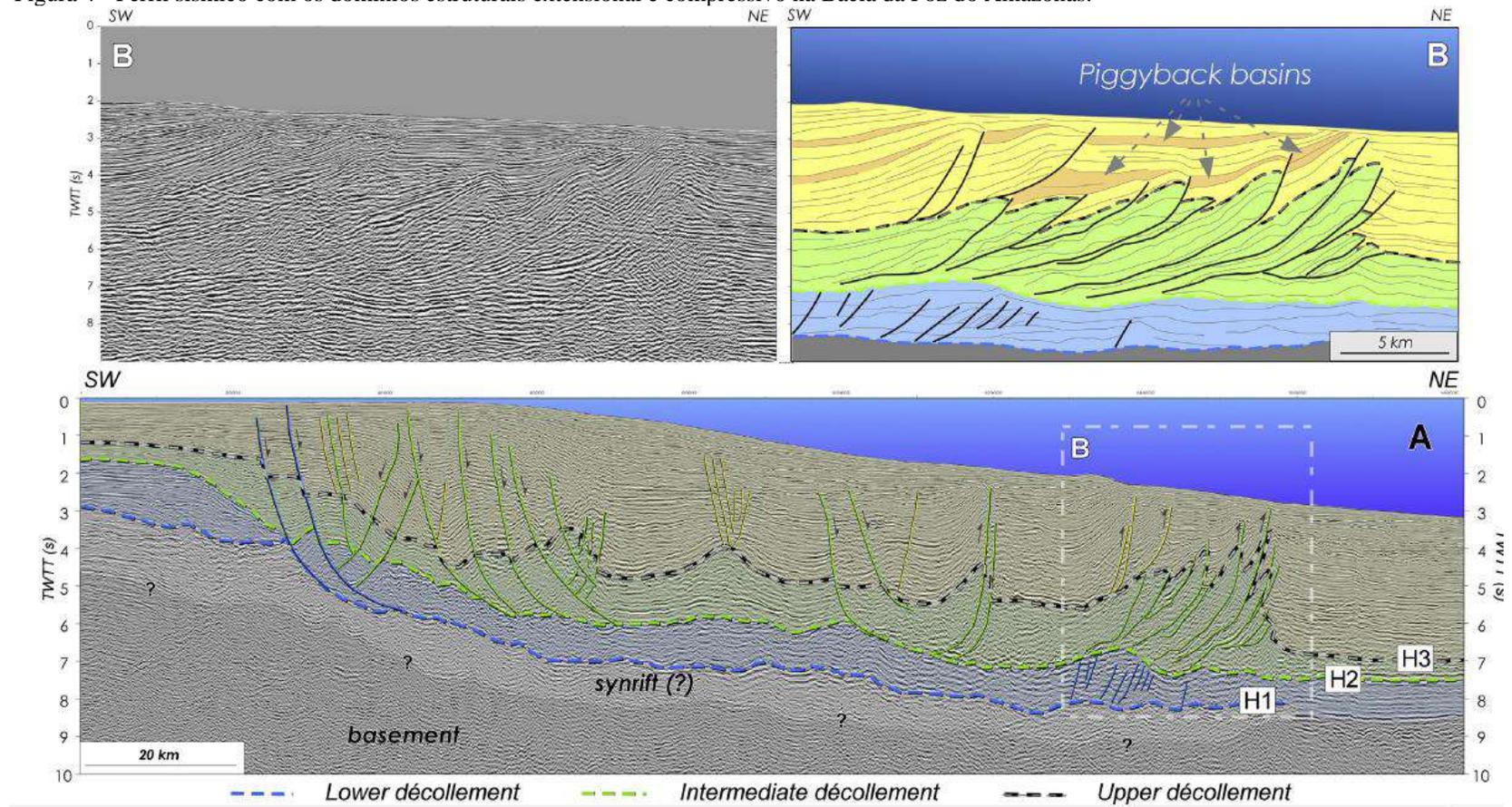
Fonte: Modificado de Damuth et al. (1988) por Cruz (2019).

## 1.2 A Tectônica gravitacional atuante na bacia da Foz do Amazonas

As sequências marinhas da bacia da Foz do Amazonas são afetadas por um estilo de deformação de origem gravitacional, que resultam em complexos padrões estruturais na bacia. Este tipo de estruturação, onde camadas sedimentares espessas deslizam sobre superfícies basais – em geral, relacionadas a condições de superpressurização – é encontrada em distintos leques submarinos ao redor do mundo, como é o caso dos deltas do Níger, Congo e do Nilo (Damuth, 1994; Savoye et al., 2009; Loncke et al., 2009). Na Bacia da Foz do Amazonas, a sucessão estratigráfica Cretáceo-Recente parece deslizar sobre distintos níveis estratigráficos ao longo da coluna sedimentar, primeiramente investigados por Silva et al. (1999) e posteriormente refinados por Cobbold et al. (2004); Oliveira et al. (2005), Perovano et al. (2009); Silva et al. (2009); Reis et al. (2010); Reis et al. (2016); Silva et al. (2016) e Cruz (2019).

O regime tectônico gravitacional atuante na bacia da Foz do Amazonas, e, de forma mais significativa, no leque submarino (porção central da bacia) foi descrito como composto majoritariamente por dois domínios estruturais principais (Silva et al., 1999; Cobbold et al., 2004; Oliveira et al., 2005; Perovano et al., 2009; Silva et al., 2009; Reis et al., 2010; Figs.4 e 5). Estes diversos trabalhos demonstraram que o domínio extensional se distribui entre a plataforma externa e talude superior proximal, até aproximadamente cerca de 500m de profundidade. É caracterizado pela presença de falhas normais lítricas, com *rollovers* e cunhas estratigráficas associados. Estas linhas de falhas, que alcançam cerca de 80km em extensão, mergulham em direção à bacia. Em geral soterradas na plataforma, atingem o fundo submarino na região de quebra da plataforma, originando escarpamentos de até dezenas de metros. Já o domínio compressivo é encontrado em uma zona mais profunda da bacia, limitado aproximadamente pelas isóbatas de 1000 e 2600m. É formado por falhas reversas que mergulham em direção ao continente e originam verdadeiros cinturões compressivos, capazes de afetar o fundo marinho recente sob a forma de soerguimentos da ordem de centenas de metros. A região situada entre os domínios extensional e compressional apresenta menor grau de deformação. Oliveira et al. (2005) e posteriormente Perovano et al. (2009) demonstraram que a formação dos principais depocentros no leque é influenciada e fortemente condicionada pelas estruturas da tectônica gravitacional, com os mais espessos depocentros sendo observados dentro da área limitada pelas estruturas extensionais e compressivas (Fig.5).

Figura 4 - Perfil sísmico com os domínios estruturais extensional e compressivo na Bacia da Foz do Amazonas.

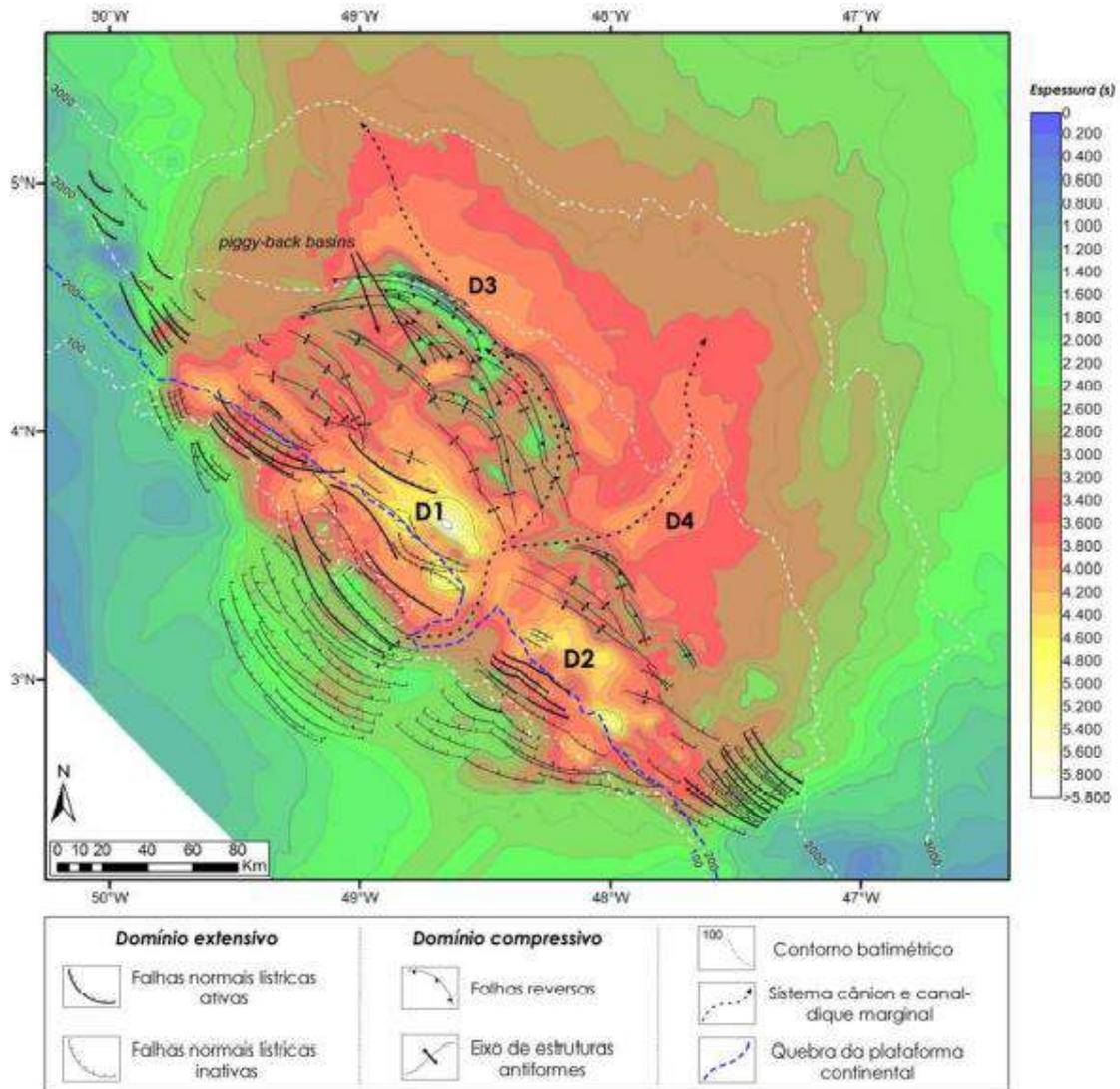


Nota: Destaque para o cinturão de cavalgamento (domínio compressivo), onde se formam bacias do tipo piggy-back entre as falhas reversas e dobras. Destacam-se, ainda, as três superfícies de destacamento que se apresentam ao longo da coluna estratigráfica, através das quais os compartimentos estruturais se conectam.

Fonte: Reis et al. (2016).

Estes domínios se encontram geograficamente divididos pelo sistema canal/cânion do Amazonas, e originam os compartimentos SE e NO, primeiramente reportados por Silva et al. (1999); Cobbold et al. (2004) e Oliveira et al. (2005) e refinados em estudos posteriores, como Reis et al. (2008); Perovano et al. (2008); Perovano et al. (2009) e Reis et al. (2010). De acordo com estes trabalhos, estes compartimentos são notoriamente distintos em termos de complexidade estrutural, sendo o compartimento NO particularmente afetado pelo regime estrutural local. O Compartimento Sudeste é descrito como um domínio mais restrito, onde as estruturas da tectônica gravitacional ocupam cerca de 115 km de largura, distribuídas entre 300-1500 m de lâmina d'água. O compartimento NO, por sua vez, se distribui por uma área mais significativa, e ocupa aproximadamente 152km de largura, com estruturas se prolongam até 2600m de profundidade. Quando comparados entre si, a estruturação no compartimento SE se mostra mais simples, com a presença de estruturas extensionais e compressivas em menor quantidade, homogeneamente dispostas seguindo um razoável padrão de paralelismo entre as mesmas. Já o Compartimento Noroeste se mostra estruturalmente mais complexo, com um maior número de estruturas e desenvolvimento de largas e várias frentes compressivas que se recobrem parcialmente, inclusive em subsuperfície. Reis et al. (2010) propõem um link entre a tectônica gravitacional compressiva e os depósitos de transporte de massa identificados na bacia central, onde os desníveis estruturais observados (principalmente no compartimento NO) atuariam como locais preferenciais de colapso dos estratos no período Quaternário e, possivelmente, também em épocas pretéritas. Estes movimentos de massa constituiriam, desta forma, MTDs estruturalmente induzidos.

Figura 5 - Mapa conjugado das estruturas da tectônica gravitacional e principais depocentros da Bacia da Foz do Amazonas.



Legenda: Estruturas sobre os principais depocentros observados (mapa de isópacas, em tempo duplo) para o intervalo entre a Superfície de Destacamento Intermediária – Recente. Observar que os principais depocentros encontram-se limitados pelas as estruturas da tectônica gravitacional.

Fonte: Perovano et al. (2009).

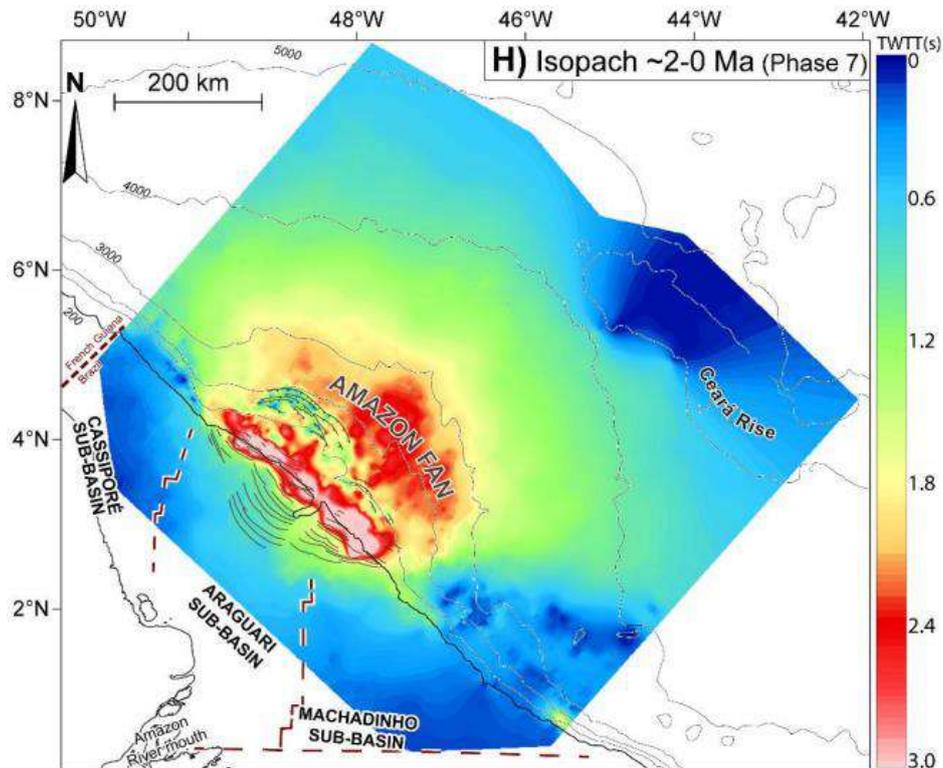
Ao longo da coluna estratigráfica na região central da bacia, correspondente ao Leque do Amazonas, os compartimentos extensional e compressivo encontram-se conectados por superfícies de destacamento basais (superfícies de *décollement*), como citado anteriormente. Para a bacia da Foz do Amazonas, Silva et al. (1999) e Cobbold et al. (2004) identificaram inicialmente a ocorrência de duas superfícies, renomeadas e redefinidas posteriormente por Perovano et al. (2009) como Superfície de Destacamento Inferior (idade aproximada de 100-65 Ma, Cretáceo Superior) e Superfície de destacamento Média (idade aproximada entre 65-40 Ma, Paleoceno-Eoceno). Adicionalmente, Perovano definiu uma terceira superfície, denominada de Superfície de Destacamento Superior, que corresponderia a base do leque do

Amazonas, com idade aproximada de cerca de 9-8Ma/Mioceno Superior. Esta superfície foi correlacionada à uma anomalia sísmica (refletor de polaridade inversa) nos perfis sísmicos disponíveis, o que parece indicar condições de superpressurização de fluidos.

Na região adjacente ao Leque do Amazonas – mais especificamente, nos flancos SE e NO do leque – também foram reconhecidas estruturas do naipe extensional da tectônica gravitacional, como falhas normais lítricas, na região de quebra de plataforma e talude superior. Estas falhas ocasionam a ruptura e basculamento de blocos na porção proximal, e favorecem o colapso dos estratos nestas localidades (Silva et al., 2016; Reis et al., 2016). No entanto, não constituem um naipe clássico da tectônica gravitacional como o observado na região central da bacia, devido à ausência do cinturão compressivo (Silva et al., 1999; Silva et al., 2009; Reis et al., 2010).

Em estudos mais recentes, a partir do modelo de idades englobando a sucessão Cenozóica proposto para a bacia por Cruz (2019) tornou-se possível investigar as principais fases de deformação que afetaram a área de estudo no período Cretáceo-Recente. Os autores reportam que deformação gravitacional sinsedimentar teve seu auge durante o período Quaternário (~2.6Ma), marcado pela deposição de espessas sequências sedimentares siliciclásticas, com alguns dos principais depocentros limitados entre as estruturas da tectônica gravitacional (Fig.6).

Figura 6 - Mapa conjugado das estruturas da tectônica gravitacional e depocentros para o intervalo 2Ma-recente.



Fonte: Cruz (2019).

### 1.3 Sedimentação de origem gravitacional na Bacia da Foz do Amazonas: depósitos de transporte de massa e sistemas de canais e diques marginais

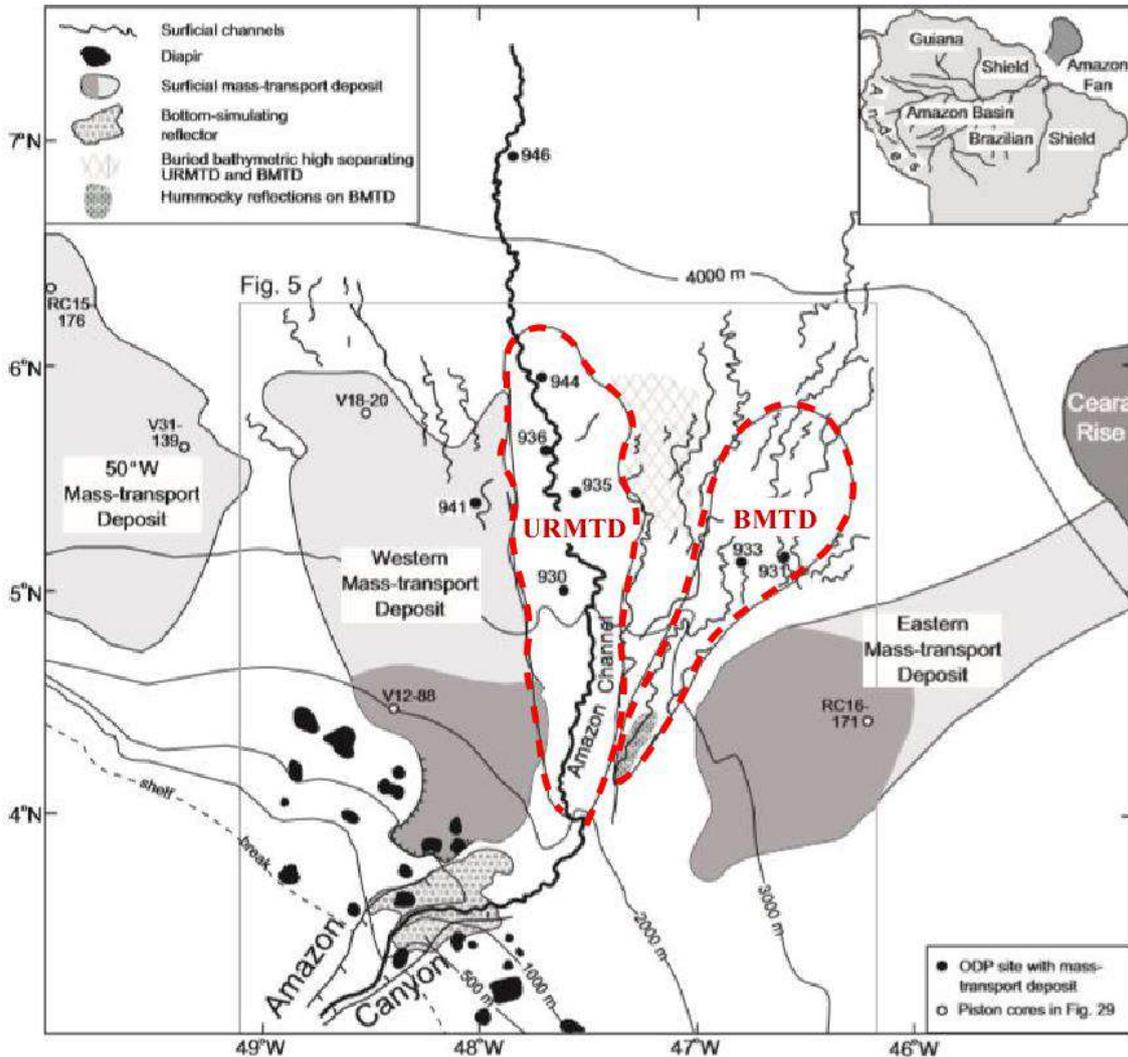
A bacia da Foz do Amazonas se encontra sob a influência de inúmeros processos gravitacionais, dentre os quais se destacam processos de remobilização de massa e turbidíticos. Desta forma, a morfologia resultante é representada por uma alternância entre cicatrizes de remoção e depósitos de transporte de massa associados a sistemas de canais e diques marginais ao longo da coluna estratigráfica. Primeiramente, Damuth & Kumar (1975) descreveram, através de dados de sísmica convencional e *piston-core*, a morfologia geral do leque e processos associados, apresentando de forma pioneira a rede de canais distributários de compõem o sistema turbidítico preservado no fundo. Damuth & Embley (1981) não só revisitaram e refinaram este mapeamento, como identificaram a presença significativa de depósitos de transporte de massa na área de estudo. Em 1982, o sistema GLORIA *side-can sonar* foi utilizado no Leque do Amazonas (principalmente nas regiões do leque superior e médio) em

uma cooperação entre o Lamont-Doherty Geological Observatory, PETROBRAS e o Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Neste projeto, foi realizada a aquisição de ecogramas de 10-kHz e sísmica de reflexão de 100-Hz (*air gun*) ao longo da trajetória do navio. Este estudo permitiu detalhar a morfologia e a história evolutiva do leque, para a porção estratigráfica mais superior (0.5s tempo duplo) da coluna sedimentar. Trabalhos posteriores foram responsáveis por aprofundar diversas questões, como aspectos sedimentares e evolutivos das feições reconhecidas e até propor idades para as etapas de desenvolvimento do sistema turbidítico (Damuth, 1975,1977; Milliman et al., 1975; Milliman & Barretto, 1975; Milliman, 1979; Kumar, 1978; Coumes & LeFournier, 1979; Castro et al., 1978; Damuth et al., 1988; Figueiredo et al., 2007, 2009; Hoorn et al., 2010, 2017; Cruz, 2019).

No tocante à presença de depósitos de transporte de massa (MTDs), Damuth & Embley (1981), Damuth et al. (1988) e Manley & Flood (1988) foram os primeiros a identificar dois principais grupos localizados na porção superior da coluna estratigráfica estudada: o *Buried Mass-Transport Deposits* e o *Surficial Mass-Transport Deposits* (Figura 7): O grupo *Buried MTD* está situado a maiores profundidades, e encontra-se recoberto por expressivo grupo de canais, ainda preservados em superfície. Ocupa posição mais central em relação ao leque atual, sendo constituído por dois depósitos distintos: o *Deep Eastern MTD* e *Unit R*, renomeados posteriormente por Piper et al. (1997) para *BMTD* e *URMTD*. O *Surficial MTD*, por sua vez, está localizado em uma posição mais próxima à superfície, e encontra-se recoberto apenas por uma capa holocênica interglacial (Piper et al., 1997). Recobre parcialmente o sistema de canais e diques marginais mais recente (*Upper Levee Complex*), sendo composto por dois depósitos: o *Eastern slump/debris flow complex* e o *Western slump/debris flow complex*, localizados à leste e à oeste do Canal do Amazonas, respectivamente. Um transporte de massa superficial também foi reconhecido na porção NO da bacia e denominado de *50°W*. No entanto, o mesmo não foi descrito detalhadamente nos trabalhos subsequentes. No que se refere aos MTDs citados acima, foram reportadas espessuras individuais de até 100m para estes depósitos (Piper et al., 1997), cuja assinatura sísmica é representada por refletores internos caóticos a transparentes. Datações realizadas por Maslin et al. (1998) e Maslin et al. (2005) mostraram que ambos os depósitos que constituem o *Buried MTD* estiveram ativos (em formação) em períodos distintos, com idades aproximadas de 37 ka e 41 ka, respectivamente, o que corresponderia à épocas de rebaixamento do nível do mar. Já em relação aos MTDs superficiais, os autores propõem que tanto o *Eastern* quanto o *Western slump/debris flow complex* teriam estado em atividade durante a transição entre o último período glacial e o Holoceno, englobando uma rápida subida do nível de base. Idades estimadas de aproximadamente 13.5 ka BP foram propostas para o *Western* e o

Eastern *slump/debris flow complex*, com maior grau de incerteza em relação ao último. Ambos os grupos (superficiais e soterrados) constituiriam, portanto, MTDs quaternários.

Figura 7 - Localização dos principais depósitos de transporte de massa identificados na bacia da Foz do Amazonas.



Legenda: Em cinza, os MTDs mais superficiais; em linha tracejada vermelha, a distribuição dos MTDs soterrados. Fonte: Modificado de Piper et al. (1997).

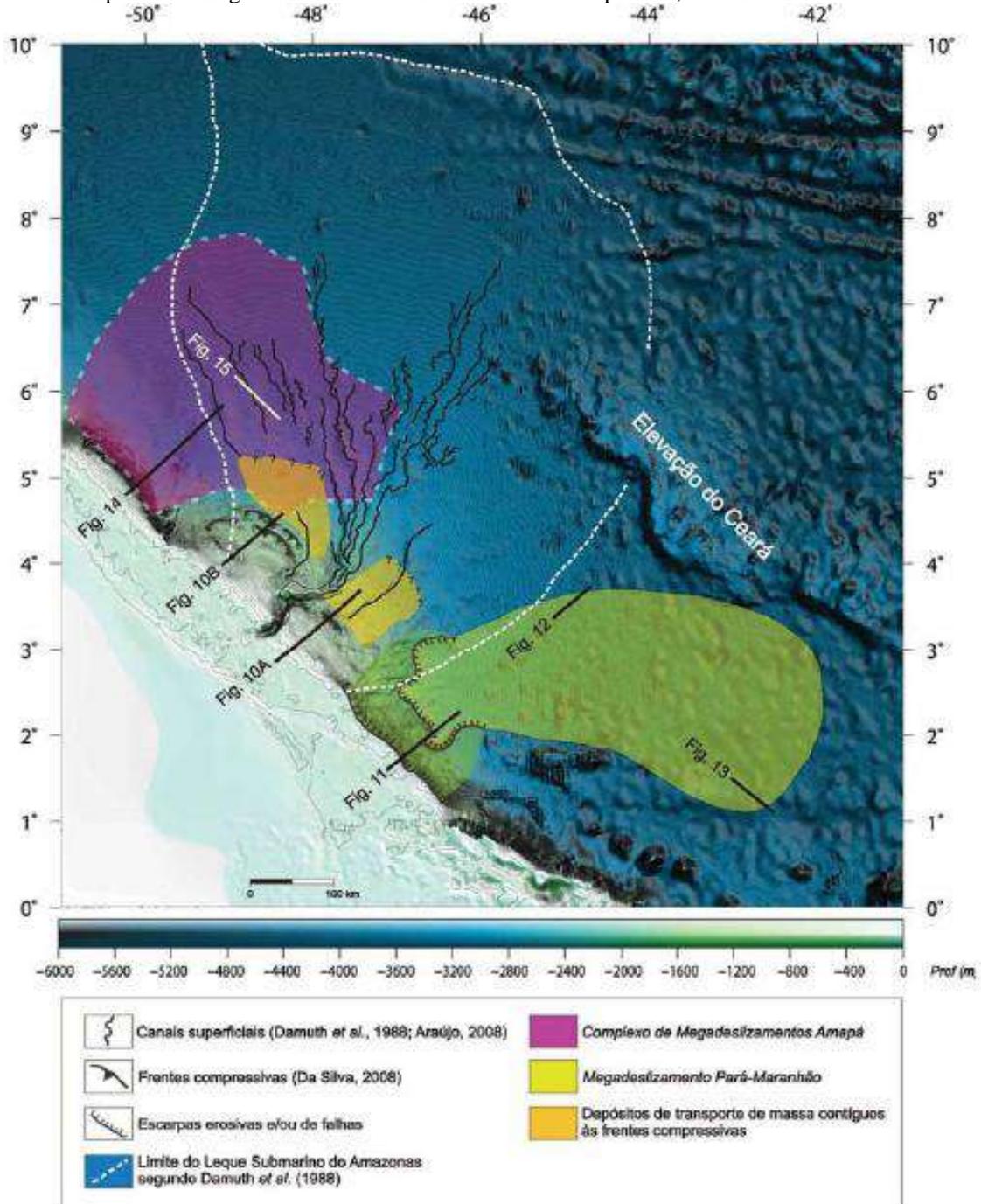
Quanto ao local de origem destes MTDs, Flood & Piper (1997) sugerem que os mesmos teriam se originado a partir de regiões mais rasas - entre a faixa de 200 a 600m de profundidade - determinadas através da análise de assembléias de foraminíferos bentônicos. Flood et al. (1995) e Maslin et al. (1998) propõem que, por apresentarem menor teor de fluido/água quando comparados aos turbiditos e debris flows, estes MTDs provavelmente estariam relacionados à processos como *slides* e *slumps*. Adicionalmente, Piper et al. (1997) correlacionam alguns dos MTDs à deformação dos sedimentos de canais e diques marginais *in situ*.

Piper et al. (1997) e Maslin & Mikkelsen (1997) propuseram que o principal mecanismo disparador responsável pela remobilização destas massas quaternárias seriam as variações

glacio-eustáticas. Tais remobilizações poderiam, ainda, se correlacionar com variações no aporte sedimentar local. O aumento e/ou redistribuição do fluxo e da carga sedimentar do rio Amazonas (Maslin et al., 2000) a partir da deglaciação andina (Thompson et al., 1995), principalmente entre 16.5 e 13 Ka (durante a transição entre os períodos glacial-interglacial) poderia ser um fator chave no desenvolvimento das instabilidades. Adicionalmente, a dissociação de hidratos de gás - já reportados para a bacia por uma série de trabalhos (Damuth & Embley, 1981; Flood et al., 1995; Piper et al., 1997; Manley & Flood, 1988 ; Tanaka et al., 2003, Ketzer et al., 2018) - também poderia atuar como mecanismo de disparo dos colapsos observados. O fenômeno poderia ser causado tanto por variações eustáticas, que causariam alteração de pressão e temperatura nos depósitos, causando a ruptura do pacote sedimentar (Maslin et al., 1998; 2005); quanto por períodos de aquecimento das águas de fundo, que, igualmente, alterariam as condições de estabilidade dos hidratos (Ketzer et al., 2018). No entanto, para Maslin et al. (1998) e Maslin et al. (2005) os depósitos de fluxos de detritos superficiais *Eastern* e *Western Debris Flows* não teriam aí sua origem, já que ambos teriam se depositado durante uma rápida subida do nível de base (~13.5Ka) e, conseqüentemente, os depósitos de hidratos de gás se encontrariam estabilizados pela pressão hidrostática da coluna d'água. No entanto, incertezas quanto às datações realizadas não podem ser descartadas; além de ser difícil estabelecer a correta relação de causa e efeito: se a dissociação de hidratos de gás teria causado instabilidades locais, ou vice-versa.

Na última década, estudos mais recentes permitiram a identificação de novos MTDs em subsuperfície, nas regiões SE e NO da bacia – contrastando, em abrangência, com os mapeamentos da campanha ODP, concentrados na região central e superficial da área de estudo. Estas descobertas foram alavancadas por uma base de dados ampliada, com integração de novos perfis de sísmica multicanal. Araújo et al. (2009) identificaram nestes setores ocorrências gigantescas de massas siliciclásticas alóctones empilhadas, correspondentes ao intervalo Neógeno-Quaternário (Fig.8): o *Amapá Megaslides Complex* (AMC), no flanco NO do Leque do Amazonas; o *Central Amazon Megaslides Complex* (CAMC), na região do leque propriamente dito e o *Pará-Maranhão Megaslides Complex* (PMMC), no flanco SE do leque. Estes megadeslizamentos afetam toda a sucessão da coluna sedimentar desde, pelo menos, o Plioceno Médio (Araújo, 2009; Araújo et al., 2009; Silva et al., 2010, Reis et al., 2010; Reis et al., 2016).

Figura 8 - Complexos de megadeslizamentos identificados em subsuperfície, nos diferentes setores da bacia.



Legenda: Em branco, o limite aproximado do Leque do Amazonas, proposto por Damuth et al. (1988). Também se encontram delimitadas, de forma genérica, as prováveis áreas de proveniência dos MTDs.  
Fonte: Araújo et al. (2009).

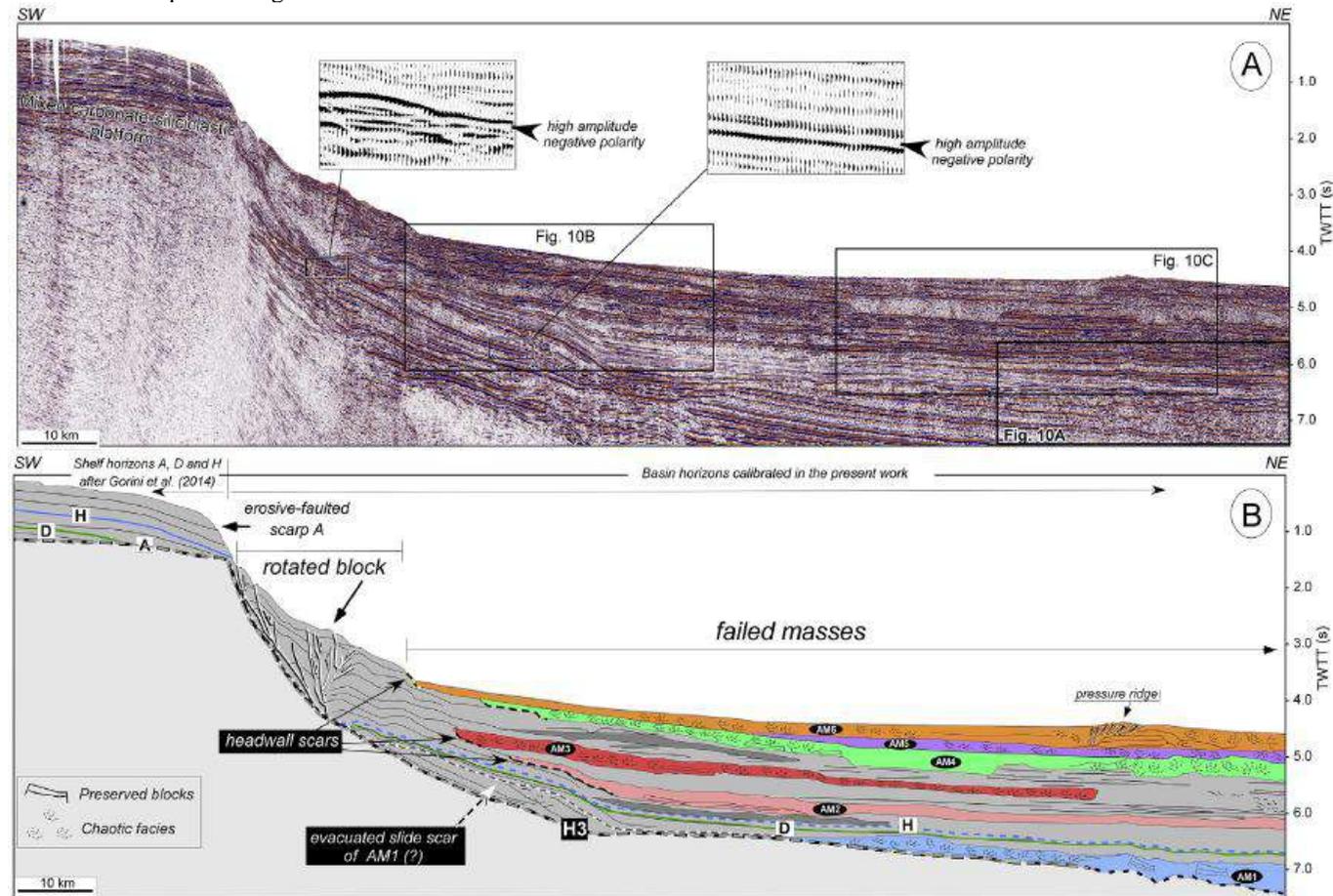
Segundo Silva et al. (2016) e Reis et al. (2016) os megadeslizamentos identificados a noroeste (*Amapá Megaslides Complex – AMC*) correspondem a seis depósitos empilhados verticalmente (representados pelos acrônimos AM1-AM6). Estes corpos sísmicos são compostos, em geral, por refletores transparentes a caóticos. Se encontram separados por unidades menos perturbadas, caracterizadas por refletores sísmicos plano-paralelos e

razoavelmente contínuos, provavelmente de natureza turbidítica e/ou hemipelágica (Reis et al., 2016, Fig.9). O depósito inferior (AM1) desliza diretamente sobre a *Superfície de Destacamento Superior* (Perovano et al., 2009) e se estende por cerca de 280Km bacia adentro, em direção S-N (Reis et al., 2016). Os cinco MTDs superiores (AM2-AM6) se distribuem-se entre os 450 e 1.200 de profundidade. As paleoescarpas destes depósitos foram reconhecidas em dados sísmicos e se encontram soterradas, com paleorelevos associados entre 150 e 300m. Superficialmente, na região mais proximal do talude, uma escarpa de ~750m de desnível se destaca, seguida por um *slide block* de ~30Km de comprimento (Fig.9), afetado por falhas normais lítricas (Silva et al., 2016).

De uma forma geral, para o AMC, foram reconhecidas espessuras médias individuais entre 304 a 778m, com áreas máximas aproximadas entre 4000 e 67.000 km<sup>2</sup> e volumes entre 560-17.000 km<sup>3</sup> (Reis et al., 2016).

O depósito mais superficial (AM6, Fig.9) corresponde ao “*Western debris flow/slump complex*” identificado por Damuth & Embley (1981).

Figura 9 - Perfil sísmico típico da região NO da bacia da Foz do Amazonas.



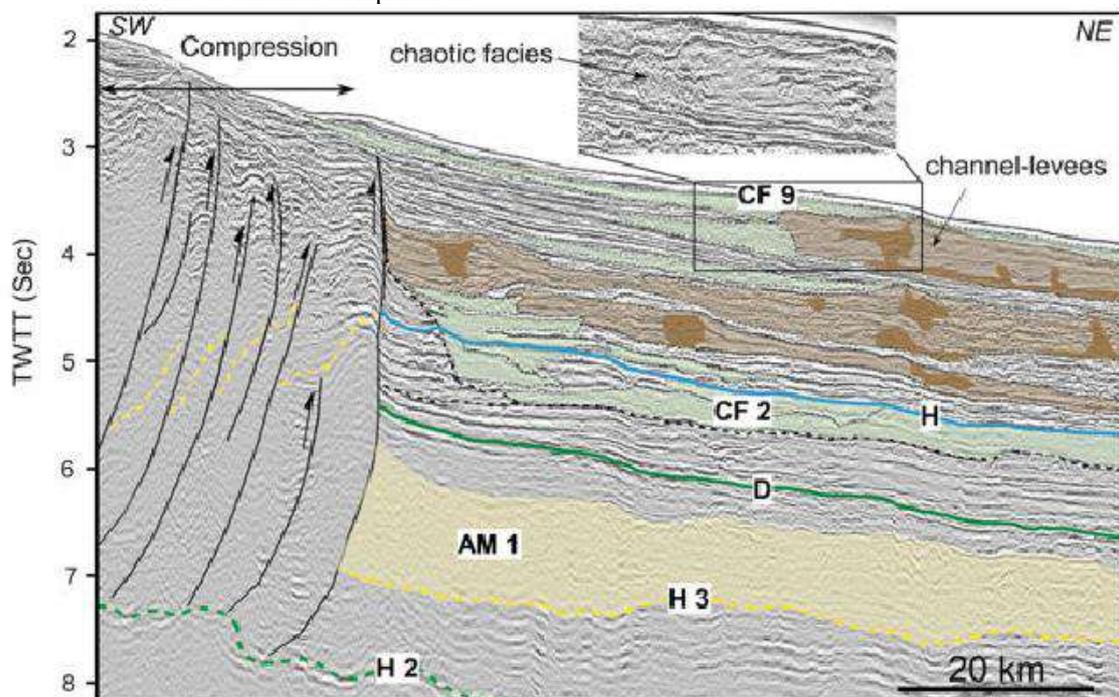
Nota: Destacam-se uma escarpa de ~800m de altura na região próxima à quebra de plataforma; e massas colapsadas empilhadas verticalmente talude abaixo.

A anomalia sísmica relacionada à superfície basal indica provável estado de superpressurização de fluidos.

Fonte: Reis et al. (2009), com base em modelo de idades proposto por Gorini et al. (2014).

Na porção central, o *Central Amazon Megaslides Complex* (CAMC) é representado por aproximadamente dez massas alóctones verticalmente empilhadas (Fig. 10), de caráter sísmico transparente a caótico, que, por vezes, se interdigitam com sistemas de canais e diques marginais. Tais massas se encontram distribuídas entre 2000-4200m de profundidade, com espessuras variáveis entre ~210 e 520m. Áreas estimadas entre 2.480 e 53.650 km<sup>2</sup> e volumes entre 216 e 6.800 km<sup>3</sup> foram propostos para estes depósitos (Silva et al., 2016). Constituem MTDs que se encontram preservados apenas na zona localizada à frente do cinturão compressivo, com paleoescarpas claramente identificáveis nas adjacências da própria frente compressiva. Entre os MTDs que compõem o CAMC, o MTD CF9 corresponde ao “*Western slump/debris flow complex*” identificado por Damuth & Embley (1981) e o CF6 equivale à “Unidade R” descrita por Manley & Flood (1988) e subdividida posteriormente em “URMTD e BMTD” por Piper et al. (1997). Além destas massas remobilizadas soterradas, nota-se em superfície deformações mais atuais, como a presença de rampas morfológicas adjacente ao cinturão compressivo (Fig.11), com blocos deslizantes afetados por falhamentos (Araújo et al., 2009).

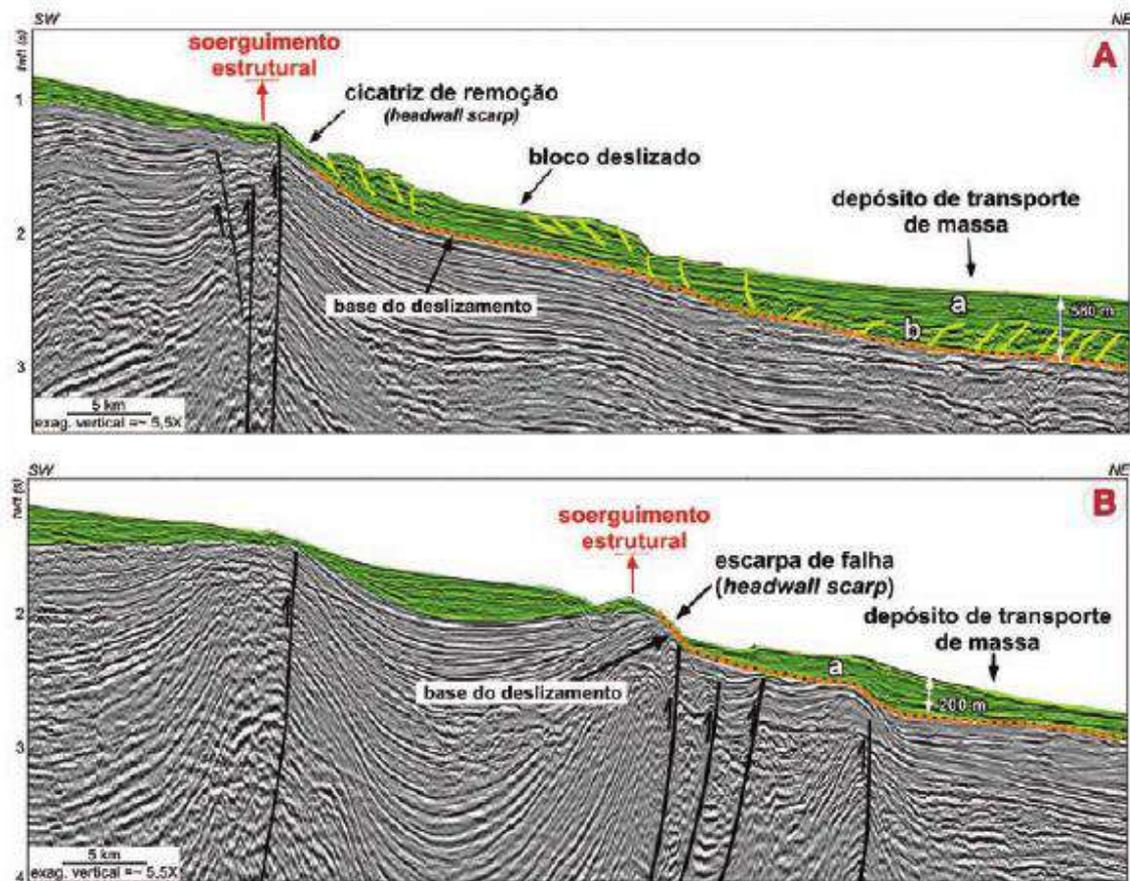
Figura 10 - Seção sísmica que ilustra a região central da bacia (Leque do Amazonas) e os MTDs identificados à frente do cinturão compressivo.



Nota: Os MTDs se interdigitam com depósitos de canais e diques marginais, em subsuperfície.

Fonte: Silva et al. (2016).

Figura 11 - Perfil sísmico típico da porção central da bacia, afetada pela tectônica gravitacional, que ilustra o deslizamento de massas sobre superfícies basais.



Nota: É possível observar as escarpas de falha e depósitos de transporte de massa associados, com a presença de blocos falhados e rotacionados.

Legenda: As linhas pontilhadas representam prováveis superfícies de *décollement*.

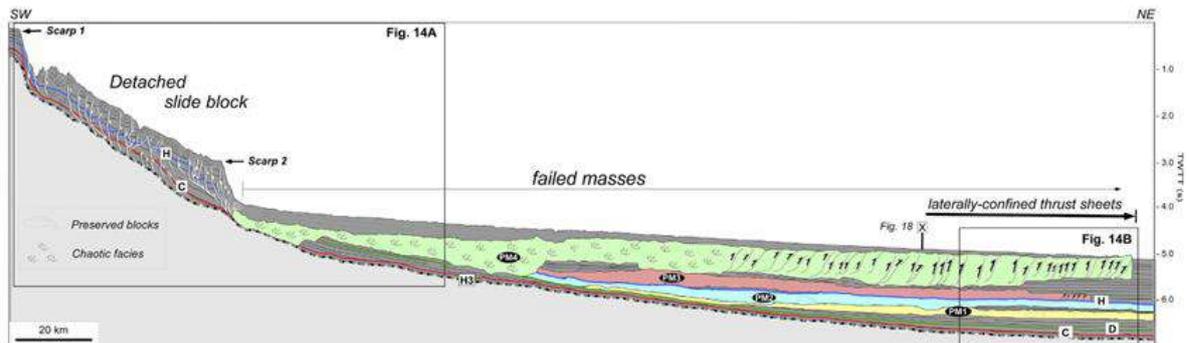
Fonte: Araújo et al. (2009).

Na região SE, se encontra o complexo de Megadeslizamentos Pará-Maranhão, na área limítrofe com a Bacia Pará-Maranhão (Fig.12). É formado por uma proeminente escarpa de falha erosiva de ~1000m de desnível, orientada NO-SE e localizada entre os 200 e 900m de lâmina d'água. Talude abaixo, um *slide block* é caracterizado pela presença de blocos basculados, limitados por falhas normais lítricas sintéticas. Este bloco desliza acima da *Superfície de Destacamento Superior* (Perovano et al., 2009) e mobiliza ~12.500 km<sup>2</sup> de sedimentos. Uma segunda escarpa, de ~700m de altura, é ainda observada entre 2100 e 3300m de profundidade (Fig.12). Talude abaixo, quatro MTDs (definidos pelos acrônimos PM1-PM4) se empilham verticalmente. Sismicamente, constituem depósitos caracterizados por refletores caóticos e transparentes, com espessuras individuais que variam entre cerca de 163 e 712m. Com áreas máximas de distribuição entre ~24.000 e 118.000 km<sup>2</sup>, apresentam volumes estimados entre 1.450 a 33.000 km<sup>3</sup>. O depósito PM4, localizado mais próximo à superfície,

constitui o depósito individual mais significativo desta porção da bacia. Se estende por até 600km pela bacia Para-Maranhão, e possui espessura máxima de 700m.

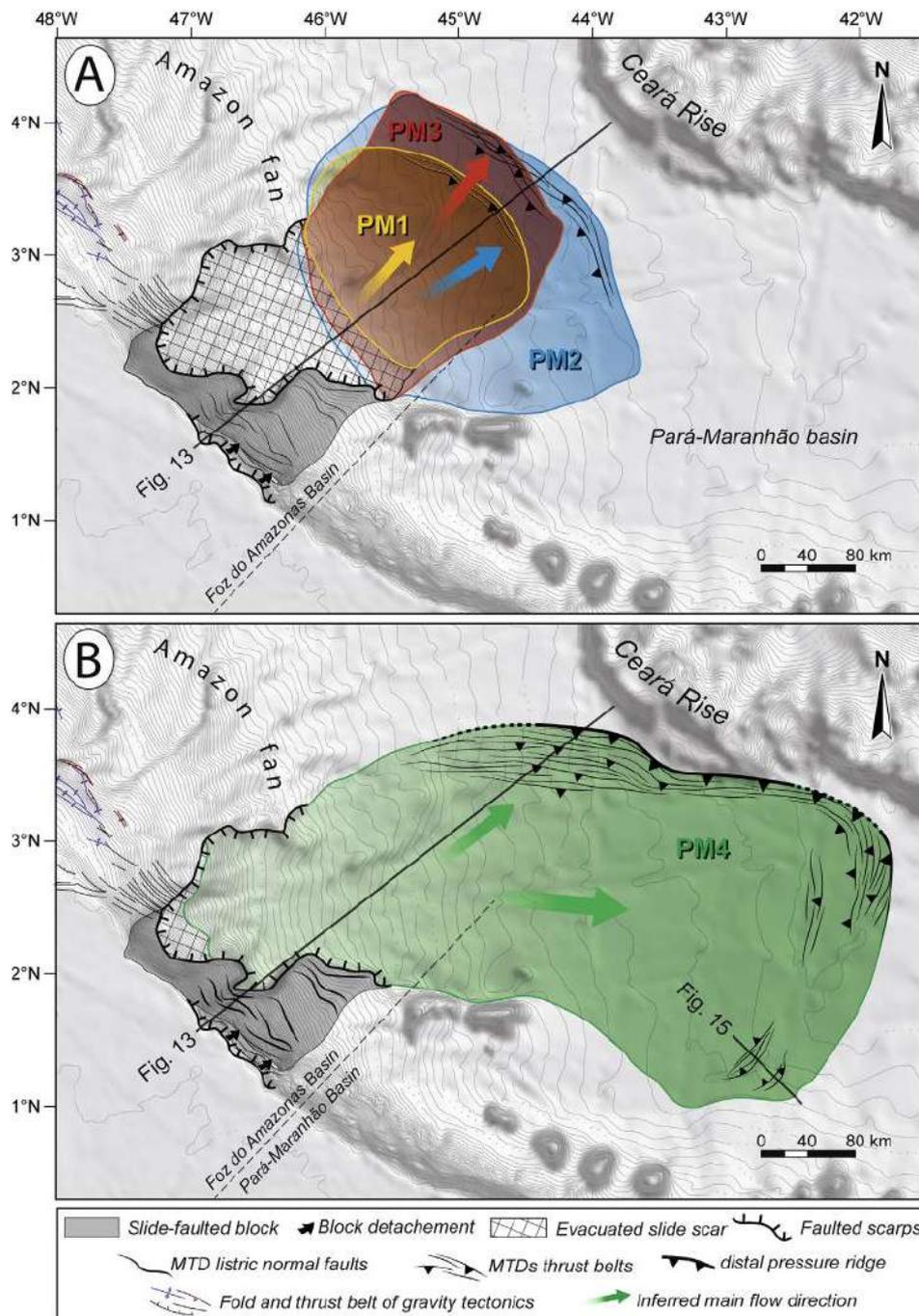
A distribuição, em planta, dos depósitos que compõem os Complexos de Megadeslizamentos Amapá (NO) e Pará-Maranhão (SE) pode ser vista na Figura 13.

Figura 12 - Perfil sísmico que ilustra as proeminentes escarpas e depósitos de massas remobilizadas que compõem o Pará-Maranhão Megaslides Complex (PMMC), SE da bacia.



Fonte: Reis et al. (2016).

Figura 13 - Distribuição, em planta, das diferentes unidades que compõem o Pará-Maranhão Megaslides Complex (PMMC).



Nota: O PM6, o mais superior dos depósitos, se destaca em termos de área ocupada, e deflete para nordeste, condicionado pela pilha sedimentar do Leque do Amazonas e pela Elevação do Ceará - resultando em um fluxo frontalmente confinado, em sua porção distal.

Fonte: Reis et al. (2016).

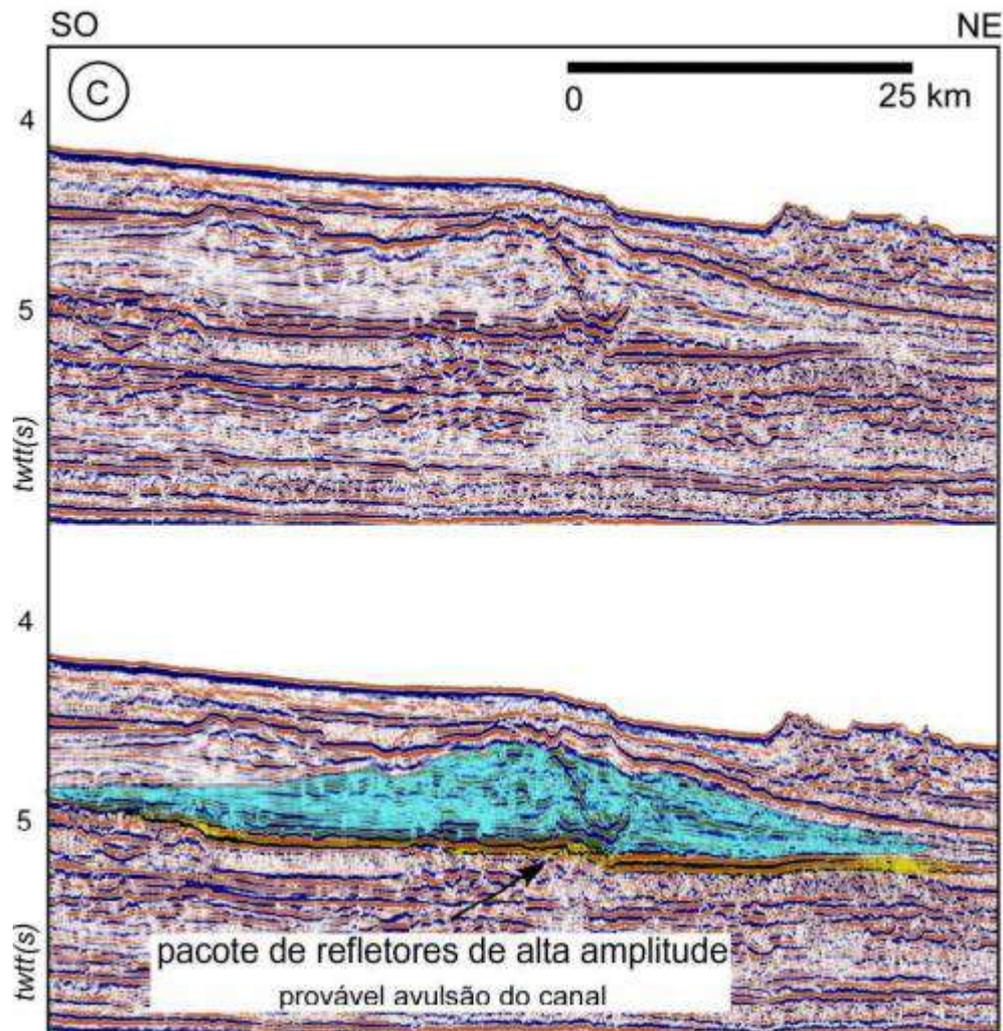
Em termos de fatores pré-condicionantes e de disparo das instabilidades mais recentes, Silva et al. (2016) e Reis et al. (2016) reportam: **i.** para a região central, o deslizamento dos estratos sobre uma superfície de *décollement*, em possível estado de superpressurização de fluidos (*Superfície de Destacamento Superior*, identificada por Perovano et al., 2009) atuaria

desestabilizando a coluna estratigráfica; em conjunto com a deformação dos cinturões compressivos da tectônica gravitacional, que resultaria em MTDs estruturalmente disparados, envolvendo volumes de sedimentos da ordem de até 25.000 km<sup>3</sup> (Silva et al., 2016); **ii.** Nos flancos SE e NO, os grandes complexos de deslizamentos (AMC e PMMC) também ocorrem acima da *Superfície de Destacamento Superior*, que propicia o deslizamento das camadas acima da mesma, e gera a deformação localmente observada - notoriamente expressa sob a forma de um *slide block* marcado por falhamentos, dobramentos e rotação dos blocos individuais (Reis et al., 2016; Silva et al., 2016). Esta região - onde apenas o naípe extensional da tectônica gravitacional é observado - é provavelmente a origem das massas remobilizadas que compõem o AMC e PMMC e que foram consideradas, na escala sísmica, como ocorrências fossilizadas (Reis et al., 2016).

Os depósitos de transporte de massa descritos acima se interdigitam com as complexos de canais e diques marginais, resultando em um padrão recorrentemente observado em diversos leques turbidíticos ao redor do mundo, como o Leque do Zaire (Droz et al., 2003) e do Rhône (Bellaiche et al., 2002). No Leque do Amazonas, os típicos depósitos de canais (Fig.14) são identificados pelo clássico empilhamento vertical de refletores de alta amplitude (*high amplitude reflectors* - HARs *sensu* Flood et al., 1991). Análises posteriores correlacionaram tais fácies sísmicas a depósitos constituídos por areias maciças e conglomeráticas, que ocorrem em pacotes de 5 a 10 m de espessura individual. Constituem os depósitos de maior granulometria do leque, e podem ainda conter em seu interior clastos argilosos provenientes da erosão dos diques marginais. Os diques marginais, por sua vez, apresentam morfologia de cunha, com refletores sísmicos de baixa amplitude e divergentes, que se afinam com o aumento da distância em relação ao canal (Fig.14). Apresentam a maior taxa de sedimentação do leque (5-25m/ka) e são compostos basicamente por siltes e argilas, o que gera uma assinatura sísmica composta por refletores de baixa amplitude. Atingem espessuras individuais de até 70 m, diminuindo de altura em direção a bacia profunda. Outros depósitos recorrentes no sistema turbidítico do Amazonas são os HARPs - *high amplitude reflection packets* (*sensu* Flood et al., 1991), tipicamente encontrados na base dos sistemas de canais e diques marginais. São caracterizados por refletores de alta amplitude (Fig.14), com espessuras totais entre 5 e 25 m, em unidades de até 4m. Possuem dezenas de quilômetros de continuidade lateral e se estendem por centenas de quilômetros leque abaixo (Flood et al., 1991), estando relacionados ao processo de alta energia de avulsão dos canais. Juntamente com os depósitos de canais, os HARPs constituem os sedimentos com maior grau de selecionamento do Leque do Amazonas. Na porção distal do leque - coincidente com a diminuição do gradiente da bacia - ocorre o

espraiamento das areias, previamente canalizadas. Assim, formam-se os lobos deposicionais distais, distribuídos pelo fundo de forma semelhante a lençóis de areias. Estes lobos são encontrados em camadas individuais de até 3m de espessura, que coalescem ao longo do tempo e originam pacotes amalgamados de até 50m de espessura (Damuth et al., 1983, 1988).

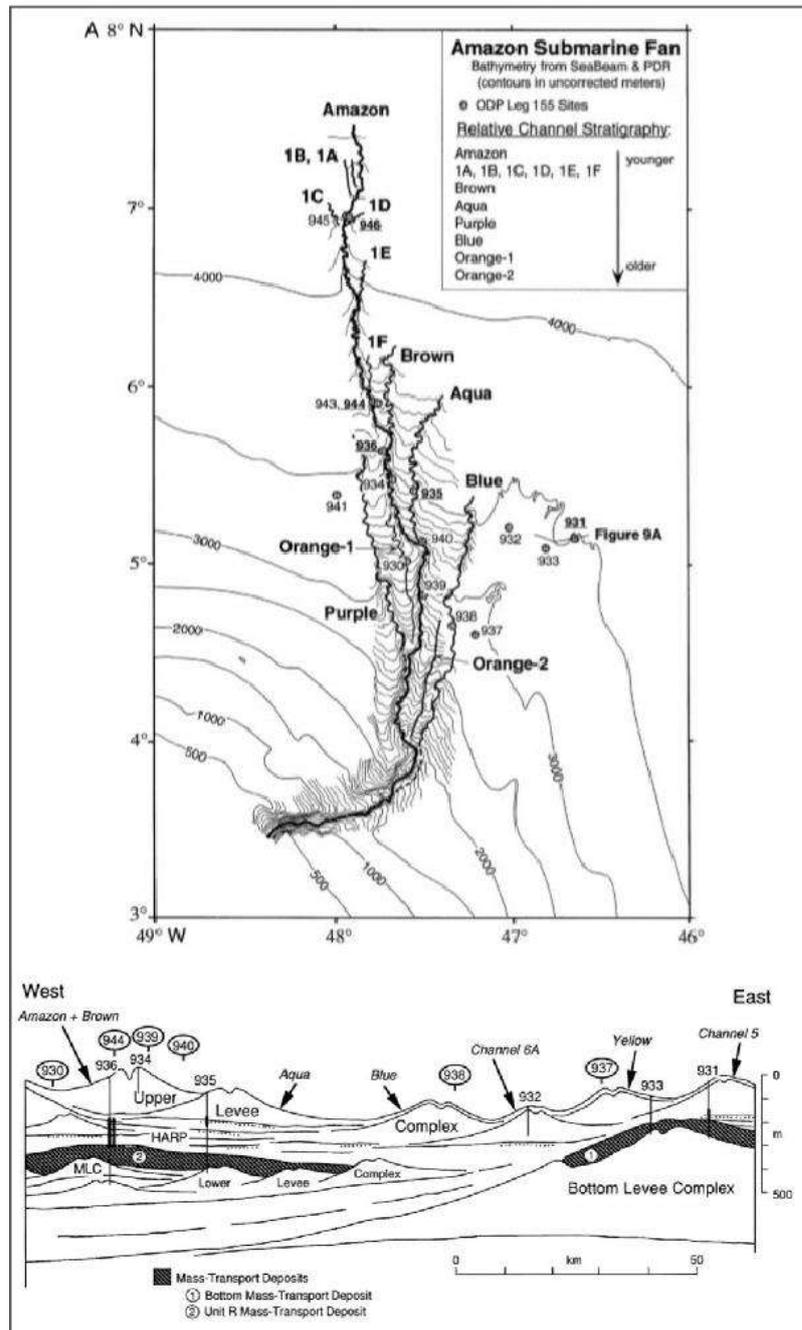
Figura 14 - Perfil sísmico ilustrando unidade sísmica basal composta por refletores de amplitude anormalmente alta, na base de um sistema de canal e dique marginal.



Fonte: Albuquerque (2009).

Estes elementos arquiteturais compõem os quatro complexos de canais e diques marginais identificados na bacia, da base para o topo: o *Bottom, Lower, Middle e Upper Levee Complexes* (Fig.15).

Figura 15 - **A.** Complexo de canais e diques marginais identificados na região central superior do Leque do Amazonas e **B.** Perfil esquemático que ilustra a distribuição dos complexos de canais, em subsuperfície.

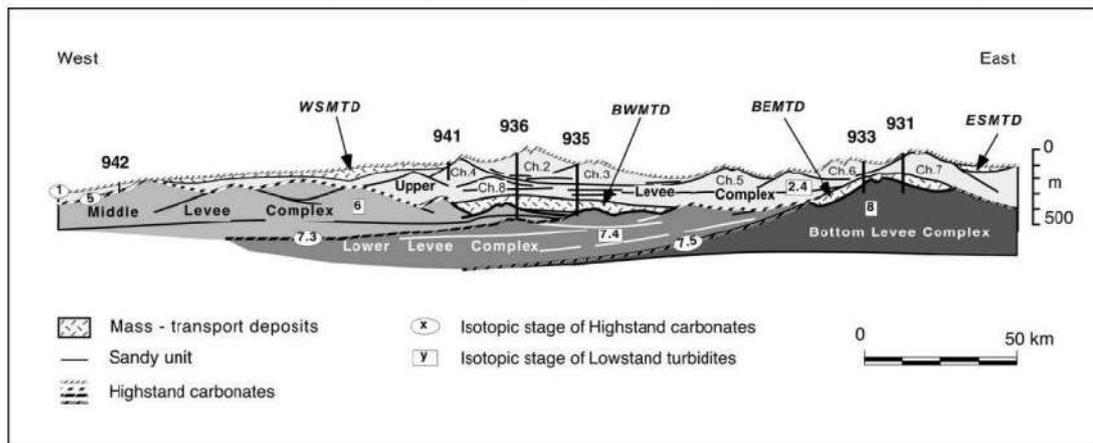


Fonte: Pirmez et al. (1997).

De acordo com datações, Flood & Piper (1997) afirmam que todos os sistemas de canais e diques marginais teriam se formado em épocas de rebaixamento do nível do mar, com exceção do *Lower Complex* (Figs.16 e 17), cuja formação estaria relacionada à uma rápida subida do nível de base. Taxas de sedimentação de 5-10cm/kyr são propostas para os períodos interglaciais no leque; enquanto taxas de 1-50m/kyr são estimadas para os máximos glaciais (Damuth & Kumar, 1975; Damuth et al.,1988 e Mikkelsen et al., 1997). A identificação de

unidades de lamias biogênicas entre os sistemas de canais e diques marginais foram interpretadas, ao menos parcialmente, como seções condensadas pertencentes a tratos de sistemas transgressivos ou de nível de mar alto, e indicam inatividade do leque em épocas interglaciais (Flood et al., 1995).

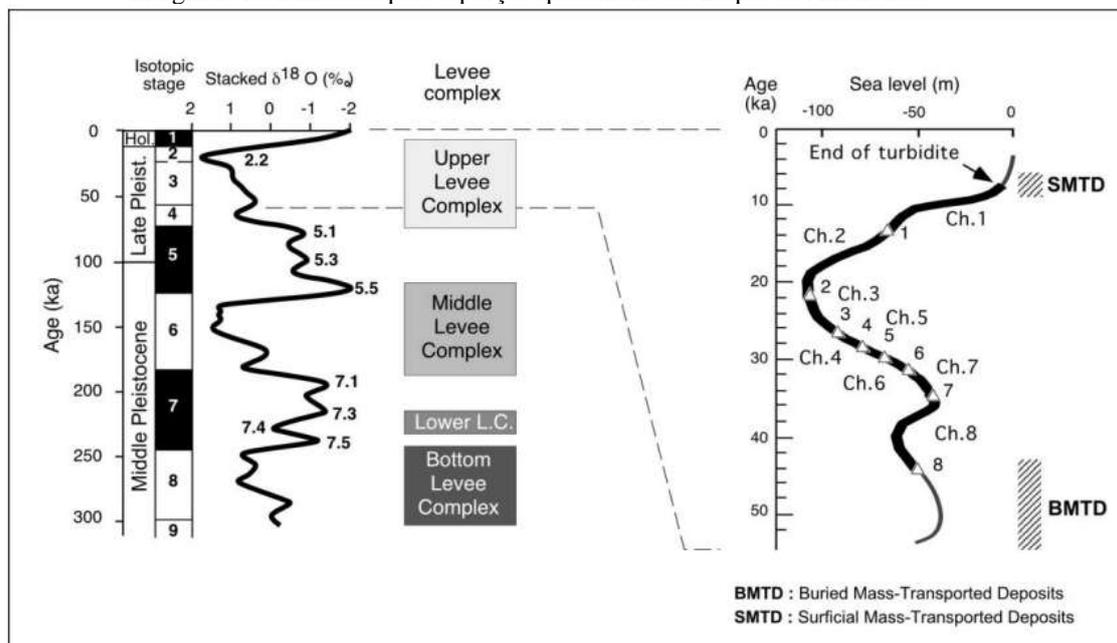
Figura 16 - Sistemas de canais e diques marginais mapeados para a porção mais superior do Leque do Amazonas.



Legenda: Estágios isotópicos obtidos tanto para as lamias carbonáticas de origem interglacial, quanto para os turbiditos.

Fonte: Lopez (2001).

Figura 17 - Curva esquemática do nível do mar e estágios isotópicos associados aos sistemas de canais e diques marginais identificados para a porção quaternária do Leque do Amazonas.



Legenda: A. curva isotópica de Imbrie et al. (1984).

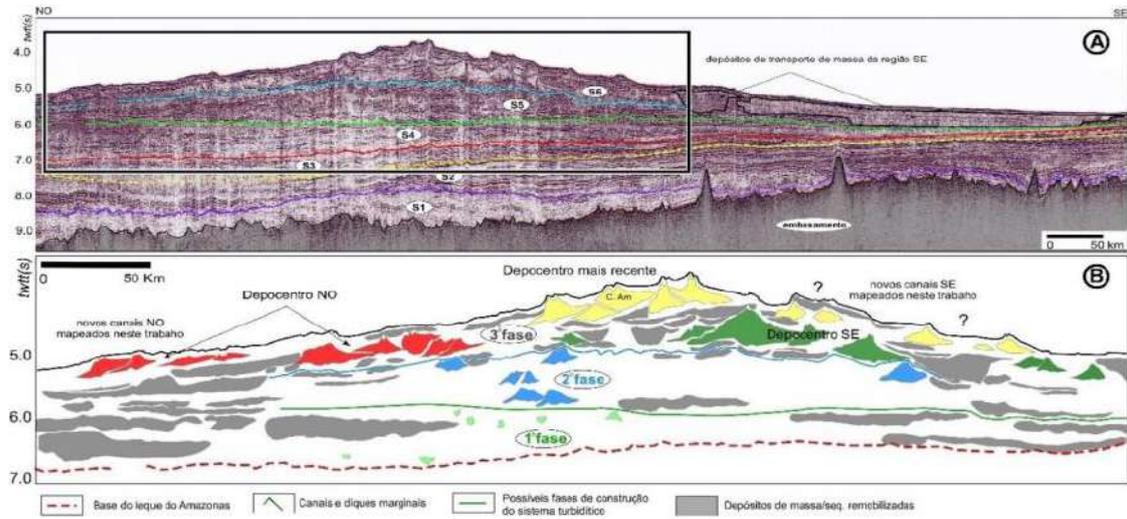
Fonte: A - Flood & Piper, (1997); B - Flood et al. (1995).

Mais recentemente, Albuquerque (2009) conduziu uma investigação utilizando dados de sísmica multicanal, onde, através da identificação e reconhecimento do padrão de evolução

dos principais elementos arquiteturais observados, tornou-se possível aprofundar alguns aspectos acerca dos estágios de desenvolvimento do leque (Fig.18). A autora identificou uma fase de implementação incipiente do sistema turbidítico - provavelmente coincidente com a chegada do rio Amazonas na bacia - marcada por canais diminutos e esparsos, com poucas dezenas de metros de extensão, sem a presença de diques marginais. Estas feições, que apontam para uma fraca canalização dos fluxos, coexistem lateralmente com pacotes de refletores plano paralelos e corpos sísmicos caóticos e transparentes (MTDs), de dimensões e espessuras significativas. Uma segunda fase aponta para um maior grau de desenvolvimento destas feições (basicamente na região central), que atingem seu pleno desenvolvimento na porção mais superior da coluna estratigráfica (como reportado pelos trabalhos previamente citados). Adicionalmente, Albuquerque (2009) demonstrou que, desde a implementação do sistema turbidítico na bacia, a ocorrência de MTDs se tornou mais frequente ao longo da coluna estratigráfica, como posteriormente confirmado por Araújo et al. (2009). Além disso, o padrão de ocorrência destas massas remobilizadas é variável nos setores central e SE/NO. Nota-se que nos flancos do leque predominam massas mais espessas e de distribuição mais regional, e apenas superficialmente foram observados canais turbidíticos; enquanto no setor central, os MTDs, menos espessos, se interdigitam com os sistemas de canais e diques marginais. Recentemente, um novo modelo de idades foi proposto para o Neógeno da bacia por Cruz (2019), no qual a base do leque foi revisitada e redefinida, com base em dados de Cronoestratigrafia.

Atualmente, o leque encontra-se inativo, desconectado da drenagem atual do Rio Amazonas e recoberto por uma fina capa de vasa pelágica, de alguns centímetros de espessura (Damuth et al., 1988; Lopez 2001).

Figura 18 - Principais seqüências sísmicas e fases de desenvolvimento mapeados para o Leque do Amazonas.



Fonte: Albuquerque (2009).

## 2 OBJETIVOS

Os objetivos desta tese de doutorado consistiram em:

- a) conhecer a distribuição espacial de feições indicativas de instabilidades submarinas e dos diferentes tipos de processos de remobilização sedimentar no fundo e subfundo da bacia (em escalas de investigação de 0.5 s a 1.5s em tempo duplo, respectivamente);
- b) identificar e compreender se há correlação espacial entre (a) os diferentes tipos de processos de remobilização sedimentar observados no fundo atual mapeados neste trabalho e (b) a ocorrência de MTDs Plio-quadernários previamente mapeados na área, em diversos trabalhos (Damuth et al., 1988; Perovano et al., 2009; Silva et al., 2010; Reis et al., 2016);
- c) identificar (tentativamente, e de forma qualitativa) e revisar os prováveis fatores pré-condicionantes e/ou disparadores das instabilidades geológicas submarinas mapeadas na bacia;
- d) Propor áreas na bacia - definidas neste trabalho como Zonas Críticas (ZC) – onde os processos perigosos demandam especial atenção por se localizarem de forma adjacente à regiões onde atividades humanas são desenvolvidas (ex. escarpas e cabeças de cânions próximas à blocos exploratórios), o que aumentaria o impacto em caso de deslizamentos de massa submarinos.

### 3 PANORAMA ATUAL SOBRE OS PROCESSOS DE TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DE MASSA SUBMARINOS OBSERVADOS EM DIVERSOS CONTEXTOS GEOLÓGICOS

#### 3.1 Movimentos de Massa Submarinos: Definição e Ocorrência

Movimentos de massa submarinos constituem importantes agentes transportadores, capazes de fornecer significativos volumes de sedimentos para a bacia profunda, ao remobilizar a carga sedimentar trazida e acumulada pelas drenagens fluviais, correntes e/ou processos erosivos na região de quebra de plataforma e talude superior. Os processos de colapso de talude ocorrem, de forma geral, quando as forças que favorecem o movimento dos sedimentos talude abaixo excedem as forças que resistem a este movimento e aos grandes estresses gerados pelo meio ambiente, como abalos sísmicos, a sobrecarga cíclica originada por ondas de tempestades e a própria gravidade (Hampton et al., 1996; Lee et al., 2007; Moscardelli & Wood, 2015).

Geralmente, o colapso de um talude está associado à uma miríade de fatores pré-condicionantes, que atuam no sentido de favorecer tais movimentos. Exemplos típicos seriam sobrecarga sedimentar diferencial, rápida sedimentação e presença de camadas frágeis (*weak layers*) no interior dos pacotes sedimentares, onde as mesmas acabam funcionando como superfícies preferenciais sobre as quais os estratos superiores deslizam (Garrison, 1977 *apud* Lee et al., 2007). Mais adiante, serão discutidos os principais mecanismos pré-condicionantes e disparadores dos movimentos gravitacionais de talude.

Os processos de remobilização de massa ocorrem em uma série de ambientes, sendo mais comumente encontrados em fiordes; nas proximidades de cânions erosivos e deltas submarinos; assim como nos flancos de ilhas oceânicas e taludes de margens continentais abertos e expostos. Segue abaixo uma breve síntese destes cenários de ocorrência, baseada em trabalhos como de Masson et al. 2006; Lee et al. 2007, Talling et al. 2014; Shanmugan, 2015; Clare et al. 2018.

- a) Deltas de rios ativos, em geral, estão sujeitos à rápida sedimentação, originando espessas cunhas de sedimentos recentes e inconsolidados, que tendem a apresentar baixa resistência ao cisalhamento. Além disso, a presença de matéria orgânica (muito comum nestes ambientes) e os gases gerados a partir de sua decomposição - como o dióxido de carbono e metano - podem

umentar a pressão intersticial, novamente contribuindo para a redução da resistência do pacote sedimentar. Desta forma, são criadas zonas bastante suscetíveis a colapsos, principalmente quando sob condições estressantes do meio ambiente;

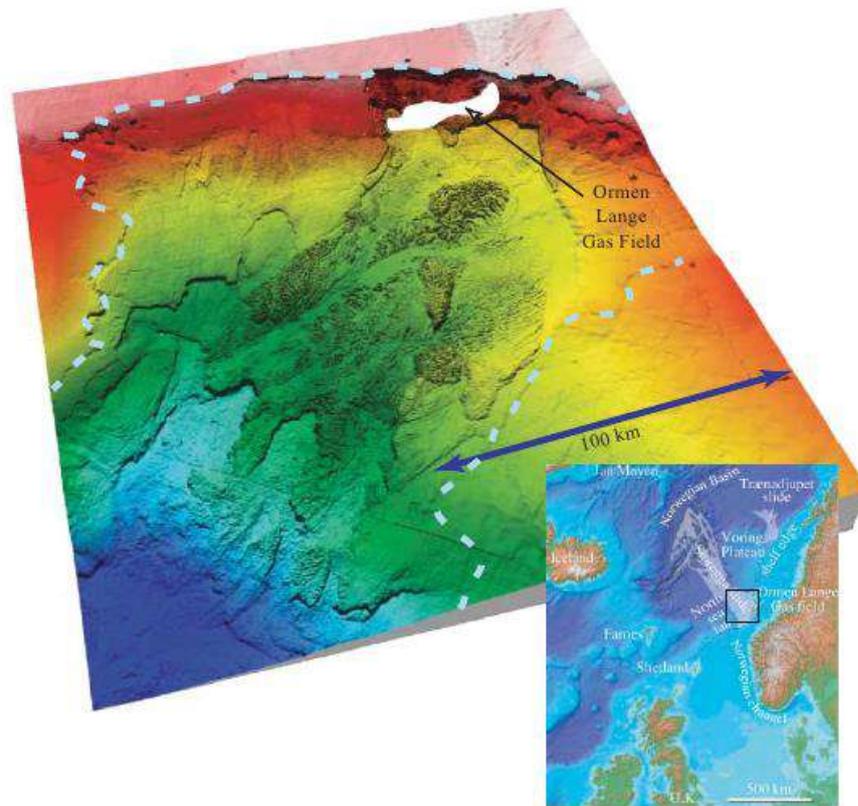
- b) Os sistemas de cânions submarinos, principalmente na região de cabeceira destes sistemas, são reconhecidos condutores de sedimentos para águas mais profundas, capazes de trapear inclusive fluxos de areias e seixos. Podem apresentar paredes laterais altas e escarpadas, que tendem a ser naturalmente instáveis. Em sistemas turbidíticos profundos, deslizamentos são reportados para os principais leques do mundo, principalmente associados a diques marginais íngremes. Geralmente, blocos rotacionados também são comumente encontrados. De acordo com o modelo proposto por Hampton (1972) apud Lee et al. (2007) os processos de remobilização nestes locais tendem a se iniciar sob forma de depósitos mais coerentes, que, com o movimento talude abaixo, se desintegram e incorporam água do meio, adquirindo comportamento mais fluido. Sendo assim, durante o movimento, é comum (mas não obrigatório) que ocorra evolução do tipo de fluxo, de *slides/slumps* para *debris flows*. Flutuações eustáticas, ondas de tempestades, terremotos e ondas sísmicas tendem a atuar como fatores deflagradores de colapsos nestes ambientes;

Apesar dos deslizamentos submarinos ocorrerem em múltiplos contextos, é nos flancos das ilhas oceânicas e nos taludes de margens continentais expostas que estes processos remobilizam os maiores volumes de sedimentos e são mais frequentemente encontrados.

- c) Os processos vulcânicos tendem a criar relevos bastante íngremes, esporadicamente remodelados. É o caso da ilha canária de Tenerife, cujo talude apresenta 15° graus de inclinação. No entanto, não necessariamente todos os flancos de ilhas vulcânicas serão suscetíveis aos deslizamentos. É em conjunto com as forças geológicas locais que, em alguns destes taludes, se originarão grandes desmoronamentos, tanto na parte emersa, quanto na porção submersa dos flancos;
- d) No caso dos taludes continentais de margens expostas, as instabilidades tendem a ocorrer sob as mais diversas condições geológicas e latitudes. Em geral, colapsos são comuns em taludes de baixos gradientes (inferiores a

5.0°), valores para os quais um cenário de estabilidade do fundo submarino seria esperado, quando comparados à estabilidade de solos continentais (Lee et al., 2007). Neste caso, pressupõem-se que um fator deflagrador (por exemplo, um terremoto) seja responsável pela geração do colapso final, atuando como um gatilho. Fatores pré-condicionantes, como a presença de zonas de fraqueza ou camadas frágeis, também tendem a aumentar o grau de instabilidade dos pacotes. Este parece ser um dos principais fatores atuantes em diversas das margens mundiais, capaz de induzir episódios de remobilização mesmo em taludes bastante suaves. Na bacia da Foz do Amazonas, argilas superpressurizadas atuam como níveis de destacamento em posições estratigráficas distintas dentro do pacote cenozóico da bacia (Silva et al., 1999; Silva et al., 2009; Reis et al., 2016). Também para o deslizamento submarino de Storegga, na Noruega (**Fig.19**); Haflidason et al. (2004) atribui o deslizamento de sedimentos glaciomarinheiros sobre uma superfície basal à presença de uma camada hemipelágica combinada com conturitos depositados em período interglacial. Neste caso específico, a ocorrência de camadas subparalelas, distribuídas por extensa área, parece ter contribuído para a magnitude do deslizamento. Nestes casos, a partir do momento em que a remobilização se inicia, extensas áreas são afetadas de uma só vez (Masson et al., 2006). Adicionalmente, rápidas mudanças no nível de base e dissociação de hidratos de gás pode atuar como fatores disparadores ou pré-condicionantes das instabilidades submarinas. Todos estes fatores serão discutidos adiante, mais detalhadamente.

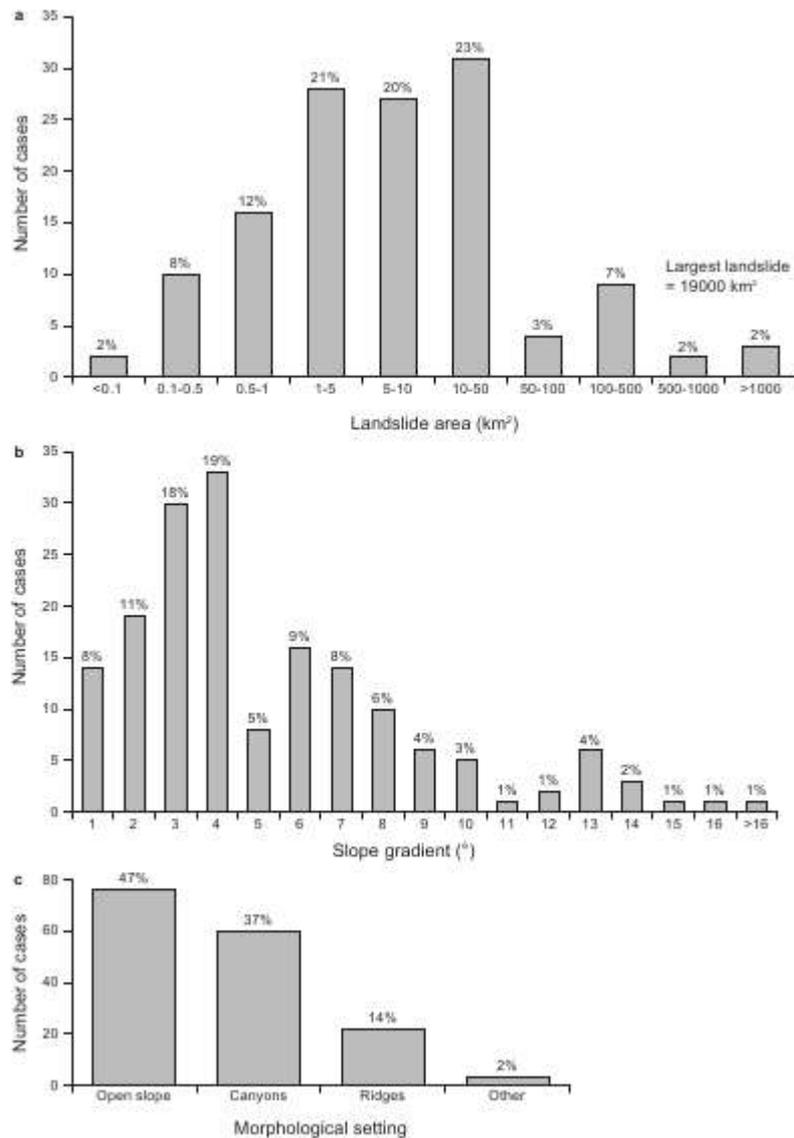
Figura 19 - Batimetria multifeixe que ilustra a porção superior do deslizamento de Storegga, na Noruega.



Nota: Destaque para a ocorrência de múltiplos planos de destacamento paralelos/subparalelos entre si.  
 Fonte: Cortesia de Petter Bry (Norsk Hydro) em Masson et al. (2006).

Ainda no contexto dos taludes de margens continentais expostos, Huhnerbach et al. (2004) propõem, através da compilação e análise de dados de deslizamentos submarinos em diferentes segmentos da margem atlântica americana, que: *i.* em geral, os deslizamentos não são fortemente influenciados pelos gradientes locais; *ii.* ao contrário, os maiores deslizamentos parecem estar associados aos menores gradientes ( $<1^\circ$ ); *iii.* a maior ocorrência de escarpas ocorre entre 1000-1300m de profundidade, no talude médio. Os histogramas apresentados na **Fig.20** estão de acordo com Huhnerbach et al. (2004) e demonstram a maior ocorrência destes processos em gradientes suaves, na faixa de 3 a 4° de inclinação (Booth et al., 1993).

Figura 20 - Histogramas com as principais faixas de gradientes e contextos morfológicos de ocorrência dos deslizamentos submarinos, a partir de dados que contemplam a margem atlântica americana.



Fonte: Booth et al. (1993).

Os processos de remobilização de massa submarinos constituem significativos eventos episódicos, nos quais os maiores deslizamentos submarinos chegam a remobilizar milhares de km<sup>3</sup> de sedimentos. Além disso, os deslizamentos submarinos apresentam, em geral, duas a três vezes a magnitude dos processos análogos subaéreos (Hampton et al., 1996). Expressivos alcances (*run outs*) - parâmetro que expressa a mobilidade de um deslizamento, através do comprimento total do depósito, desde a escarpa de origem até sua porção distal - são reportados, mesmo em taludes de baixa declividade. Haflidason et al. (2004) cita um alcance de ~ 810 Km para o deslizamento de Storegga (Noruega); Talling et al. (2007) reportam alcances de 1.500 Km para o Canary *Debris Flow* (CDF), na margem *offshore* noroeste africana, sendo este considerado um dos maiores alcances para um fluxo de densidade já reportados na Terra.

A importância de se compreender mais profundamente os processos de remobilização em regiões submersas vem, em grande parte, dos riscos geológicos que os mesmos representam. Por exemplo, o deslizamento de Storegga (Noruega) está situado em local bastante próximo ao campo produtor Ormen Lange, que supre o reino Unido com 20% da sua necessidade de gás (Masson et al., 2006). Além disso, com as atividades exploratórias migrando cada vez mais para águas profundas e ultra profundas, estruturas como cabos submarinos, dutos e plataformas encontram-se também expostos a tais eventos, o que pode resultar em perdas econômicas e humanas significativas. No tocante às comunidades costeiras, o risco de geração de ondas do tipo *tsunami* constitui séria ameaça. Os tsunamis que ocorreram no evento de Grand Banks, Canadá, em 1929 e principalmente o de Papua Nova Guiné, em 2003, se originaram a partir de grandes deslizamentos submarinos, e resultaram em perdas de vidas humanas e grandes prejuízos à sociedade (Heezen & Ewing, 1952; Tappin et al., 2008). Por outro lado, grandes depósitos de movimento de massa, predominantemente arenosos (SMTD - *sandy mass-transport deposits*) constituem, atualmente, campos produtores de petróleo e gás (Shanmugam, 2015) despertando especial atenção econômica. No entanto, em geral, os MTDs constituem, dentro dos sistemas petrolíferos, camadas mais impermeáveis, originando majoritariamente unidades selantes (Aplin & Macquaker, 2011; Shanmugam, 2015).

Apesar dos altos riscos que representam, o estudo dos colapsos e processos de remobilização submarinos não é tão simples, já que dados de alta resolução - como batimetria e sísmica 3D - com boa cobertura espacial, nem sempre se encontram disponíveis. Além disso, os deslizamentos submarinos são menos estudados que seus análogos terrestres, já que os processos envolvidos precisam ser compreendidos pela ótica da mecânica de solos e mecânica de fluidos, o que torna estes processos mais complexos no meio aquoso.

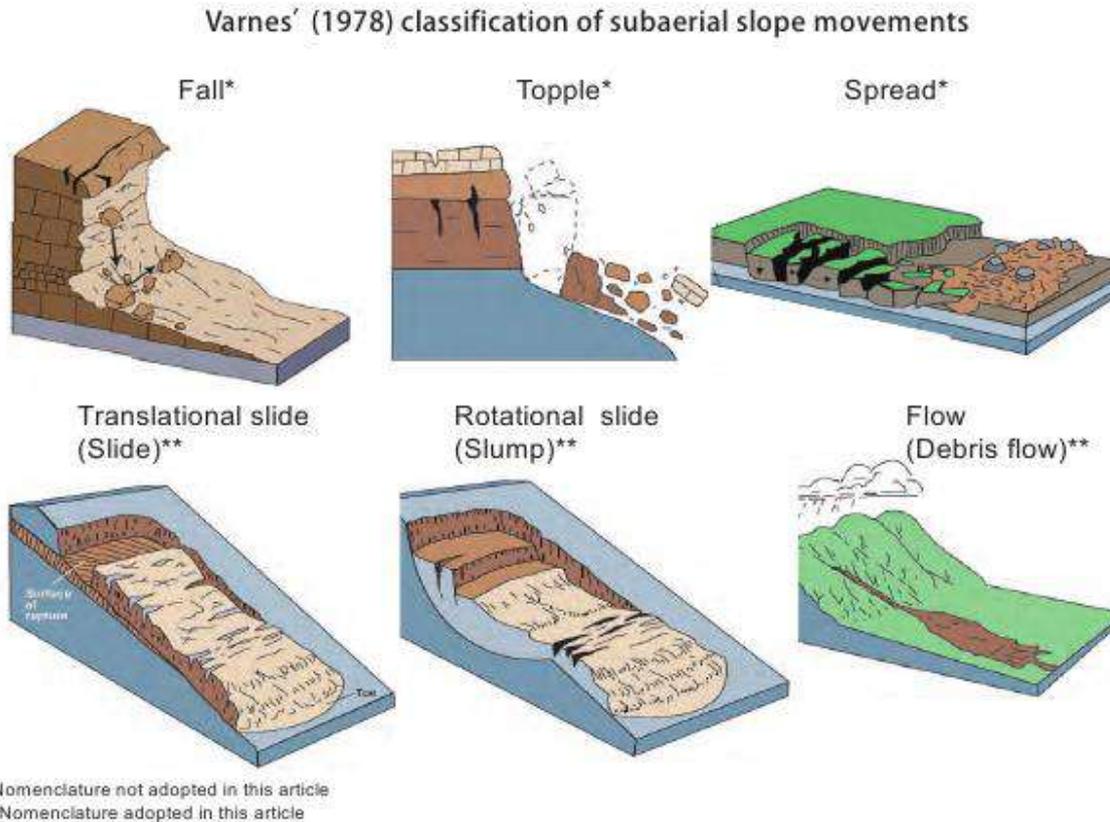
### **3.2 Classificação dos Movimentos de Massa**

Os movimentos de remobilização de massa que ocorrem em ambientes marinhos variam largamente quanto aos processos físicos envolvidos e aos depósitos gerados. Diversas classificações já foram propostas no intuito de descrever, mais detalhadamente, esta gama de processos.

Varnes (1978) propôs, de forma pioneira, uma classificação baseada nos processos continentais e estendida posteriormente para os processos submarinos. Esta classificação

engloba desde processos como a queda de blocos até *slides/slumps* e *debris flows*, ressaltando a diferença entre movimentos de deslizamento de corpos razoavelmente rígidos sobre superfícies basais (genericamente chamados de *slides*) e fluxos (Fig.21).

Figura 21 - Classificação dos tipos de movimentos de talude e processos associados.

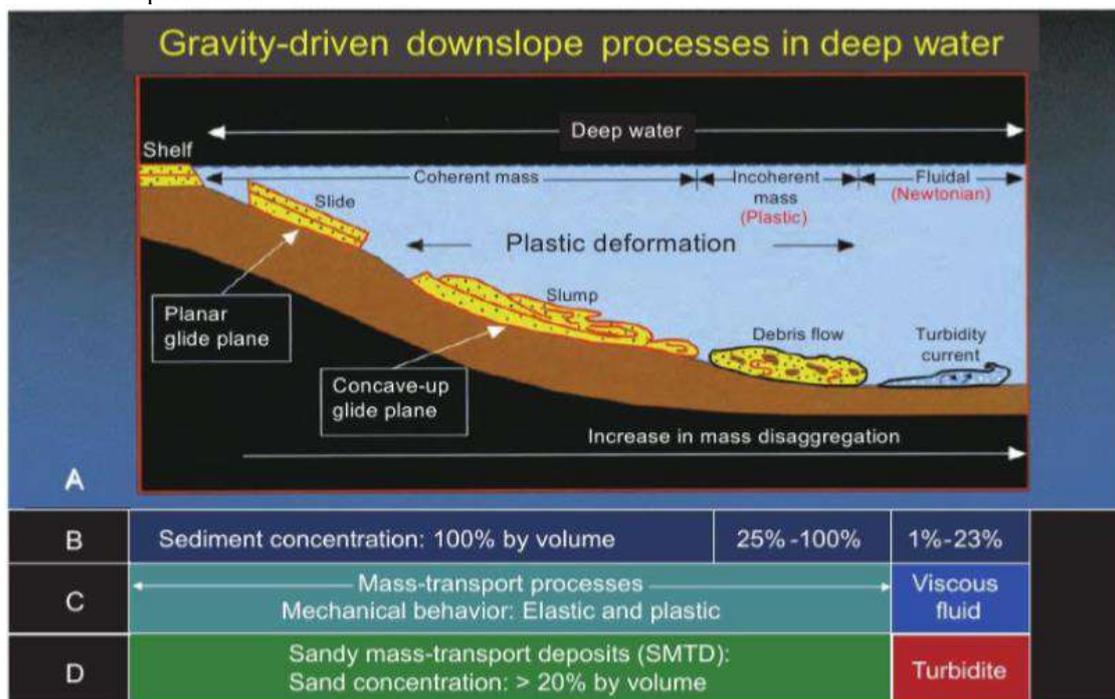


Fonte: Modificado de Varnes (1978) por Highland & Bobrowsky (2008) apud Shanmugam (2015).

Dott (1963) propõe uma classificação baseada no comportamento mecânico do material colapsado, incluindo quatro tipos de transporte: i. elástico, representado pela queda de blocos; ii. elástico e plástico, representado por *slides* e *slumps*; iii. plástico, onde estariam inseridos os *debris flows* e iv. fluidos viscosos, que incluiriam as correntes turbidíticas de movimento newtoniano. De acordo com a classificação de Dott (1963), os transportes sólidos são considerados separadamente dos transportes fluidos, e variam de acordo com as concentrações sedimentares. Nos transportes sólidos (elástico e plástico), 25-100% do volume total é representado por sedimentos - demonstrando alta concentração sedimentar, sob a forma de blocos sólidos ou agregados de partículas. Já as correntes de turbidez apresentariam baixas concentrações, com apenas 1-23% do volume total sendo representado por sedimentos; e cujas partículas seriam mantidas em suspensão através da turbulência do fluido (Dott, 1963; Sanders, 1965 apud Shanmugam, 2015). Não seriam, portanto, consideradas como depósitos de

transporte de massa, efetivamente. Esta classificação ressalta a maior eficiência e competência (em termos de volumes de sedimentos transportados para maiores profundidades) dos transportes de massa. Além disso, tais processos ocorreriam tanto em ambientes subaéreos quando submarinos. As correntes de turbidez, ao contrário, seriam menos eficientes quanto ao transporte e operariam apenas em meio marinho (Fig.22).

Figura 22 - Esquema ilustrativo dos principais tipos de processos gravitacionalmente induzidos em águas profundas.



Fonte: Shanmugam (2015).

Uma terceira classificação, proposta de acordo com a velocidade dos processos, foi introduzida por Sharpe (1938) *apud* Shanmugam, (2015) e posteriormente adotada por Varnes (1978), para os processos subaéreos. Alguns autores a utilizam para o reconhecimento de processos submarinos através de dados batimétricos e sísmicos (Shanmugam, 2015). Dentro desta classificação, *slides* são considerados processos de alta velocidade; uma transição entre *slumps* e *debris flows*. Já o termo *creeping* aparece sob nove tipos de classificação, relacionado a processos lentos e graduais de deformação do pacote sedimentar. Shanmugam (2015), no entanto, aponta uma fragilidade neste método, já que a medição destes processos, no meio submarino, é bastante difícil. Velocímetros são constantemente avariados por tais eventos episódicos e, ainda que velocidades possam ser estimadas (como no caso dos cabos rompidos em Newfoundland, Canadá, 1929, como reportado em Heezen & Ewing, 1952), não constituem medições diretas e extremamente confiáveis. Além disso, não é possível saber com exatidão

que tipo de processo (*slumps*, *debris flows* ou *correntes de turbidez*) originou o rompimento dos cabos e, conseqüentemente, tais velocidades estimadas.

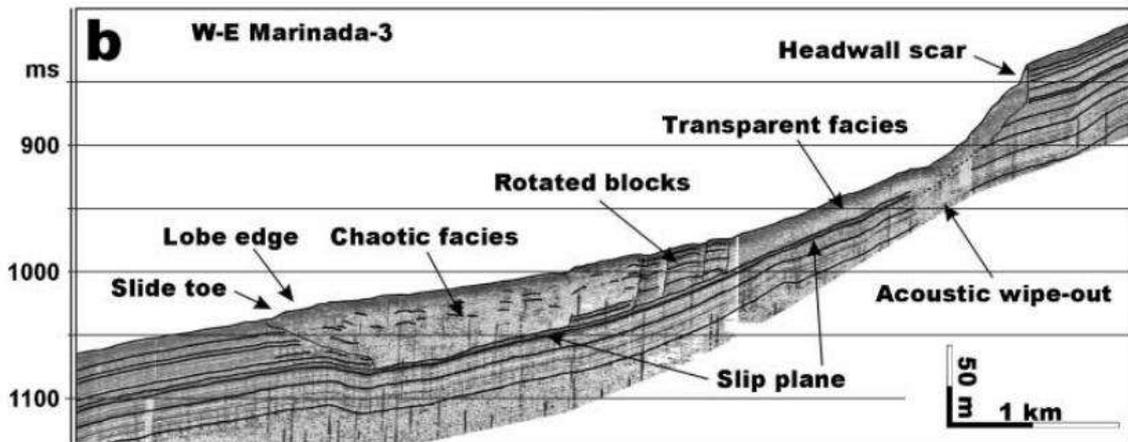
Finalmente, é importante lembrar que um processo que se inicia sob a forma de um *slide* ou *slump* pode, no decorrer do transporte bacia adentro, se transformar em um fluxo de detritos e até mesmo em correntes de turbidez, dependendo da desintegração e incorporação de água durante o percurso (Hampton, 1972 *apud* Lee et al., 2007; Talling et al. (2007). No entanto, esta evolução ou transformação do fluxo não necessariamente irá ocorrer em todos os casos.

Na maioria dos estudos mundo afora, os depósitos de transporte de massa considerados mais relevantes são os *slides*, *slumps* e *debris flows*. Estes depósitos constituem volumes significativos das colunas sedimentares das margens mundiais, além de serem mais facilmente distinguíveis nos dados comumente disponíveis, como perfis sísmicos. Uma breve descrição destes três processos é apresentada abaixo, de acordo com os trabalhos de Varnes (1978); Hampton et al. (1996); Masson et al. (2006); Lee et al. (2007) e Shanmugam (2015):

*Slides*: são descritos como movimentos de massa onde um pacote sedimentar desliza sobre uma superfície planar de destacamento, em um movimento puramente translacional, de forma razoavelmente coerente. Por causa disso, tendem a conservar parcialmente o acamamento interno dos estratos, demonstrando menor deformação do pacote sedimentar, podendo até mesmo conter blocos de centenas de quilômetros praticamente intactos em seu interior. Podem se deslocar por grandes distâncias no meio marinho. Nos dados sísmicos, é difícil a distinção entre os depósitos de slides e os detritos, já que ambos podem exibir ecofácies transparentes a caóticas (Fig.23). Solheim et al. (2005b) propõem que a existência de uma escarpa principal adjacente e escarpas laterais sirvam como critério de diferenciação. Adicionalmente, a geometria característica de lençol e blocos falhados e rotacionados são comumente identificados. Em ambientes submarinos, tendem a ocorrer em cânions, fiordes, e próximo a região de quebra de plataforma e taludes continentais.

No entanto, apesar de corresponder a um processo específico, como descrito acima, a terminologia *slide* é usada de maneira bastante genérica nos trabalhos científicos, para designar as conseqüências de um colapso/ruptura de talude, independentemente do tipo de processo e mecânica envolvidos (Hampton et al., 1996 e Locat & Lee, 2002). Outros termos utilizados de forma abrangente seriam movimentos/colapsos/ruptura de talude - todos empregados para descrever deslizamentos e fluxos causados pela ação preponderante da gravidade sobre as camadas sedimentares.

Figura 23 - Exemplo sísmico de depósito de *slide* (Ana slide, Mar Mediterrâneo).

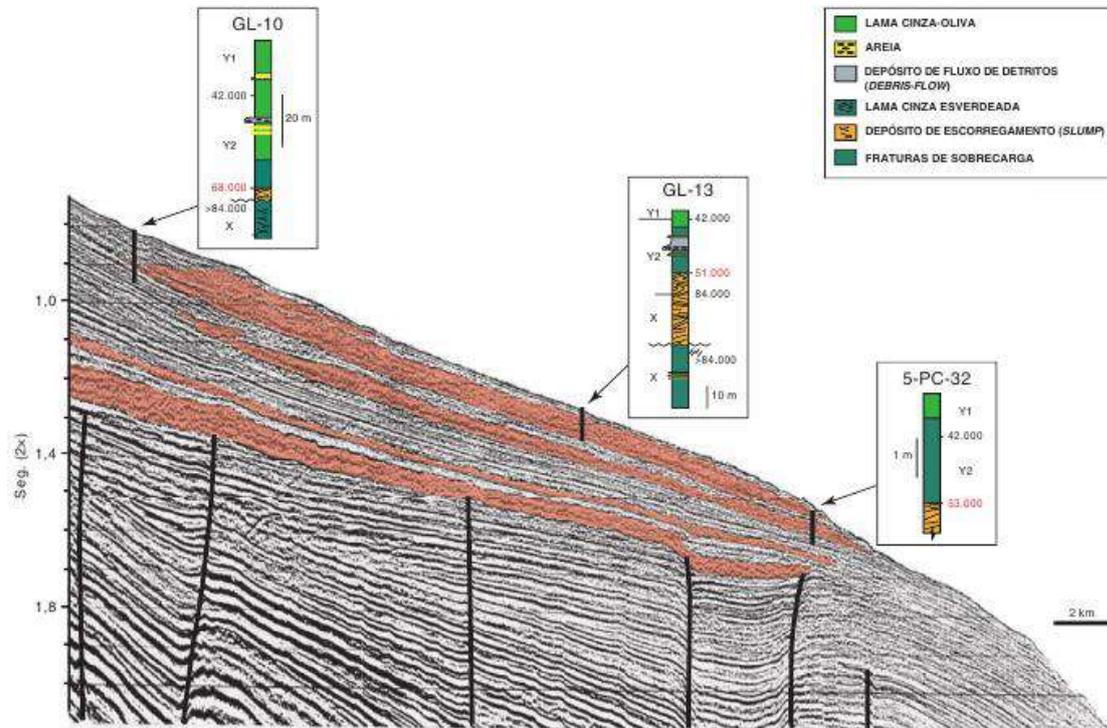


Nota: Presença de elementos morfológicos típicos, como uma escarpa principal, plano basal de destacamento e depósito caracterizado por fácies caóticas.

Fonte: Lastras et al. (2004).

*Slumps*: são caracterizados pelo deslizamento de uma massa sobre uma superfície basal curva, o que resulta em um movimento rotacional, responsável por gerar maior deformação interna no pacote sedimentar (Fig.24). A ocorrência de falhas lítricas, fraturas (*cracks*) e blocos rotacionados próximo à região de cabeceira do depósito é comumente reportada. Através destas estruturas, as cabeceiras podem retrogradar para posições mais superiores do talude, ao longo do tempo geológico. Esta intensa deformação é, em geral, bastante visível em testemunhos, que apresentam camadas intensamente dobradas e deformadas (*slump folds* ou *slump sheets*). Nos dados sísmicos, fácies sísmicas caóticas são características destes depósitos, de modo similar aos *slides* e *debris flows*. A diferenciação torna-se mais complexa quando a superfície basal não é claramente identificável nos dados. Em ambientes submarinos, ocorrem com frequência nos taludes continentais das margens.

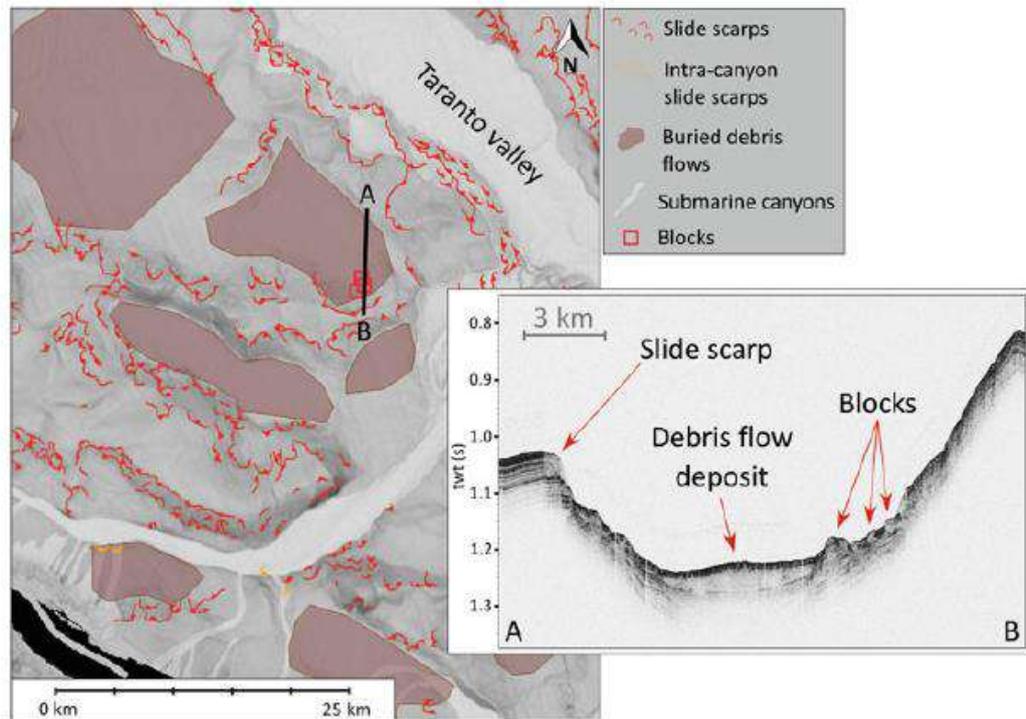
Figura 24 - Exemplo sísmico de depósitos de *slumps* quaternários da Bacia de Campos.



Fonte: Kowsmann et al. (2015).

*Fluxo de detritos (debris flows)*: associados a processos onde ocorre um fluxo de comportamento laminar, reologicamente plástico. A deposição tende a ocorrer através do congelamento do fluxo, como demonstrado em contatos superiores bruscos observados em testemunhos e afloramentos. Os movimentos intragranulares são responsáveis pelo transporte, geralmente sob forma de um fluxo não coerente. Podem se originar de deslizamentos em regiões mais rasas, como *slides/slumps*; ou serem transportados na camada basal de correntes de turbidez (Talling et al., 2007). A constituição abrange desde fluxos predominantemente lamosos a arenosos ou mistos. Em testemunhos e afloramentos, observa-se a ocorrência de clastos lamosos no topo de camadas arenosas ou ainda flutuantes na matriz. A gradação varia desde normal a reversa e é possível, inclusive, a ausência de gradação granulométrica. Nos dados sísmicos, os detritos (depósitos originados) são representados por fácies transparentes e caóticas, com geometrias de lençol ou lenticular (**Fig.25**). Em ambientes submarinos, detritos são encontrados em taludes continentais e bacias profundas e nos cânions submarinos, e geralmente demonstram alcances bastante significativos.

Figura 25 - Exemplo sísmico de *debris flows*, identificados em bacia do tipo *piggy-back* na margem do Mar Jônico.



Fonte: Ceramicola et al. (2014).

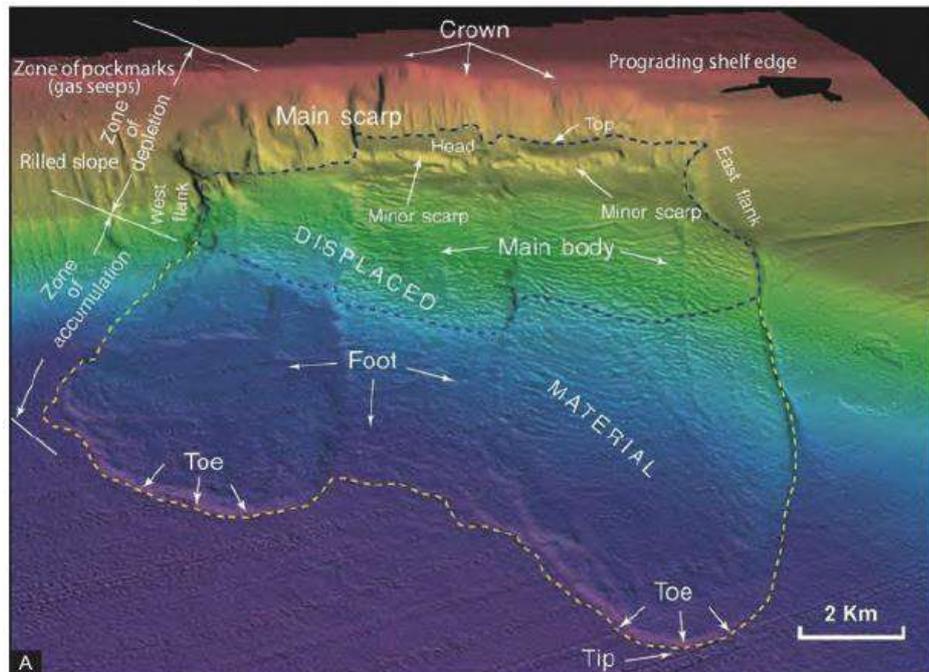
### 3.3 Feições Morfológicas tipicamente associadas a processos de remobilização no fundo marinho

Os processos descritos acima estão tipicamente associados a certas feições morfológicas, como demonstram inúmeros estudos de caso (Hampton et al., 1996; Canals et al., 2004; Haflidason et al., 2004; Frey-Martínez et al., 2006; Talling et al., 2007 ; Araújo et al., 2009; Ceramicola et al., 2014; Kowsmann et al., 2015; Morscadelli et al., 2015, entre outros). Estas feições são utilizadas como elementos-diagnósticos para o reconhecimento e delimitação dos movimentos de talude, sendo comumente observados nos dados sísmicos e batimétricos.

As zonas de origem dos processos de remoção sedimentar, em geral, se encontram localizadas próximas à quebra de plataforma ou no talude superior/médio e são denominadas de zonas de cabeceira (Fig.26). Podem ocorrer como feição isolada ou constituir feições mais largas, em forma de anfiteatros ou ferraduras, muitas vezes lateralmente contíguas ou fusionadas. Essas zonas são caracterizadas pela presença de escarpas erosivas e cicatrizes de remoção, evidenciando a ruptura da estabilidade do pacote sedimentar e subsequente remoção do material. A presença de uma escarpa principal e escarpas secundárias indicam recorrência

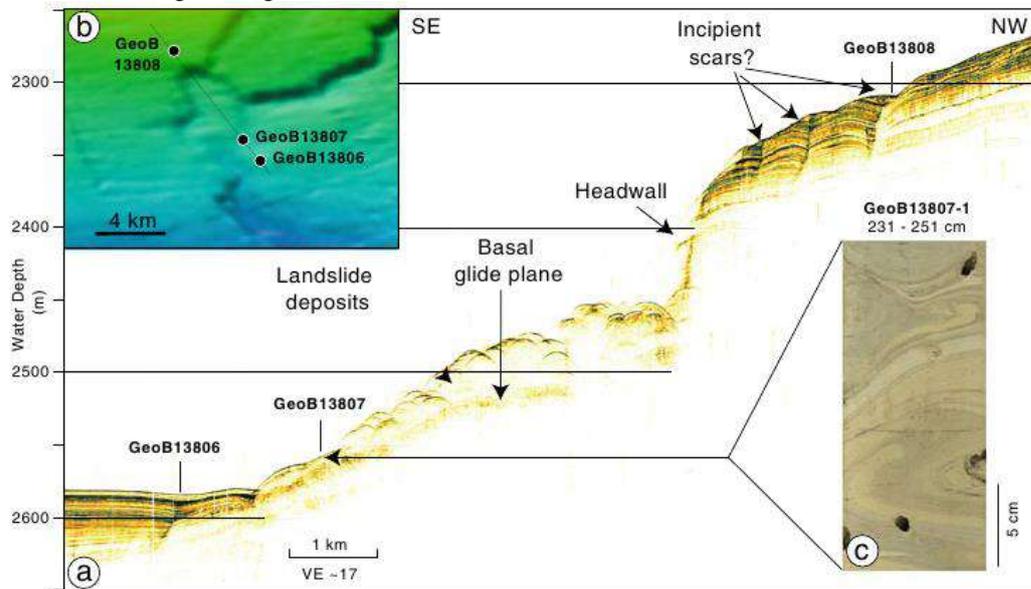
nos processos de remobilização. Quando escarpas mais jovens são formadas cada vez mais à montante da instabilidade original, denomina-se tal processo de retrogradação das escarpas, onde os processos erosivos migram em direção a porção mais rasa do relevo submarino. Escarpas de falhas, por sua vez, também são elementos comumente observados (Fig.27); e mesmo falhamentos sub-aflorantes podem acarretar o soerguimento do fundo, favorecendo futuras remobilizações (Reis et al., 2016). Estas escarpas podem, inclusive, ocorrer nos limites e paredes laterais das feições, propiciando o alargamento das mesmas. Zonas de remoção podem conter ainda blocos rotacionados, basculados e/ou falhados distribuídos no entorno da área de remoção, e que podem chegar a centenas de metros de espessura e largura, com níveis de deformação interna variáveis (Araújo et al., 2009; Frey-Martinez et al., 2016; Gee et al., 2016; Haflidason et al., 2004; Krastel et al., 2011, entre outros). Devido a múltiplos eventos de instabilidade, o afloramento de estratos de diferentes idades geológicas no fundo é observado em diversos fundos.

Figura 26 - Batimetria multifeixe da zona de cabeceira do Complexo de Slides de Goleta, canal de Santa Bárbara, Califórnia.



Nota: Nota-se a presença de elementos como a escarpa principal, escarpas laterais e os múltiplos depósitos oriundos do colapso sedimentar, que ocorrem sob a forma de distintos lobos deposicionais.  
 Fonte: De Greene et al., 2006, em Shanmugam, 2015.

Figura 27 - Exemplo sísmico de escarpa erosiva principal, blocos falhados e ecofácies de remobilizações na margem uruguaia.



Legenda: Massas remobilizadas localizadas na base da escarpa são caracterizadas por reflexões hiperbólicas.  
Fonte: Krastel et al. (2011).

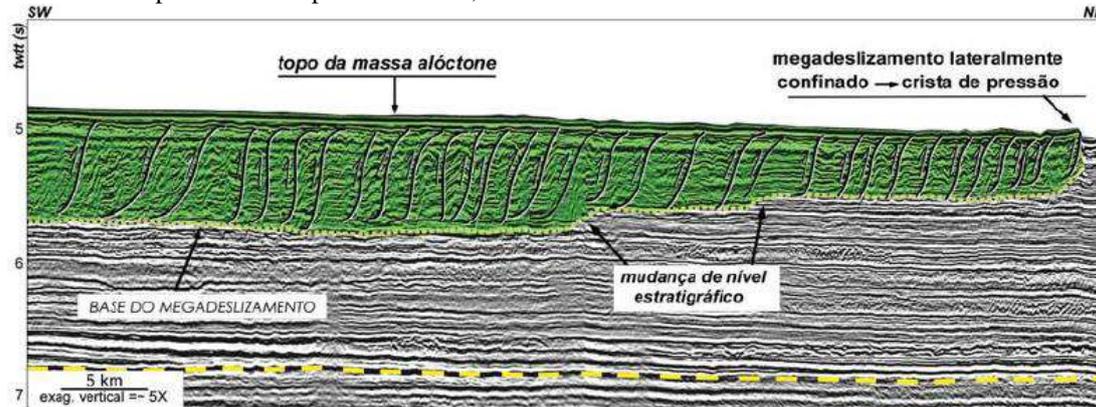
Os escarpamentos originados por colapsos mais recentes apresentam morfologia abrupta e truncamento de refletor sísmico, quando comparados às escarpas mais antigas, que possuem forma mais arredondada e suave (Ceramicola et al., 2014). Paleoesarpas em subsuperfície – se existentes e preservadas – podem ser identificadas através de dados sísmicos de boa resolução, recobertas por espessuras sedimentares bastante variáveis.

Os depósitos resultantes (*slides*, *slumps* e *debris flows*) se apresentam, na sísmica, de acordo com os padrões de reflexões descritos acima. Em geral, as fácies sísmicas variam de transparentes a caóticas, podendo conter blocos de estratigrafia preservada ou semipreservada em seu interior, devido à presença de blocos razoavelmente intactos transportados pela matriz. Estes blocos fornecem importantes informações acerca de direções preferenciais de transporte. Os MTDs podem estar dispostos dentro da coluna estratigráfica como uma única massa alóctone ou como massas empilhadas verticalmente, indicando processos sucessivos de remobilização gravitacional ao longo do tempo geológico. Mudanças de níveis estratigráficos (figura 23) são comumente reportadas, onde as massas remobilizadas podem migrar tanto para horizontes estratigráficos superiores quanto inferiores da coluna sedimentar, ao longo do transporte. Sulcos erosivos (*scours*) esculpidos durante a passagem do fluxo também constituem elementos morfológicos típicos destes ambientes.

Em suas porções distais, os depósitos de transporte de massa podem apresentar zonas de compressão (Fig.28), caracterizadas pela presença de cristas de pressão e estruturas imbricadas (*thrust sheets*), indicando MTDs frontalmente confinados (Frey-Martinez et al.,

2006). Estas estruturas impactam o assoalho marinho, originando relevos diferenciados e morfologias caracterizadas por irregularidades preservadas no fundo. A porção superior dos depósitos pode ainda estar pontuada pela presença de pequenas falhas e dobramentos (Fig.29).

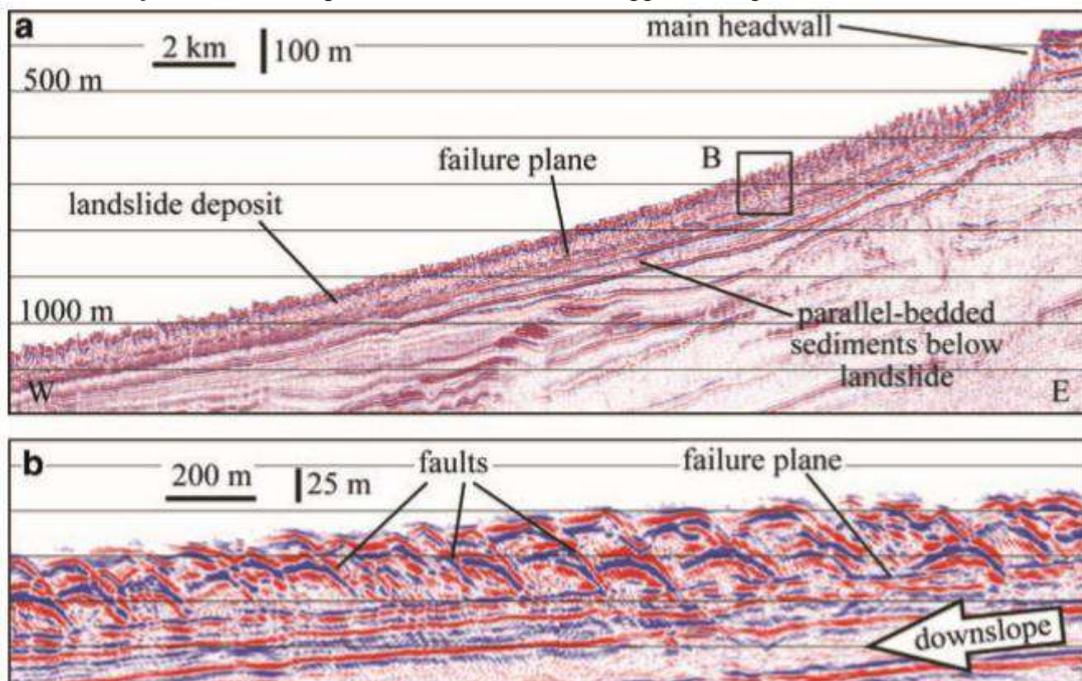
Figura 28 - Perfil sísmico que ilustra estruturas imbricadas devido ao confinamento frontal experimentado pelo depósito de transporte de massa, na Bacia da Foz do Amazonas.



Nota: Mudança do nível estratigráfico do depósito.

Fonte: Araújo et al. (2009).

Figura 29 - Presença de falhas no topo do deslizamento de Storegga (Noruega).



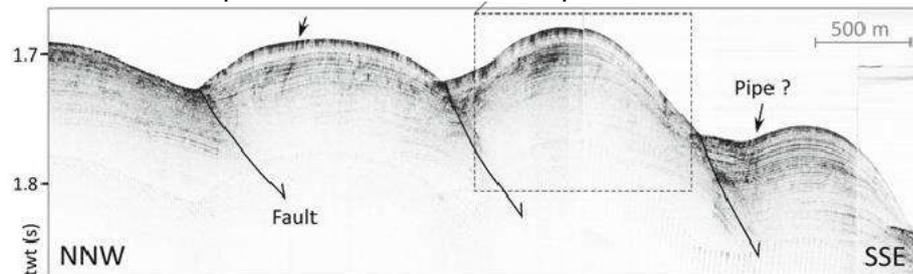
Nota: As falhas superficiais definem blocos sedimentares coerentes e individualizados, com estratigrafia razoavelmente preservada.

Fonte: Modificado de Micallef et al. (2007) por Masson et al. (2010).

Outro elemento morfológico comumente reportado são as ondas de sedimentos paralelas ao talude (Fig.30), constituídas basicamente por camadas sedimentares conformes e estratificadas. Se assemelham a estruturas anticlinais e são caracterizadas por discontinuidades

nas zonas das cavas. Estas discontinuidades podem ser explicadas por falhamentos, que impactam sistematicamente o pacote sedimentar. Tal morfologia ondulada indicaria um processo de deformação mais lenta dos sedimentos (Ceramicola et al., 2014). Em geral, com a sedimentação subsequente, são capeadas por sedimentos plano paralelos não perturbados.

Figura 30 - Ondas de sedimentos paralelas ao talude distribuídas pelo fundo submarino.



Legenda: Os autores interpretaram as discontinuidades observadas no pacote sedimentar como falhamentos superficiais.

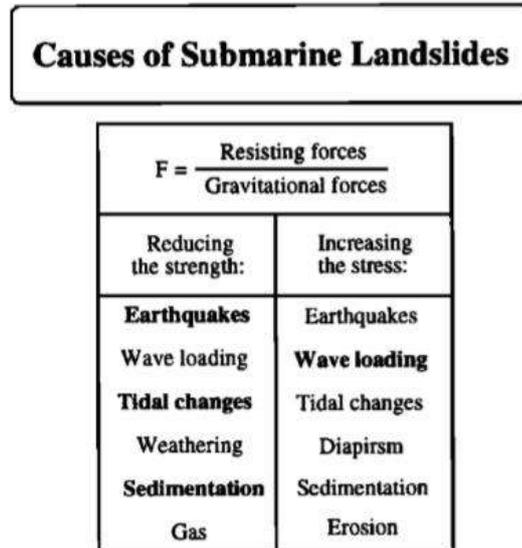
Fonte: Ceramicola et al. (2014).

### 3.4 Fatores que favorecem a instabilidade de fundo e principais mecanismos disparadores dos deslizamentos submarinos

Inúmeras publicações listaram e discutiram os principais fatores que atuam na desestabilização dos estratos de talude, capazes de causar gigantes remobilizações no meio submarino (e.g., Hampton et al., 1996; Talling et al., 1997; Canals et al., 2004; Masson et al., 2006; Lee et al., 2007; Shanmugan, 2015, entre tantos outros). De uma forma bastante geral, deslizamentos submarinos são causados por um aumento do *stress* ambiental sobre os estratos; um decréscimo na resistência do solo ou a combinação de ambos (Lee et al., 2007). Em outras palavras, pode-se dizer que a estabilidade dos taludes seria representada pelo balanço entre as forças resistivas (que tendem a manter o sedimento estável) e as forças atuantes cisalhantes (que propiciam a movimentação dos sedimentos talude abaixo). As forças resistivas podem ser definidas, grosso modo, como a máxima tensão (*shear stress*) que pode ser absorvida, sem que haja colapso do pacote sedimentar e diminui em função de alguns processos *in situ*, como o aumento na pressão intersticial (poropressão) e o menor grau de compactação dos sedimentos. Já as forças cisalhantes se correlacionam com os *stresses* ambientais, como a ocorrência de ondas de choques (terremotos) e sobrecarga sedimentar, entre outros (Masson et al., 2006). A

figura 31 ilustra alguns exemplos de forças resistivas e cisalhantes atuantes no meio submarino. A influência de cada um destes fatores pode variar localmente.

Figura 31 – Esquema de forças que determinam a condição de estabilidade de um talude.



Fonte: Hampton et al. (1996).

Em geral, alguns fatores atuam reconhecidamente como agentes pré-condicionantes ou mesmo disparadores dos colapsos gravitacionais, sendo o papel dos fatores disparadores mais amplamente estudado e compreendido. Alguns autores (e.g., Canals, 2004 e Masson et al., 2010) pontuam que os impactos originados pelos diversos fatores atuantes podem advir tanto das características internas dos próprios sedimentos, como podem ser condicionados por eventos externos. Presença de camadas frágeis dentro da coluna sedimentar e terremotos constituem bons exemplos destas condições, respectivamente. Além disso, tais impactos podem atuar tanto em curtas escalas de tempo - como no caso dos tremores gerados por terremotos; até em escalas de centenas a milhões de anos - como é caso das mudanças climáticas. Porém, de forma geral, o que parece acontecer é que fatores geológicos, persistentes ao longo do tempo, contribuem no sentido de fragilizar as camadas sedimentares; que acabarão por colapsar sob a ação de fatores mais extremos, e que atuariam como gatilhos finais do colapso (Masson et al., 2010). Por último, não se pode desprezar o impacto de atividades humanas como uma possível causa de deslizamentos. Ainda que tais colapsos costumem apresentar menores magnitudes, podem assim mesmo afetar a costa, causando perdas econômicas e até mesmo a geração de ondas *tsunamis*, como no caso do Aeroporto de Nice, em 1979. Este evento, provavelmente desencadeado por construções e obras de aterragem no aeroporto, vitimou fatalmente 9 pessoas (Ioualalen et al., 2010; Kelner et al., 2014).

Por fim, parece ser a junção das forças geológicas-tectônicas e oceanográficas que acabará por influenciar de forma determinante a estabilidade do solo marinho de uma localidade específica (Borges et al., 2015). Raramente um fator desestabilizante atua de forma isolada (Masson et al., 2006).

As principais causas envolvidas e desencadeadoras dos deslizamentos submarinos - principalmente nos taludes continentais - são brevemente descritas abaixo, segundo alguns trabalhos clássicos (Hampton et al. 1996; Talling et al., 1997; Lee et al., 2007; Canals et al., 2004 e Shanmugan, 2015):

- a) *Altas taxas de sedimentação e rápida acumulação*: este fator pode propiciar o colapso das camadas sedimentares de várias formas (Lee et al., 2007). Significativas espessuras sedimentares depositadas em um curto espaço de tempo (devido ao aumento da carga sedimentar, por exemplo) causam um acréscimo, ainda que minimamente, nas forças resistivas do solo. No entanto, as forças cisalhantes que agem sobre o fundo – e que tendem a desestabilizar os estratos, independentemente da poropressão – aumentam mais rapidamente devido ao peso da pilha sedimentar, favorecendo o processo de ruptura das camadas. Isso ocorre principalmente quando a deposição é predominantemente composta por sedimentos finos e/ou plásticos e de baixa permeabilidade, com alto teor de água; ocasionando a não consolidação do pacote sedimentar. Além disso, a formação de depocentros na região de talude superior – que contrastam com as menores taxas de sedimentação em posições mais distais do talude - causam aumento do *stress* cisalhante e um subsequente aumento da declividade do talude localmente. Todos estes processos tendem a favorecer o colapso dos estratos. Adicionalmente, o decomposição da matéria orgânica gera gás intersticial de caráter expansivo (principalmente metano), reduzindo a resistência ao cisalhamento do solo a valores muito baixos, de tal forma que qualquer força gravitacional já se torna capaz de gerar expressivos deslizamentos (Lee et al., 2007);
- b) *Carregamento cíclico por ondas*: o aumento do *stress* cisalhante é causado, neste caso, pelas altas e baixas pressões experimentadas nas cristas e cavas das ondas, respectivamente, durante a passagem de trens de ondas (Henkel, 1970 *apud* Hampton et al., 1996) em eventos extremos, como furacões. Tais impactos cíclicos variam em função da profundidade, altura e amplitude das ondas e do número de ciclos experimentados por evento (até 1000, em

grandes tempestades). No caso, este *stress* cíclico se somaria aos *stresses* gravitacionais geralmente encontrados nos taludes, gradualmente aumentando as pressões de poro dos sedimentos (Lee et al., 2007). Clukey et al. (1985) *apud* Lee et al. (2007) propõem, ainda, as altas pressões causadas pelas ondas de tempestade geram diminuição no *stress* efetivo, fazendo com que os sedimentos se aproximem de um estado de liquefação. Assim, a velocidade das correntes requerida para iniciar o transporte de sedimentos (instabilidade) é menor. Resumidamente, a combinação entre o carregamento cíclico, o *stress* cisalhante cíclico e geração de poropressão atuam como agentes que tendem a favorecer o deslizamento dos estratos. Henkel (1970) *apud* Hampton et al. (1996) reporta casos de forte erosão e aparecimento de escarpas em profundidades de até 100m, relacionados a passagem de grandes furacões na costa americana;

- c) *Dissociação dos hidratos de gás*: Este processo ocorre quando há disponibilidade de gás nos sedimentos, água em pressão moderada e temperaturas relativamente baixas. Mudanças eventuais no regime pressão-temperatura podem ocasionar o “derretimento” dos hidratos, que de sólidos, passam a se dissipar, no interior das camadas, sob as formas gasosa e líquida (Talling et al., 2007; Lee et al., 2007). A perda de estabilidade no talude seria ocasionada, portanto, pela presença de bolhas de gás em expansão e fluido, que acarretam aumento do volume sedimentar. Além disso, a perda do cimento relacionado ao hidrato sólido pode acarretar rápida compactação e gerar excesso de poropressão localmente. Tais efeitos tendem a reduzir a resistência ao cisalhamento, favorecendo o colapso das camadas (Lee et al., 2007; Talling et al., 2007). Outros fatores podem, contudo, atuar como mecanismos disparadores finais dos colapsos, como terremotos, por exemplo.

Kayen & Lee (1991), através da modelagem de geração de poropressão nos sedimentos relacionados a última queda eustática, na região do Mar de Beaufort, no Ártico, propõem que a queda do nível de base provocaria aumento de poropressão nos interstícios dos sedimentos e liberação de gás, o que desestabilizaria inicialmente a base da camada estável dos hidratos. Posteriormente, este colapso inicial ocasionaria o deslizamento dos sedimentos menos consolidados depositados acima. Os autores estimam que este mecanismo ocorram em várias margens mundiais. Em geral, admite-se que o aumento da lâmina d'água (e consequente

aumento da pressão hidrostática) tende a estabilizar as camadas de hidratos (Mienert et al., 2005; Maslin et al., 1997; Maslin et al., 1998; Maslin et al., 2005; Hornbach et al., 2007). No entanto, Sultan et al. (2003), em estudos na margem norueguesa, sugerem que elevações de pressão e temperatura, associados ao estágio final da última época glacial (durante elevações do nível de base), teriam sido responsáveis pelo aumento de solubilidade dos hidratos do topo da camada de hidratos, o que igualmente teria gerado pressões anormalmente altas, induzindo deslizamentos nas camadas superiores. Esta hipótese ainda é fruto de intensos debates.

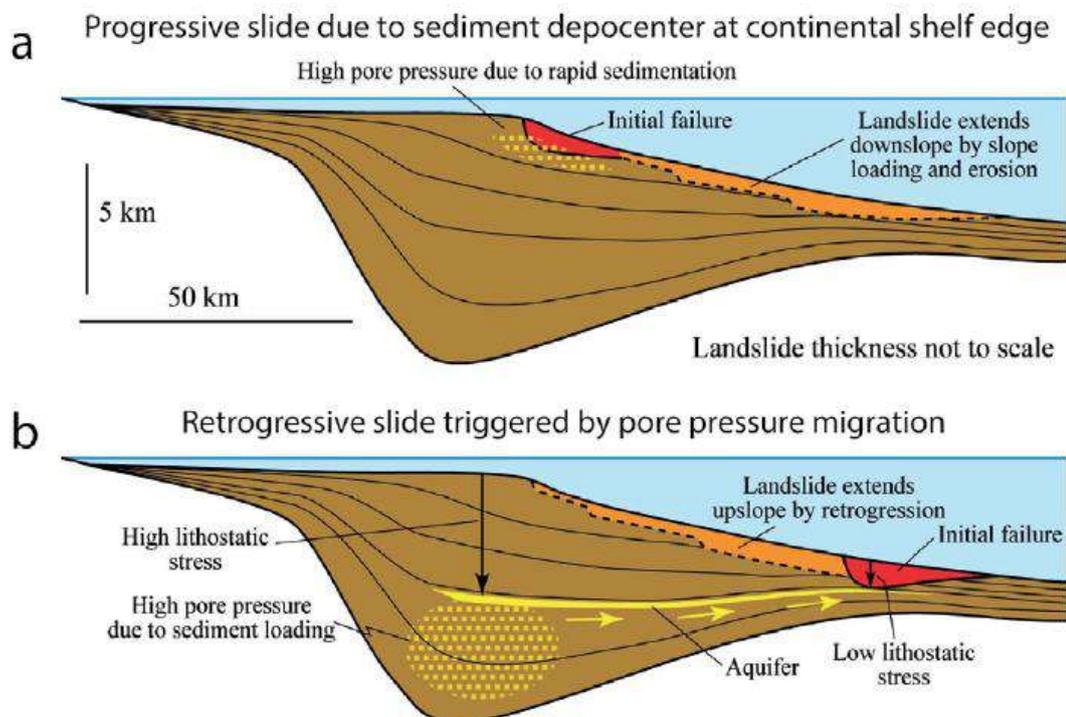
No entanto, identificar evidências relacionadas a dissociação dos hidratos é bastante raro, e Hühnerbach et al. (2004) demonstraram que a maioria das escarpas ocorrem em águas superiores a 1000m de lâmina d'água – profundidades nas quais, teoricamente, os hidratos estariam em condições estáveis (Grozic, 2010). Logo, torna-se difícil apontar a dissociação de hidratos como principal causador de grandes deslizamentos (Hühnerbach et al., 2004).

- a) *Presença de camadas frágeis dentro do pacote sedimentar*: Este processo consiste na presença de camadas caracterizadas por baixa resistência dentro do pacote sedimentar, e que representariam camadas “frágeis” dentro da coluna estratigráfica. Estas camadas, em geral, se encontram dispostas paralelamente ao acamamento principal observado, e por apresentarem distribuição espacial extensa na bacia, tendem a ocasionar deslizamentos de dimensões regionais. Muito frequentemente, a ruptura dos estratos ocorre ao longo de diferentes planos estratigráficos ao longo do perfil, gerando uma morfologia de talude do tipo *stair-case* (Masson et al., 2006, 2010; Locat et al., 2014). Infelizmente, estudos sedimentológicos nas escarpas ou ao longo das superfícies basais de deslizamento são raros, o que torna praticamente impossível a predição quanto a ocorrência e frequência de tais eventos (Talling et al., 2007). Uma exceção é o deslizamento de Storegga, bastante estudado por situar-se nas adjacências de um importante campo produtor de gás na margem norueguesa. Neste caso específico, as zonas de fraqueza são representadas por conturitos, que, devido ao alto teor de sedimentos finos e água, adquirem grande plasticidade. Estes depósitos contrastam com os sedimentos glaciais e glacio-marinhos de menor selecionamento depositados logo acima. A relativa rápida acumulação de sedimentos responsável pela cobertura destes conturitos acabou por ocasionar um excesso de poropressão nas camadas, contribuindo para a série de espetaculares deslizamentos identificados nesta localidade (Haflidason et al., 2004);

b) *Pressões anormalmente altas*: de forma geral, um aumento na pressão de poro ao longo de uma ou mais camadas dentro da coluna sedimentar acarreta uma diminuição do *stress* vertical efetivo atuante no solo, diminuindo a resistência do solo e, conseqüentemente, a estabilidade do talude. O excesso de poropressão na coluna sedimentar é um mecanismo recorrentemente utilizado para explicar a causa dos deslizamentos submarinos, principalmente quando ocorrem em gradientes suaves e inferiores a  $2^\circ$  - declividades pouco significativas quando comparadas as declividades dos taludes terrestres. A sobrepressão em camadas específicas pode ocorrer por uma série de razões no meio aquoso. A pressão hidrostática, resultante do peso da coluna d'água sobre os sedimentos, atua de forma igualitária em todo o solo marinho, e mudanças apenas neste regime não afetariam a estabilidade do talude significativamente. Por exemplo, elevações do nível de base que afetem somente a pressão hidrostática não aumentariam o potencial de ruptura de um talude, a não ser que tais variações ocorressem de forma abrupta, e envolvesse sedimentos pouco permeáveis, causando elevadas poropressões transientes (Smith et al., 2013). Por sua vez, não existem grandes evidências que relacionem deslizamentos a rebaixamentos graduais do nível do mar; ainda que colapsos pontuais tenham sido reportados para áreas costeiras, frente a marés baixas (Urlaub et al., 2013). Porém, na maioria dos casos, as poropressões excessivas são causadas por um rápido aumento nas taxas de sedimentação locais, principalmente quando envolvem sedimentos pouco permeáveis (Dugan & Flemings, 2000; Stigall & Dugan, 2010; Dugan & Sheahan, 2012 *apud* Talling et al., 2007), onde os fluidos intersticiais não são expulsos durante a compactação (Dugan & Sheahan, 2012 *apud* Talling et al., 1997). Para se ter uma idéia deste tipo de ambiente, sabe-se que condições de até 20m/ka podem ocorrer durante alguns milhares de anos em contextos de margens *offshore* adjacentes a grandes rios (Flemings et al., 2008 *apud* Talling et al., 2007). Por outro lado, como já citado anteriormente, a maioria das escarpas tendem a ocorrer em águas entre 1000-1500m de profundidade (Hühnerbach et al., 2004) e que não coincidiriam com os principais depocentros da margem, em geral dispostos em regiões mais superiores do talude. No entanto, Dugan & Flemings, (2000); Masson et al., (2010) e Dugan & Sheahan, (2012) propõem um mecanismo (**Fig.32**) que prevê uma possível

migração dos fluidos para locais mais afastados dos principais depocentros, ao longo de horizontes permeáveis (Dugan & Flemings, 2000 *apud* Talling et al., 2007; Masson et al., 2010; Dugan & Sheahan, 2012 *apud* Talling et al., 2007) fazendo com que a sobrepressão se disperse e “aflore” em locais caracterizados por menores espessuras sedimentares, como a base dos taludes (Dugan & Flemings, 2000 *apud* Talling et al., 2007). Isto explicaria o desenvolvimento de escarpas em posições mais distais e profundas da bacia, em geral desconectadas de drenagens ou canais/cânions. Outro fato interessante é que o excesso de poropressão pode se desenvolver dentro de diferentes escalas de tempo em relação ao desenvolvimento dos depocentros, de até milhares de anos após os picos de sedimentação experimentados por uma margem específica (Urlaub et al., 2013), o que acaba por aumentar a incerteza quanto à causa e tempo de ocorrência dos deslizamentos (Talling et al., 2007).

Figura 32 - Modelos propostos para colapsos de talude, englobando duas situações distintas de rápida acumulação versus baixa permeabilidade dos sedimentos, na geração de pressões anormalmente altas.



Legenda: Em **a**, deslizamento se inicia em águas mais rasas, coincidindo com o principal depocentro da margem; em **b**, deslizamento se origina em águas mais profundas, na base do talude, devido a migração de fluidos ao longo de áreas caracterizadas por assimetria da sobrecarga. Neste último modelo, a tendência é a evolução das escarpas talude acima, em retrogradação.

Fonte: Talling et al. (2007), modificado de Masson et al. (2010).

c) *Terremotos*: os tremores oriundos de terremotos, em geral, são considerados fatores disparadores de eventos de remobilização, como no caso do deslizamento de Storegga (Noruega), onde o mais aceito é que o súbito alívio de pressão em curta escala de tempo acabou culminando na ruptura dos estratos (Bryn et al., 2003; Canals, 2004). O *stress* sísmico causado pelo abalo é maior do que a resistência ao cisalhamento, já que o terremoto causa aceleração do solo e da água intersticial, podendo inclusive, induzir os sedimentos a um estado de liquefação (Lee et al, 2007).

No entanto, Boulanger et al. (1998) e Boulanger (2000) *apud* Talling et al. (2007) demonstraram que repetidos tremores podem, ao contrário, aumentar a resistência ao cisalhamento nas áreas próximas aos epicentros, principalmente quando há drenagem de fluidos eficiente entre os eventos sísmicos. Isto explicaria o número reduzido de colapsos observados nas áreas contíguas aos epicentros (Locat & Lee, 2002). Além disso, estudos demonstram que nem todos os grandes tremores originaram deslizamentos (Lee et al., 2007), ainda que numerosos exemplos de colapsos induzidos por terremotos sejam conhecidos, como o de Grand Banks, em 1929 (Heezen & Ewing, 1952) e o de Papua New Guinea, em 1998 (Tappin et al., 2008).

## 4 BASE DE DADOS E METODOLOGIA

### 4.1 Base de Dados

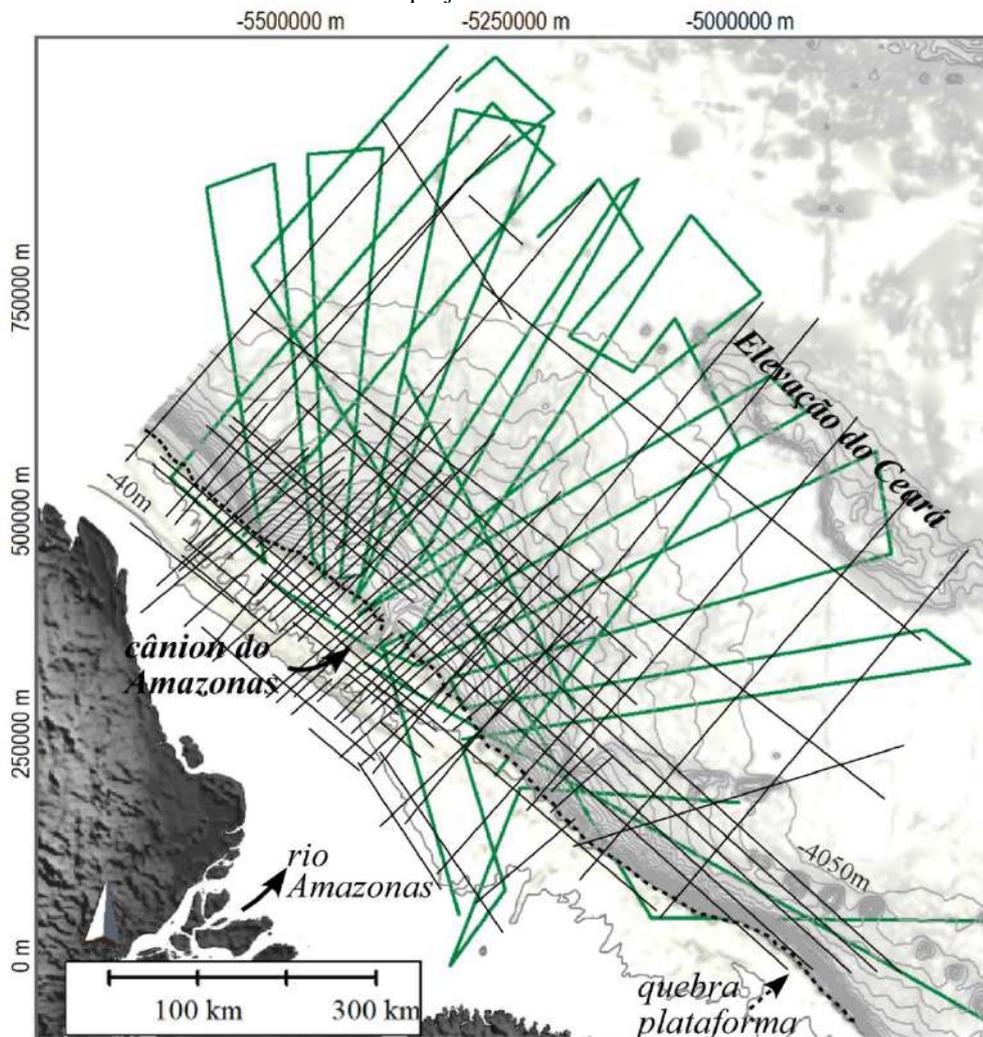
Os mapas regionais batimétricos e de gradiente utilizados neste estudo derivam do modelo digital atualizado da Bacia da Foz do Amazonas, disponibilizado pela Diretoria de Hidrografia e Navegação, Marinha do Brasil. O mesmo é resultado da compilação de dados oriundos de distintas fontes, incluindo PETROBRAS, Geophysical Data System (GEODAS ([www.ngdc.noaa.gov/mgg/geodas](http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/geodas))) e General Bathymetric Charts of the Oceans (GEBCO ([www.gebco.net](http://www.gebco.net))). Além disso, foram utilizados dados batimétricos do projeto Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC) Fase II. Neste levantamento, foi realizada a aquisição de perfis com espaçamento médio de 15 Km e intervalo de gravação média de 100m, através do uso dos ecobatímetros DESO-25 da KRUPP ATLAS e SIMRAD EA-500, na zona entre 200 e 6000m de profundidade. A compilação destes dados gerou uma superfície matemática do fundo marinho, a partir de células de gridagem de 4000m, através do método de mínima curvatura. Como referência, foi adotado o *datum* WGS-84, projeção Universal Transversa de Mercator, na latitude de referência 13. As irregularidades constatadas nas isóbatas e no relevo sombreado foram minimizadas com a adoção de um processo de filtragem, elaboradas a partir de uma nova gridagem dos dados com tamanho de célula de 10.000m, mantendo-se o método de mínima curvatura. O processamento descrito acima, realizado pela Marinha do Brasil, gerou o grid final que se encontra disponibilizado no site <https://www.marinha.mil.br/dhn/?q=pt-br/node/249> e que foi empregado nesta tese para a caracterização morfobatimétrica da bacia.

Os dados acústicos utilizados neste projeto incluíram ainda cerca de 20,000 km de linhas sísmicas de reflexão multicanal disponibilizados para o nosso grupo de pesquisa (GEOMARGEM) pela Agência Nacional de Petróleo e Gás - ANP (Fig.33) e que se concentram principalmente na região de talude superior. Estes dados são oriundos de aquisições realizadas em diversas campanhas, e possuem distintas resoluções. De maneira geral, este grid sísmico possui 5-20 km de espaçamento e resolução vertical variável entre 10-100m, com janelas de gravação de ~10s. Dados de poços exploratórios também se encontram disponibilizados pela Agência Nacional do Petróleo (ANP). Dados sísmicos também foram cedidos pelo Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC), Marinha do Brasil, tendo sido

adquiridos em campanhas do próprio projeto, fases I e II (**Fig.33**). Consistem em dados de sísmica mono e multicanal 2D e dados de 3.5 kHz (perfis de alta resolução), distribuídos radialmente pela bacia. Todos os perfis foram previamente processados pelas respectivas entidades cedentes.

Dados de cronoestratigrafia (horizontes datados) foram extraídos de Cruz et al. (2019). Para cálculos de altura e espessura das feições e depósitos, uma velocidade média de 1600m/s foi assumida para o sinal sísmico, em tempo duplo, considerando-se os mínimos valores de velocidade obtidos nos perfis de poços (*logs*) para os estratos mais superficiais, durante a campanha ODP Leg 155 (Flood et al., 1997).

Figura 33 - Base de dados utilizada neste projeto.



— Batimetria multifeixe (ao longo da trajetória do navio) e perfis sísmicos mono e multicanal (Projeto LEPLAC)

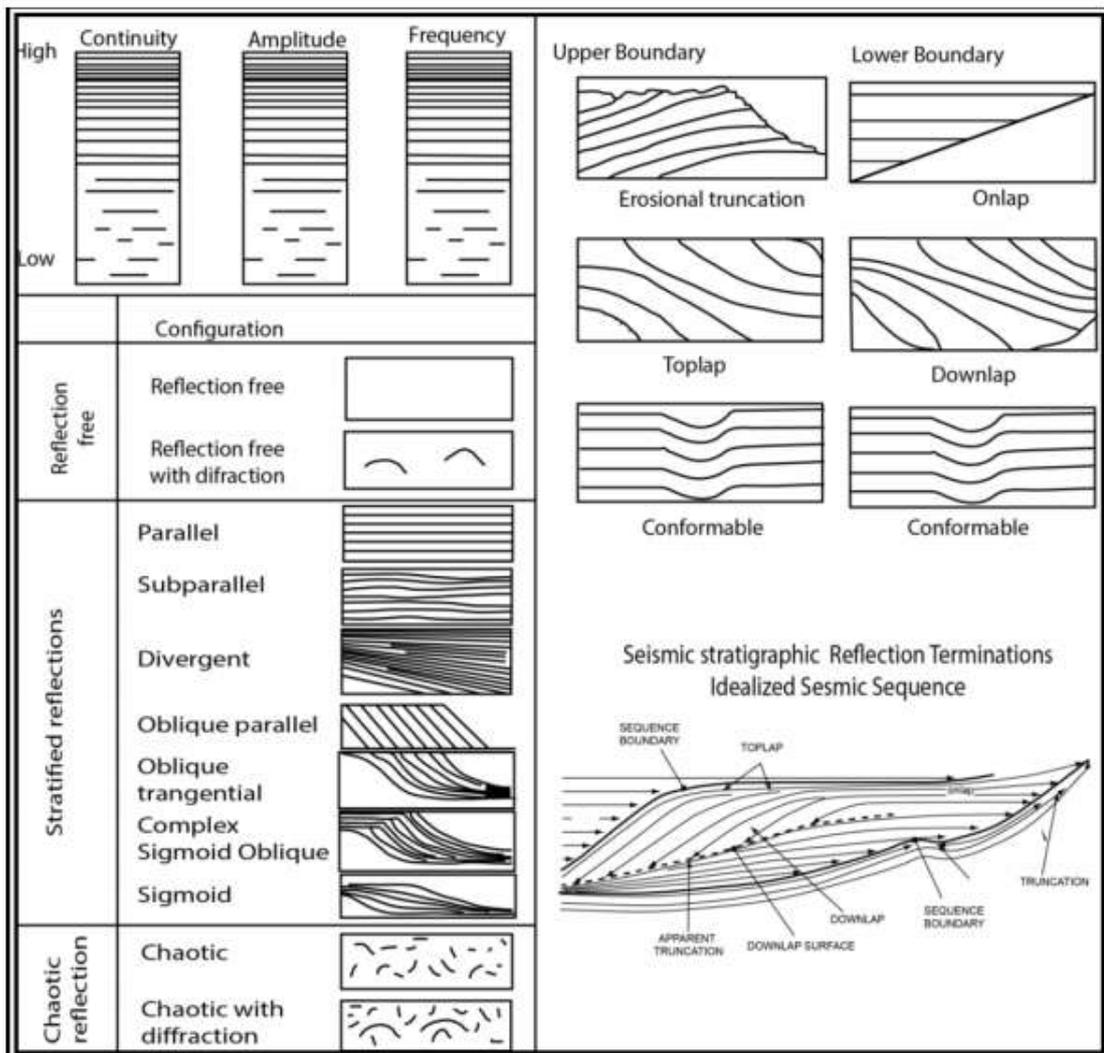
— Perfis sísmicos mono e multicanal (ANP)

Legenda: Contornos do mapa batimétrico a cada 200m.

Fonte: A autora, 2020.

Os mapas apresentados ao longo desta tese foram confeccionados nos softwares Global Mapper® da Blue Marble Geographics e Surfer, da ® Golden, e referenciados no sistema de projeção de coordenadas Universal Transversa de Mercator, *datum* WGS 84. A etapa de interpretação sísmica foi realizada no software IHS Kingdom®, de acordo com os princípios da Estratigrafia de Sequências, como amplamente preconizado na literatura (e.g., Mitchum et al., 1977; Mitchum & Vail, 1977; Vail et al., 1977; Veeken, 2005, Catuneanu, 2006), observando-se as relações entre atributos sísmicos, geometria dos depósitos e padrões de terminação dos refletores (**Fig.34**).

Figura 34 - Principais geometrias e padrões de terminação de refletores sísmicos.



Fonte: Modificado por Papadimitriou (2017) de Mitchum et al. (1977) e Mitchum & Vail (1977).

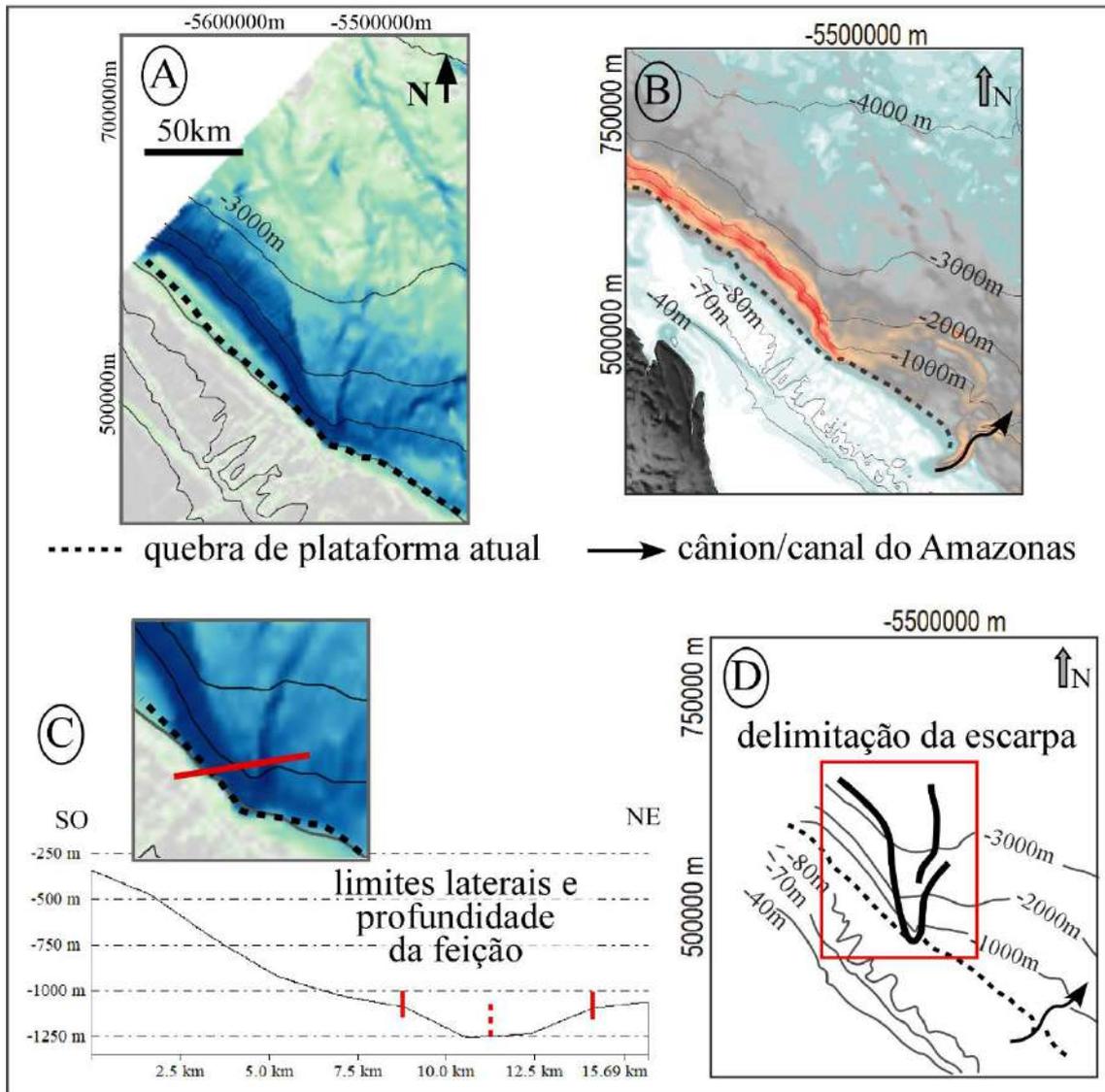
## 4.2 Metodologia

### 4.2.1 Etapas do mapeamento morfobatimétrico e sísmico

Utilizando a base de dados descrita acima, a metodologia consistiu nas seguintes etapas:

- a) identificação e delimitação das principais feições morfobatimétricas indicativas de remobilização sedimentar e movimentos de massa - como escarpas (*headscarps*, *headwall scarps*) e seus limites laterais (*sidewalls*); altura, comprimento e área de distribuição destas feições e micromorfologia de fundo associada - através da interpretação dos perfis de 3.5 kHz, batimetria multifeixe e avaliação de perfis topográficos e de valores de gradientes de fundo extraídos a partir dos modelos batimétricos (Figs. 35 e 36), como proposto em diversos trabalhos (e.g., McAdoo et al., 2000; Canals et al., 2004; Minisini et al., 2006; Minisini et al., 2007; Krastel et al., 2011; Casalbore et al., 2016, entre outros). Para a melhor visualização destas feições, foram aplicados diferentes esquemas de iluminação, rugosidade e exageros verticais nos mapas batimétrico e de gradiente.

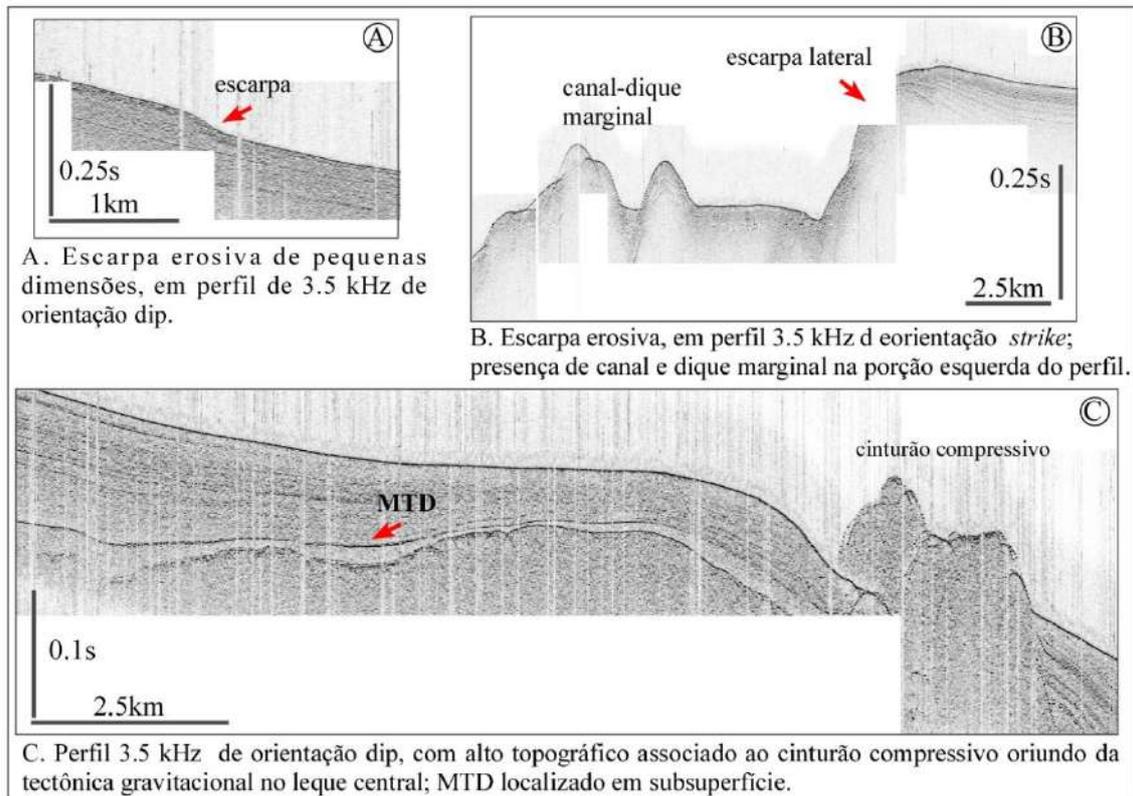
Figura 35 - Exemplo de detalhamento de feições erosivas através do uso dos perfis de alta resolução.



Legenda: Através de heterogeneidades nos modelos batimétrico (A) e de gradiente de fundo (B) e posterior definição dos limites com o auxílio de perfis topográficos (C) tornou-se possível delimitar as feições erosivas de forma mais exata (D). Escala dos mapas em (A).

Fonte: A autora, 2020.

Figura 36 - Detalhamento de feições erosivas através do uso dos perfis de alta resolução.

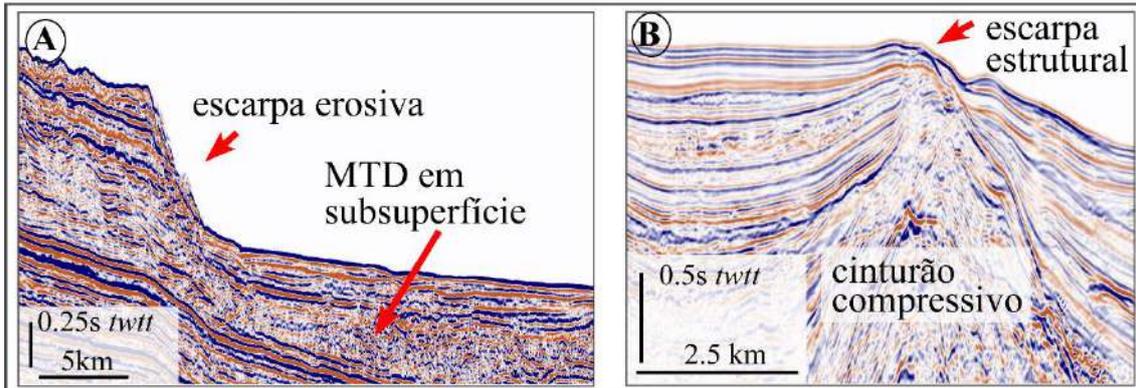


Legenda: Em **A.** escarpa de ~15m metros, preservada na superfície; **B.** Limite lateral de feição erosiva, adjacente à um sistema de canal e dique marginal preservado no fundo; **C.** elevação associada ao cinturão de dobramento provocado pela tectônica gravitacional atuante no leque central e MTD localizado em subsuperfície.

Fonte: A autora, 2020.

Posteriormente, as feições identificadas neste primeiro mapeamento foram detalhadas nos dados de sísmica de reflexão 2D multicanal, considerando-se uma escala de trabalho de até 1.5s em tempo duplo, com o objetivo de refinar o mapeamento morfo-batimétrico das feições previamente reconhecidas. Desta forma, a morfologia e origem das escarpas (Figura 37), por exemplo, pôde ser investigada mais profundamente. Detalhes adicionais como a presença de escarpas secundárias e falhamentos e a presença/ausência de material colapsado na base também puderam ser verificados, principalmente nas seções sísmicas de orientação *dip*. Nas seções de orientação *strike*, se destacaram principalmente os limites laterais das feições.

Figura 37 – Exemplo de dados sísmicos que possibilitaram a visualização de diferentes tipos de escarpas na bacia.

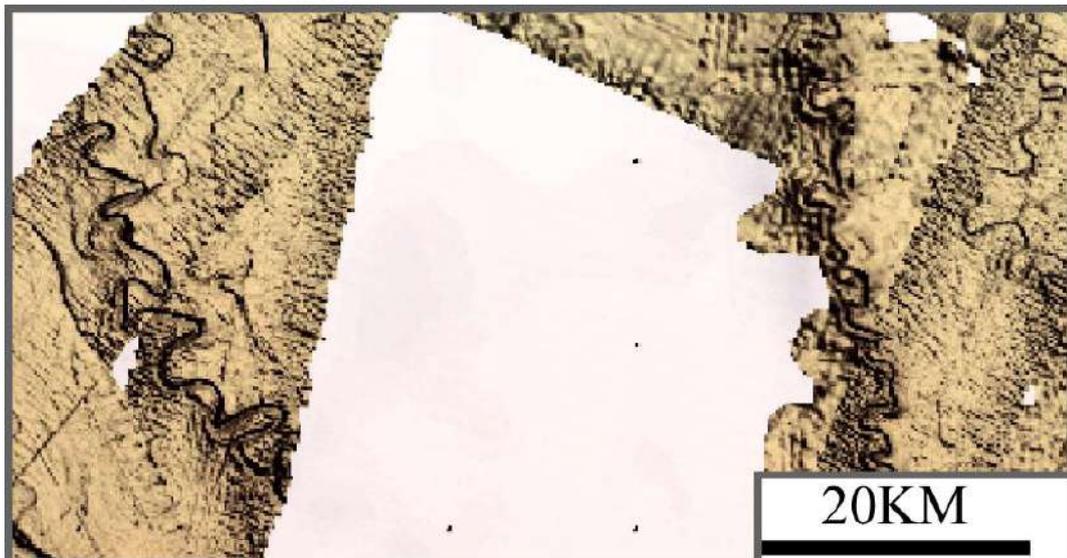


Legenda: **A.** Escarpa erosiva presente no talude superior da bacia, sem material superficial depositado na base; **B.** Escarpa estrutural, relacionada as estruturas anticlinais do domínio compressivo da tectônica gravitacional na região central do Leque do Amazonas.

Fonte: A autora, 2020.

Elementos morfológicos não diretamente associados às principais zonas de remoção preservadas no fundo atual - como cabeceiras de cânions e cânions de talude e complexos de canais e diques marginais em superfície e subsuperfície - também foram mapeados, ainda que não constituíssem o foco principal de investigação deste estudo (Fig.38). Tal identificação serviu de base para a subsequente setorização da bacia em termos de predomínio de processos sedimentares no fundo.

Figura 38 - Exemplo de canais meandranes mapeados na bacia da Foz do Amazonas, observados nos dados de batimetria multifeixe.



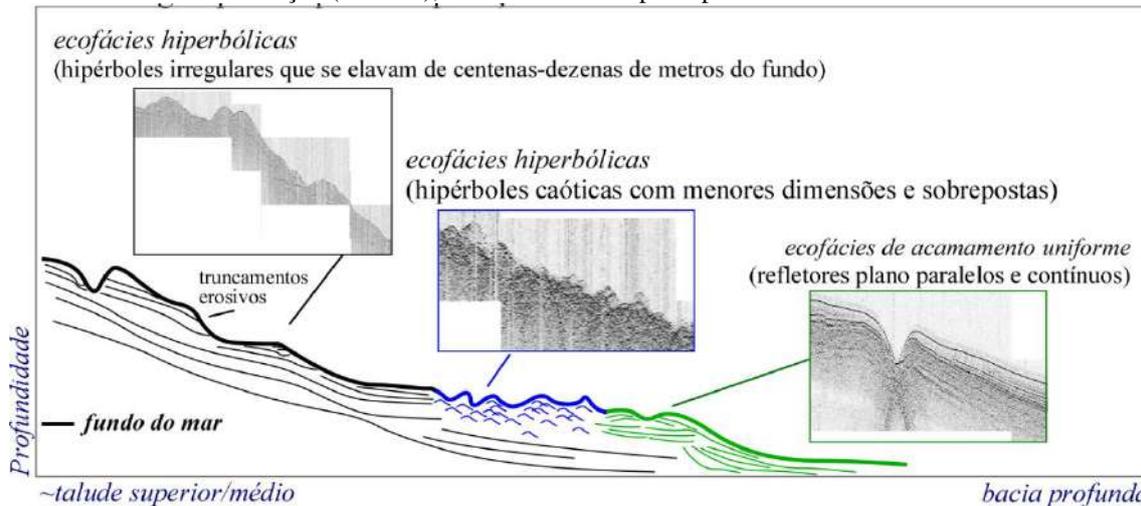
Fonte: A autora, 2020.

b) a precisa identificação e obtenção de parâmetros morfométricos de MTDs mais superficiais foram adquiridos a partir da interpretação de ecofácies realizada nos perfis de 3.5 kHz, de acordo com estudos de classificação de

ecofácies, classicamente apresentados na literatura em diversos trabalhos (e.g., Embley & Jacobi, 1977; Damuth & Hayes, 1977; Embley, 1980; Damuth, 1980a; Damuth, 1980; Bellaiche et al., 1984; Damuth and Flood, 1984; Damuth et al., 1988; Pratson & Laine, 1989; Gaullier & Bellaiche, 1998; Jégou et al., 2008; Ayres-Neto et al., 2009; Loncke et al., 2009; Savoye et al., 2009; Migeon et al., 2011; Ceramicola et al., 2014, entre outros).

As ecofácies foram classificadas com base nos principais atributos sísmicos e características geométricas mais marcantes, como: i. frequência, continuidade e refletividade dos refletores sísmicos; ii. geometria externa e assinatura sísmica interna dos depósitos; iii. micromorfologia e irregularidades de fundo observadas na superfície. Por esta metodologia, certos tipos de ecofácies – principalmente as representadas por assinaturas sísmicas transparentes e hiperbólicas – são fortemente indicativas de processos de colapso dos estratos e caracterizam as áreas de remoção sedimentar e os depósitos de transporte de massa. Assim, de forma complementar ao mapeamento morfobatimétrico e sísmico realizado, a distribuição das ecofácies permitiu o reconhecimento de áreas superficiais efetivamente influenciadas pelos processos de remobilização e a obtenção de uma estimativa quanto a extensão dos depósitos remobilizados no assoalho marinho. Ainda que o foco deste estudo sejam as ecofácies de remobilização, a identificação das demais ecofácies foi igualmente realizada de forma sistemática para toda a bacia, sendo de extrema importância para a caracterização quanto à distribuição dos ambientes sedimentares na área de estudo. A Figura 39 ilustra, de forma esquemática, a metodologia adotada quanto ao mapeamento de ecofácies.

Figura 39 - Desenho esquemático que ilustra o processo de mapeamento e classificação das ecofácies nos perfis de alta resolução (3.5 kHz), de acordo com as principais características dos refletores sísmicos.



Nota: Observar que um mesmo tipo de ecofácies (ecofácies hiperbólicas, no exemplo) pode se apresentar sob formas diversas, com modificações quanto à geometria e atributos dos refletores, gerando subtipos de ecofácies.

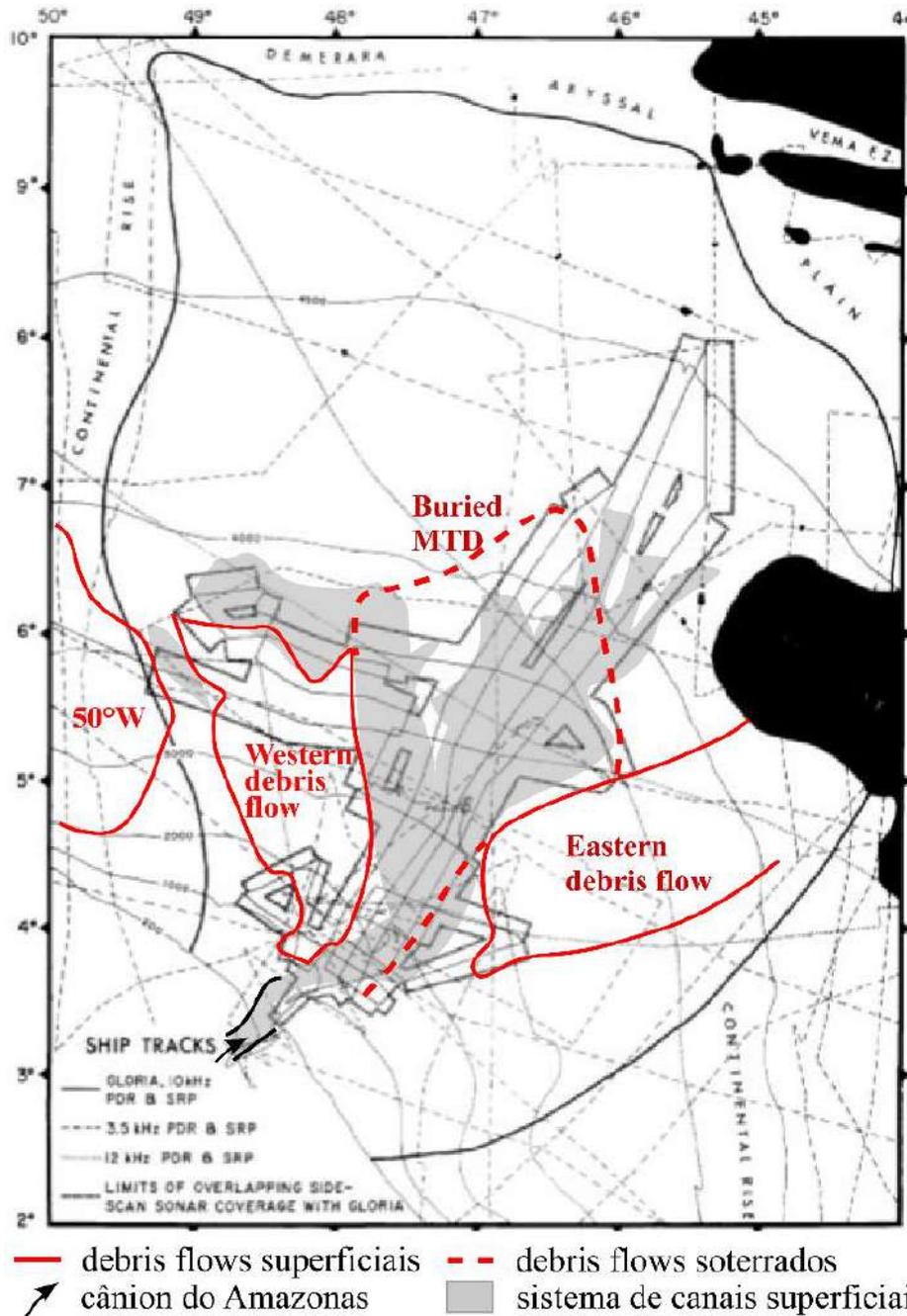
Fonte: A autora, 2020.

- c) os resultados de (a) e (b) descritos acima foram, então, comparados com a distribuição dos MTDs reconhecidos na escala da sísmica 2D multicanal (em escala de trabalho entre  $\sim 0,5$  a  $\sim 1,5$  *twtt* de profundidade) reportados em estudos previamente realizados na área (e.g. Araújo et al., 2009; Silva et al., 2010; Reis et al., 2016). Esta etapa final permitiu a comparação entre a ocorrência dos MTDs que compõem a cobertura mais recente do fundo marinho da bacia (identificados neste estudo) e os extensos MTDs em subsuperfície, que compõem a seção mais superior dos complexos de megadeslizamentos PMMC, CAMC e AMC (**fig. 1A**) - considerados, de acordo com o limite de resolução dos grids sísmicos utilizados em tais projetos, como ocorrências fossilizadas. Esta comparação tornou possível o estabelecimento de correlações espaciais ao longo do tempo geológico, quanto à ocorrência dos processos gravitacionais na bacia.

É importante ressaltar que o mapeamento morfobatimétrico realizado nesta tese na porção central da bacia, é, principalmente, um refinamento dos mapeamentos realizados durante a década de 80 na região e descrito em trabalhos como Damuth & Kumar (1975); Damuth & Embley, (1981) e Damuth *et al.* (1983, 1988). Estes autores exploraram, de forma pioneira, o fundo marinho da bacia da Foz do Amazonas, a partir de dados oriundos do GLORIA *side scan sonar* e perfis de 3.5 e 12 kHz, além de amostras de *piston core*. A malha

de dados utilizada nestes trabalhos anteriores encontra-se representada na figura 40. Ainda que linhas regionais tenham sido empregadas, principalmente para amarração dos dados sísmicos, o foco dos estudos posteriormente publicados foi a investigação do cânion/canal do Amazonas e do sistema turbidítico, priorizando a zona central da bacia. Neste âmbito, esta tese possibilitou um refinamento do mapeamento geomorfológico previamente realizado, ao detalhar as feições anteriormente descritas a partir de uma base de dados mais atualizada; além de ter ampliado a caracterização morfobatimétrica da área de estudo, ao investigar os setores SE (não contemplado anteriormente) e NO (investigado de forma breve) da bacia.

Figura 40 - Mapa da porção central da bacia da Foz do Amazonas, com malha de dados utilizada nos projetos pioneiros que investigaram a Leque do Amazonas e adjacências.



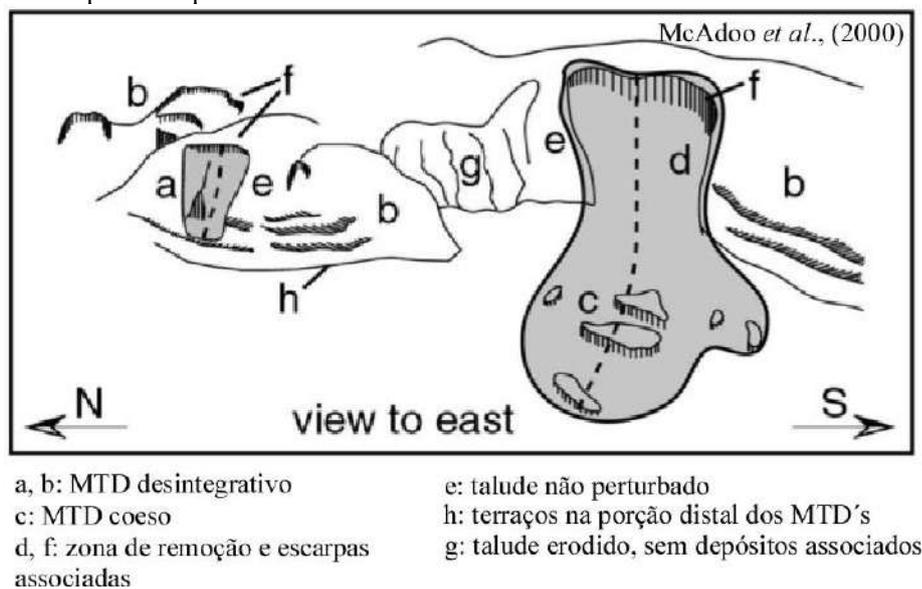
Legenda: Em vermelho, os MTDs apresentados posteriormente nos diversos trabalhos gerados, e que ilustram os principais depósitos de massa em superfície e subsuperfície. O depósito 50°W, localizado no setor NO da bacia, foi apenas brevemente mencionado nestes artigos, sem significativo aprofundamento.

Fonte: Modificado de Damuth et al. (1988).

#### 4.2.2 Terminologia utilizada e obtenção dos parâmetros morfométricos básicos

Para caracterização dos elementos morfológicos associados às principais zonas de remobilização submarinas na bacia - foram empregadas definições e terminologias específicas (Fig.41), baseadas principalmente no trabalho de McAdoo et al. (2000), pela semelhança quanto à resolução e base de dados utilizadas.

Figura 41 - Medições e terminologias empregadas neste trabalho para o reconhecimento das feições de ruptura e depósitos associados.



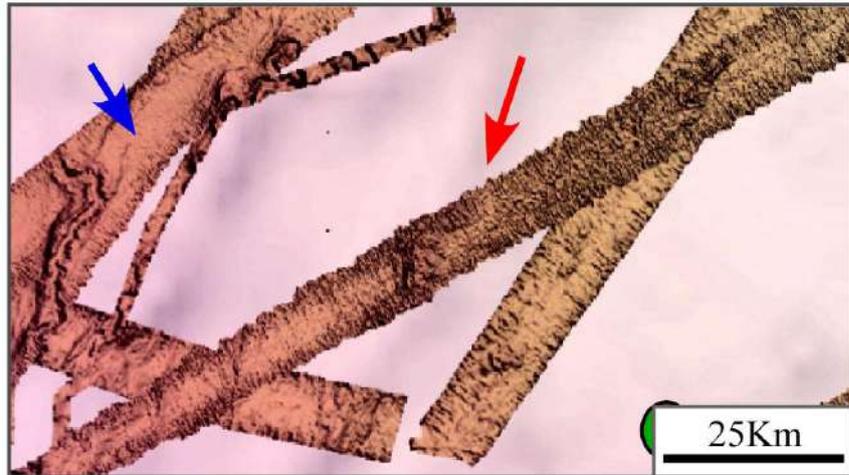
Fonte: McAdoo et al. (2000).

Os principais termos se encontram descritos a seguir:

- a) O termo **moderno** ou **recente**, quando empregado no texto em relação ao fundo e a elementos morfológicos específicos, refere-se ao fundo e feições ativos e expostos, ou ainda não completamente soterrados e fossilizados, e que possuem expressão superficial no relevo da bacia;
- b) **Zona de remoção/zona de cabeceira**: área que representa a área de origem dos movimentos de massa. Costumam se destacar nos modelos por variações abruptas nos valores batimétricos e de gradiente de fundo, quando comparados aos valores do fundo adjacente. As áreas vizinhas a estas feições, menos perturbadas, forneceram informações sobre os prováveis valores de gradiente de fundo em período anterior aos eventos de instabilidade, provendo os prováveis paleotaludes locais. As zonas de

remoção reconhecidas neste trabalho foram identificadas pela clássica forma arcuada/semicircular, cujos limites apontam para a bacia profunda e, se prolongam bacia adentro através de escarpas laterais (*sidewalls*) paralelas e subparalelas, com desníveis verticais bastante variáveis. Uma típica zona de remoção pode incluir elementos como as respectivas escarpas (porções mais íngremes de fundo identificadas dentro da zona de remoção); seus limites laterais e massas eventualmente remobilizadas depositadas na base (quando não completamente evacuadas). De uma forma geral, medições como a área aproximada ocupada pela cicatriz de remoção e o *range* de profundidades de ocorrência puderam ser obtidas a partir dos modelos. Os desníveis verticais (alturas) das escarpas representam valores aparentes, medidos através de uma média obtida a partir de múltiplos perfis batimétricos extraídos nas regiões caracterizadas pelos maiores valores de gradientes de fundo (escarpas); ou medidos diretamente nas linhas sísmicas que interceptam as feições identificadas, quando existentes. Os valores de gradiente de fundo citados constituem os valores máximos observados, ao longo das diversas seções extraídas. Nos dados de batimetria multifeixe, zonas de remoção caracterizadas por fundos mais suaves e homogêneos foram correlacionados a depósitos completamente evacuados talude abaixo (*evacuated slide scars*), enquanto padrões rugosos foram correlacionados à depósitos ainda presentes no interior das mesmas, indicando depósitos não completamente evacuados (Fig.42)

Figura 42 - Dados de batimetria multifeixe que ilustram os tipos de fundo observados neste trabalho.



↙ fundo heterogêneo/rugoso      ↘ fundo homogêneo

Nota: A presença de fundo rugoso e heterogêneo provável indica cobertura por massas remobilizadas, em contraste com zonas caracterizadas por fundo mais homogêneo, sem perturbações aparentes.

Fonte: A autora, 2020.

Termos como ruptura, colapso de talude, áreas remobilizadas, cicatrizes de remoção e feições erosivas foram utilizados para indicar áreas perturbadas em decorrência de movimentos de instabilidade de talude, sem nenhuma conotação genética. Para fins de descrição, estas zonas foram descritas e apresentadas nos mapas como **Escarpas**, seguidas pelo setor do talude ao qual pertencem e um número sequencial, caso mais de uma feição tenha sido observada no mesmo setor da bacia (por ex., **Escarpa SE1**);

- c) **Depósitos de Transporte de Massa:** quanto a natureza dos depósitos, é notória a dificuldade em se classificar um movimento de massa em tipos específicos nos dados sísmicos, como *slumps*, *slides*, *debris flows*, entre outros (Shanmugam, 1995; McAdoo *et al.*, 2000), principalmente devido à resolução dos dados e à semelhança quanto à assinatura sísmica dos mesmos. Neste projeto, no tocante a maioria dos depósitos de transporte de massa identificados, não foi possível a visualização da superfície de escorregamento basal nos registros sísmicos. Isto impossibilitou, por exemplo, a distinção entre *slides* (massas menos deformadas; que deslizam sobre superfícies planas) e *slumps* (massas mais deformadas; que deslizam sobre superfícies curvas).

Devido às limitações citadas acima, a seguinte forma de classificação foi adotada para descrição dos depósitos relacionados ao colapso dos estratos mais superficiais na região de talude, como desenvolvido em diversos trabalhos (McAdoo et al., 2000; Minisini et al., 2006; Minisini et al., 2007; Casalbore et al., 2016).

- a) O termo **MTD coeso** indica depósitos que aparentam não ter sofrido efetiva desintegração e/ou completa evacuação talude abaixo, e que se encontram situados (mesmo que parcialmente) no interior e nas áreas proximais às respectivas zonas de remoção. Tais depósitos podem conter blocos falhados e basculados associados, formando *slide blocks* com estratigrafia razoavelmente preservada - o que indica que tais movimentos de massa mantiveram certo nível de resistência ao cisalhamento (*shear strength*) durante o deslocamento (Frey-Martinez et al., 2006; Minisini et al., 2007 e Casalbore et al., 2016). Provavelmente, constituem depósitos de *slides/slumps* (Lee et al., 1993; Hampton et al., 1996; McAdoo et al., 2000). Um padrão de blocos dispersos pelo fundo pode ocorrer já fora da área de remoção, tratando-se de mais um elemento que ressalta a incompleta desintegração do fluxo. Nos dados de batimetria multifeixe, fundos heterogêneos, caracterizados por alta rugosidade, foram associados a cobertura superficial por MTDs coesos;
- b) O termo **MTD desintegrativo** foi empregado quando, ao contrário, nenhuma massa colapsada pôde ser identificada no interior ou nas proximidades da zona de remoção, indicando movimentos de massa que teriam sofrido completa evacuação talude abaixo. Pela suposta perda de coesão dos sedimentos e alto grau de mobilidade, os mesmos teriam evoluído de sua forma inicial para fluxos gravitacionais, como *debris flows* (Locat & Lee, 2002). Em geral, não apresentam preservação de acamamento ou estruturas primárias quando vistos nos dados sísmicos. Ainda assim, podem conter blocos esparsos, carreados pelo fluxo (*rafted blocks*, Alves, 2015), com a estratigrafia preservada/parcialmente preservada. Nos dados de batimetria multifeixe, estes depósitos se correlacionaram com áreas caracterizadas por fundos mais homogêneos, em geral, quando comparados aos MTDs coesos;
- c) O termo **comprimento total** foi empregado para determinar o comprimento total das feições, e se refere ao total comprimento mapeável entre a região mais rasa da escarpa e o limite mais distal de depósito identificado (fundo

perturbado, visível nos modelos batimétrico e nos dados de batimetria multifeixe ou nos dados de sísmica), levemente modificado de Clare et al. (2018). Baseando-se apenas no modelo batimétrico, como preconizam os autores, é difícil precisar onde se encerra a zona de remoção e se inicia a zona de acumulação. No entanto, através da integração e interpretação dos dados sísmicos, tentou-se definir valores aproximados para estes parâmetros. Em casos onde duas escarpas de posição adjacente foram correlacionadas a um único depósito remobilizado, não foi possível a distinção quanto a contribuição de cada uma destas feições, em termos de fonte sedimentar (como na região NO central). Assim, o comprimento total medido foi obtido a partir de uma linha imaginária traçada no ponto médio entre a zona de origem das feições, e que se estende longitudinalmente ao longo do depósito colapsado.

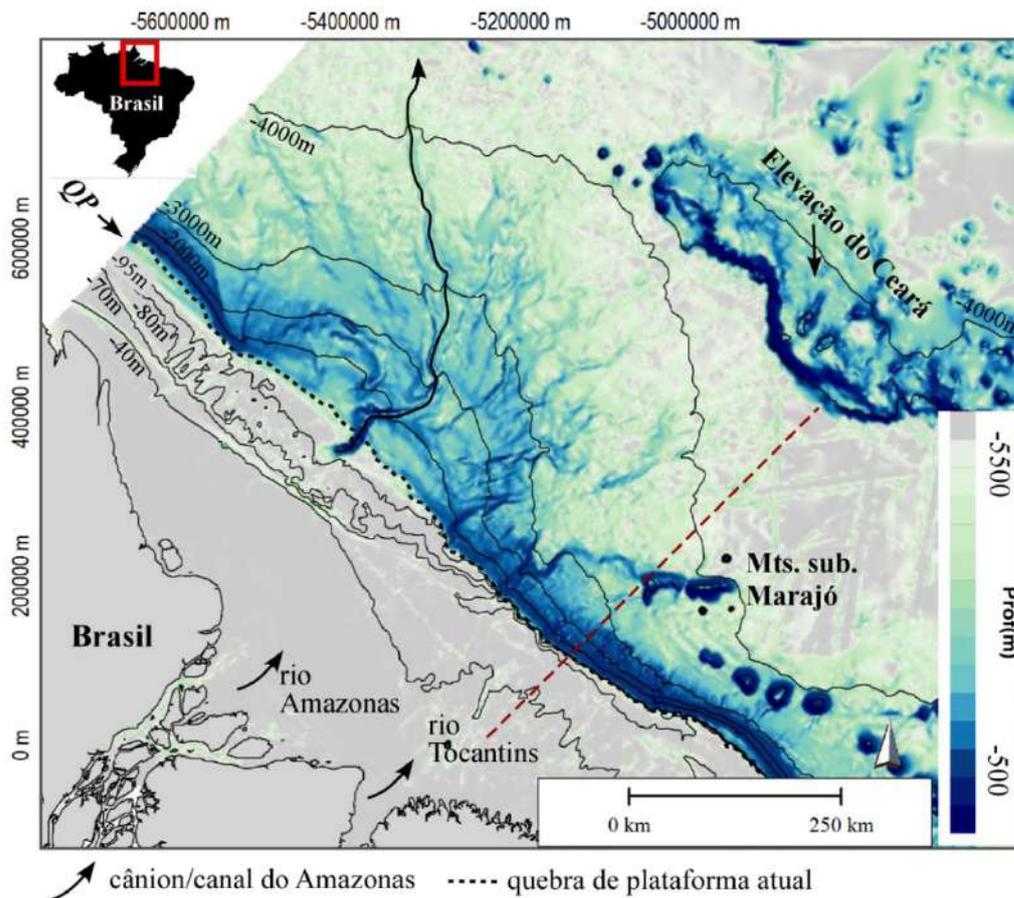
Faz-se necessário lembrar, no entanto, que é possível que a atuação de processos erosivos e hidrodinâmicos mais recentes tenham causado a remoção ou mascaramento de MTDs de zonas específicas, como nas regiões de base das escarpas, representando um limitação do método (McAdoo et al. 2000). Por exemplo, um depósito de base de escarpa que já tenha sofrido remobilização, não pôde ser identificado neste estudo, e pode ser interpretado, neste estudo, como MTD desintegrativo, pela ausência de material.

## 5 RESULTADOS

### 5.1 Morfologia Regional da Bacia da Foz do Amazonas

A morfologia geral da bacia foi descrita a partir dos modelos regionais de batimetria (Figs.43 e 44) e de gradiente de fundo (Fig.45) e será detalhada nos próximos subitens, de acordo com as principais províncias fisiográficas consideradas neste trabalho. A análise morfobatimétrica possibilitou uma primeira identificação das principais feições relacionadas aos processos de remobilização sedimentar, através do reconhecimento das estruturas classicamente associadas a estes processos, como escarpas preservadas no fundo marinho atual.

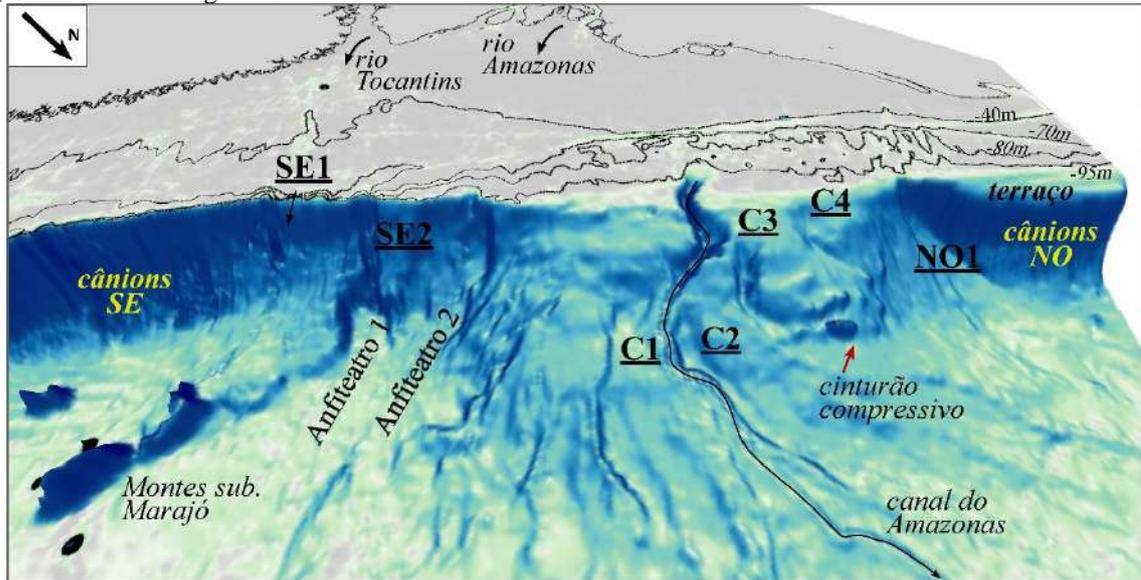
Figura 43 - Modelo digital de terreno atualizado da Bacia da Foz do Amazonas, gerado a partir de grid disponibilizado pela Marinha do Brasil.



Nota: Grid disponibilizado em (<https://www.marinha.mil.br/dhn/?q=pt-br/node/249>). É possível a distinção das principais feições erosivas que marcam o fundo marinho atual, notoriamente no talude superior, que se estende até ~3000 de profundidade.

Fonte: A autora, 2020.

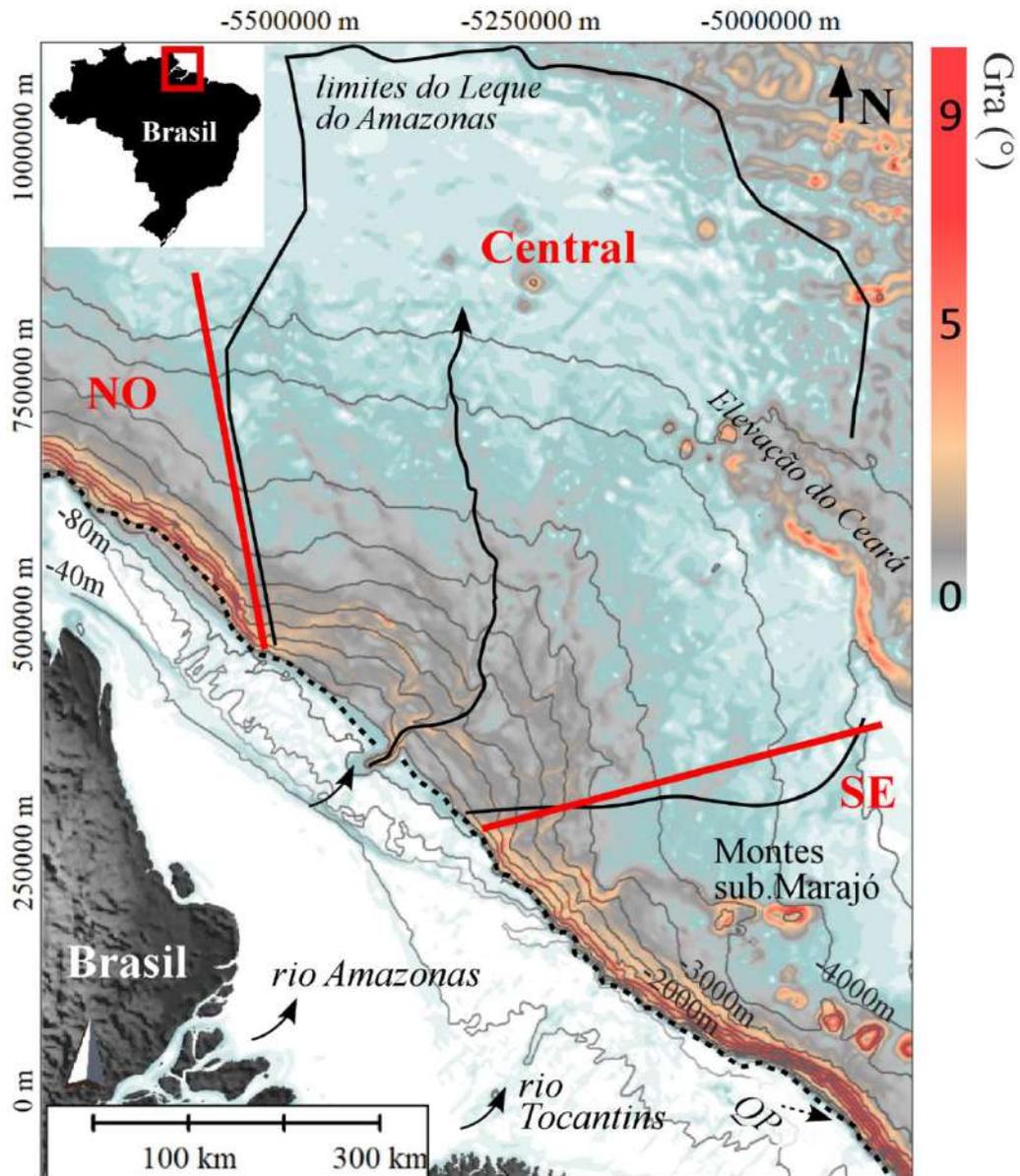
Figura 44 - Modelo digital 3D da Bacia da Foz do Amazonas.



Nota: Exagero vertical de 20x, com destaque para as principais escarpas preservadas no fundo marinho atual (nomes em negrito, sublinhados).

Fonte: A autora, 2020.

Figura 45 - Mapa de gradiente do fundo da bacia da Foz do Amazonas.



### ↗ cânion/canal do Amazonas

Nota: Os maiores valores de gradientes são observados em bandas paralelas a plataforma continental, nas regiões abruptas a SE e NO da bacia, onde algumas das feições erosivas se destacam de forma individualizada. Valores significativos são também observados no setor central NO da bacia, até cerca de 2000m de profundidade.

Legenda: Em linhas vermelhas, a divisão da bacia em três setores principais (No, Central e SE).

Fonte: A autora, 2020.

#### 5.1.1 Morfologia geral da plataforma continental

Ainda que o principal foco deste trabalho seja a região do talude e bacia profunda, algumas considerações sobre a plataforma continental serão rapidamente apresentadas, pois

algumas das feições de talude parecem se encontrar geneticamente relacionadas a feições plataformais. As plataformas interna, média e externa consideradas neste trabalho são delimitadas pelas isóbatas de 40m, 60m e 100m, respectivamente, como definido em Palma (1979).

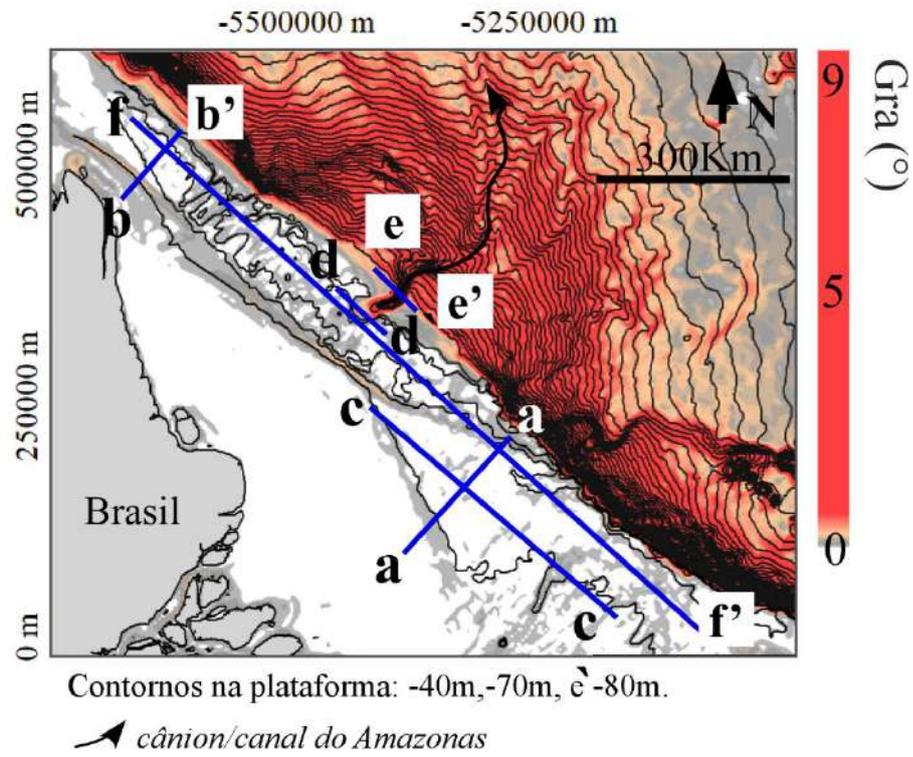
Uma série de perfis batimétricos foram extraídos nos distintos setores da plataforma (Fig. 46), visando caracterizar algumas das complexidades morfológicas observadas nos modelos. Inicialmente, destaca-se a região limitada pelas isóbatas de 40 e 80m, aproximadamente (Fig. 47, perfis aa' e bb'), que se correlaciona com a frente deltaica do atual delta subaquoso do Amazonas. Ambos os perfis longitudinais são marcados pela presença de duas escarpas: escarpas proximais, que atingem entre 30-40m de desnível nos setores SE e NO, respectivamente; e escarpas mais distais, cujas alturas variam entre 10 e 25m.

Na região de plataforma média/externa, foram observados relevos negativos preservados, com profundidades variáveis. Na região SE, um relevo negativo se encontra preservado a partir de ~40m profundidade, e se prolonga até a quebra de plataforma (Fig. 47, perfil cc'). Trata-se do paleovale do Rio Tocantins (também chamado de Canal Sul do Amazonas ou Rio Pará), que chega a apresentar profundidade de talvegue de até ~21m aos ~60m de lâmina d'água. Na região à quebra de plataforma, os desníveis decrescem e giram em torno de 8 - 16m, em geral.

Na região central da plataforma, o cânion do Amazonas (Fig. 47, perfis dd' e ee') se destaca como a mais proeminente feição preservada. Perfis batimétricos demonstram que o cânion apresenta cerca de 20m de desnível vertical a 95m de profundidade, com gradientes de margem suaves (Fig. 47, perfil dd'). Após a de quebra de plataforma, esta canalização atinge desníveis superiores a ~400m, com margens caracterizadas por gradientes de até 5° (Fig. 47, perfis ee').

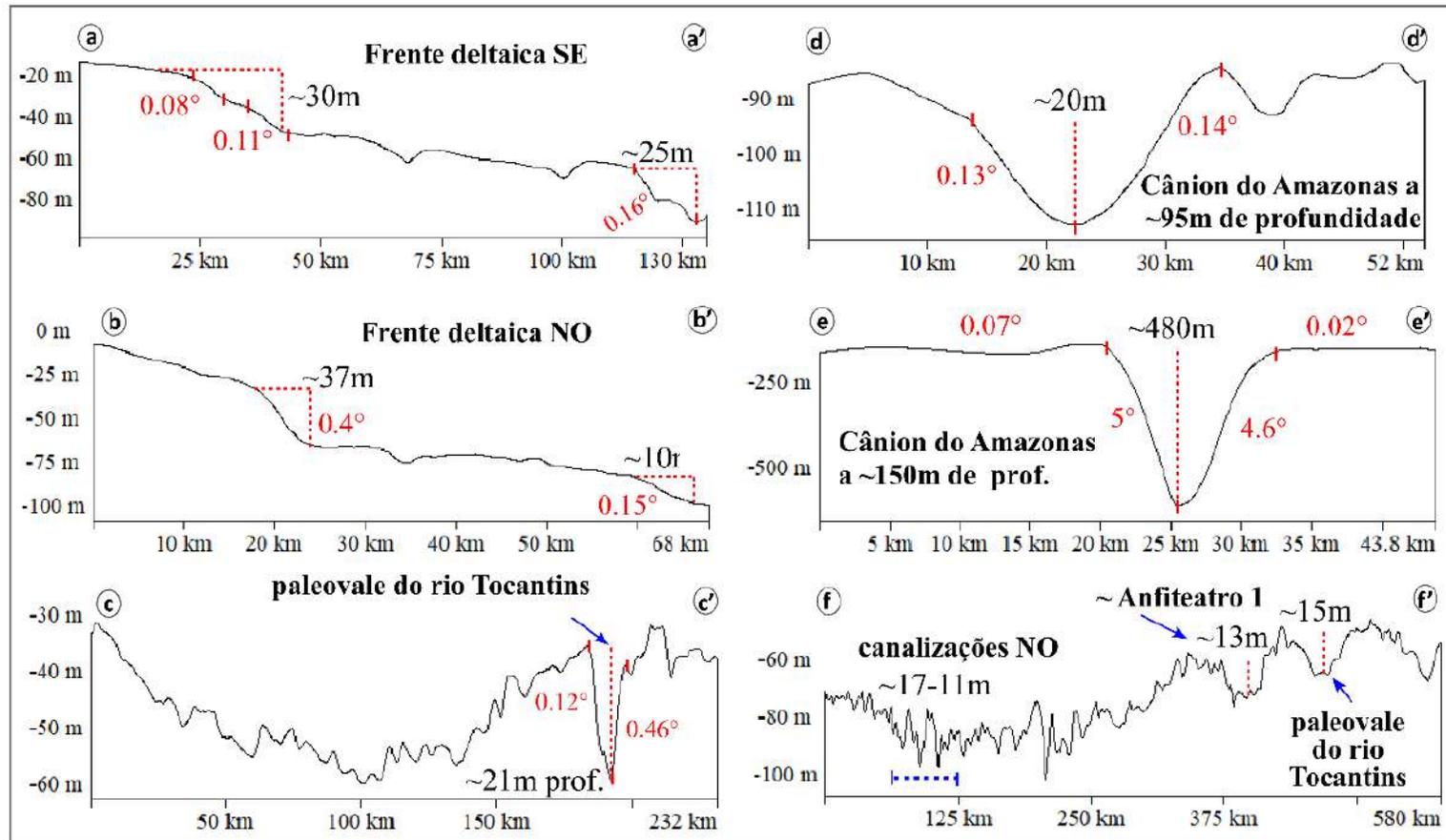
Um perfil regional (Fig. 47, perfis ff'), extraído paralelamente à plataforma, demonstra a distribuição das feições descritas acima. É possível observar que toda a plataforma se encontra pontuada por relevos negativos, em uma alternância de bancos e cavas perpendiculares a linha de costa local, com profundidades entre 11 e 17m. Este sistema é definido pela isóbata de -80m, e os gradientes observados nas margens destas feições são, em geral, suaves - não ultrapassando 0.5°.

Figura 46 - Mapa de gradiente e localização dos perfis topográficos que ilustram as principais feições identificadas na plataforma continental.



Fonte: A autora, 2020.

Figura 47 – Perfis topográficos que ilustram a plataforma continental.



! X° ! Gradiente de fundo médio obtido por trecho

Legenda: Em **aa'** e **bb'**: frente deltaica do atual delta subaquoso do Amazonas, para as regiões SE e NO, respectivamente; **cc'**: paleovale do rio Tocantins; **dd'** e **ee'**: Cãnion do Amazonas, a 95m e 150m de profundidade, respectivamente; **ff'**: perfil regional que ilustra a distribuição de algumas das principais feições plataformais.  
 Fonte: A autora, 2020.

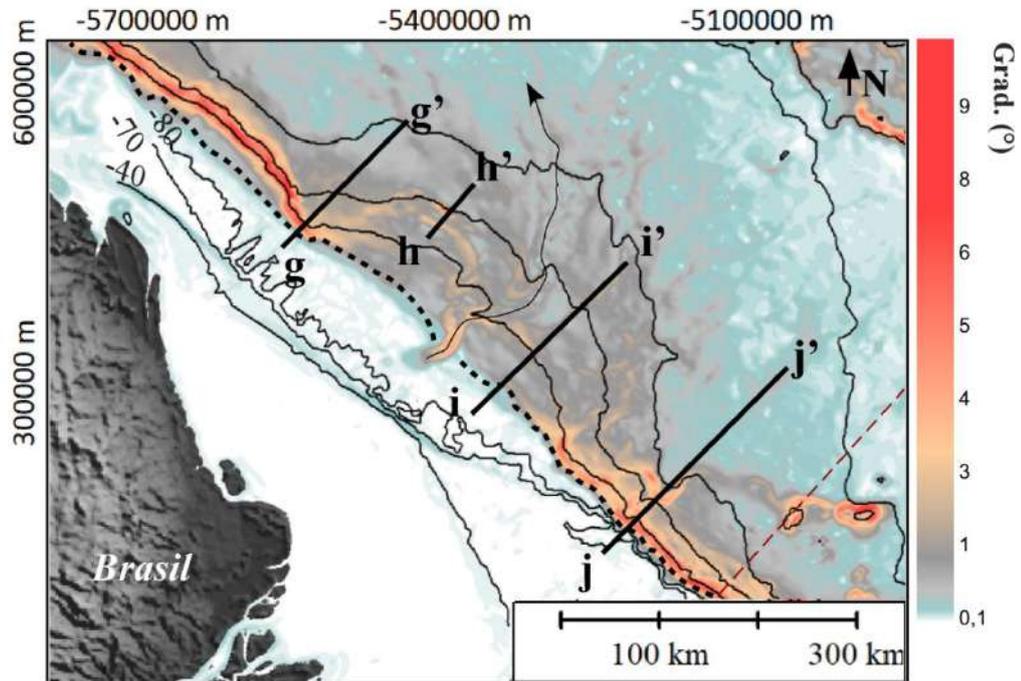
### 5.1.2 Morfologia geral do talude continental

O mapeamento da região de talude demonstrou evidências de que processos gravitacionais são recorrentes nesta porção da margem, e se estendem até a bacia profunda. Neste estudo, observou-se a existência de padrões morfológicos distintos na região de talude, que pôde ser dividido em três setores principais: NO, Central e SE (Figs.45 e 48). As feições observadas nos respectivos compartimentos diferem em relação a natureza, desníveis verticais e áreas de abrangência.

De forma geral, as porções NO e SE da margem (flancos do Leque do Amazonas) constituem margens mais abruptas e íngremes (Figs. 49, perfis gg' e jj'), com gradientes de fundo que ultrapassam 7° no talude superior; em contraste com regiões mais profundas da bacia (> 3000m de profundidade) caracterizadas por fundos mais suaves, inferiores a ~1°. Para ambos os setores, escarpas entre 800-1000 m foram reportadas nas proximidades da quebra de plataforma. Principalmente na região SE (Fig. 49, perfis jj') nota-se a presença de escarpas menores e formas monticulares (provavelmente associadas a depósitos de transporte de massa localizados), que conferem ao perfil uma assinatura mais heterogênea, marcado por degraus (*step-like* ou *staircase profile*), o que parece indicar a alternância dos processos erosivos e deposicionais ao longo das áreas de maior declividade.

Já a região central da bacia, que corresponde a cunha progradacional do Leque do Amazonas, (Fig.49, perfis hh' e ii') demonstra um relevo mais suave e caracterizado por menores gradientes (<1.5°), em geral. Por este motivo, a quebra de plataforma neste setor central da bacia é de difícil visualização. Na interface entre a quebra de plataforma e o talude superior não foram identificadas zonas de remoção proeminentes, em contraste com as regiões SE e NO. No entanto, variações abruptas e pontuais de inclinação de fundo (Fig.49, perfis hh' e ii') foram observadas entre ~1000 e 2020m de profundidade. Tais variações caracterizam escarpas com gradientes de fundo entre ~3.2° e 6° e desníveis máximos de 365 e 520 m para os setores SE e NO, respectivamente. As faces externas destas feições (voltadas para a bacia profunda) são caracterizadas por relevos mais íngremes, quando comparados as faces internas das mesmas. Após esta região, os gradientes se suavizam, apresentando valores inferiores a 1°. Esta zona coincide espacialmente com a área de ocorrência das principais estruturas compressivas mapeadas para a bacia, geradas pelo regime de tectônica gravitacional que nela se desenvolve.

Figura 48 – Mapa de gradiente e localização dos perfis topográficos que ilustram as principais feições identificadas para o talude e bacia profunda

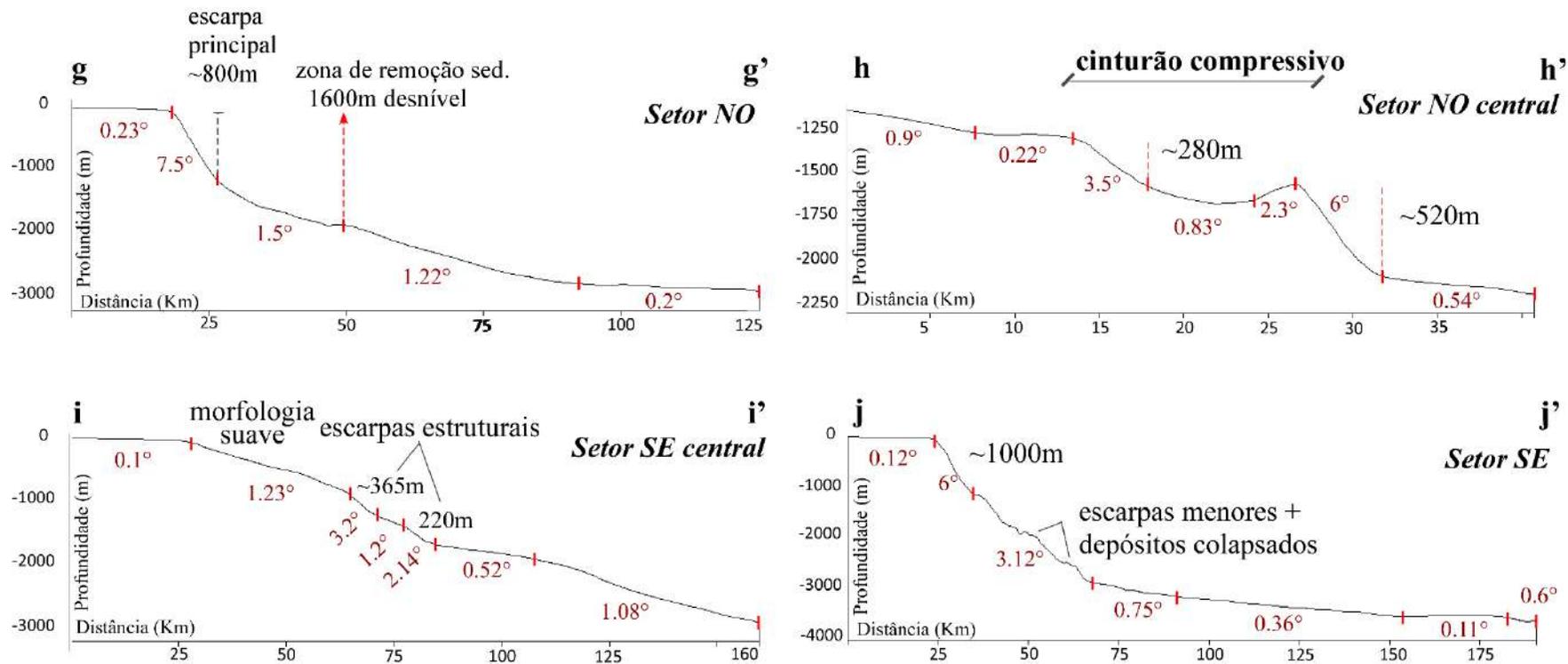


..... quebra de plataforma    - - - limite da Bacia da Foz do Amazonas  
 ————— canal do Amazonas

Contornos no talude e bacia: -1000, -2000, -3000m, -4000m

Fonte: A autora, 2020.

Figura 49 – Perfis topográficos que ilustram a região de talude continental da Bacia da Foz do Amazonas.



**1 x°** Gradiente de fundo médio obtido por trecho

Legenda: mais íngremes, enquanto o setor central apresenta morfologia suavizada (perfis hh' e ii'), em função da presença do Leque do Amazonas. No entanto, mesmo os perfis hh' e ii' demonstram, em regiões mais profundas, altos valores de declividade associados ao cinturão compressivo que se origina no regime tectônico atuante na região do Leque, de forma particularmente expressiva no compartimento NO (perfil hh').

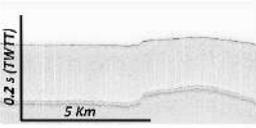
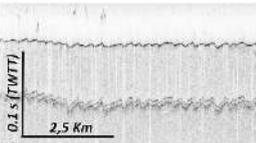
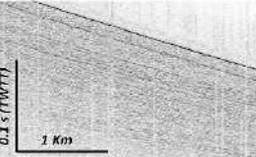
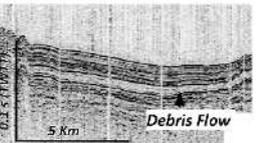
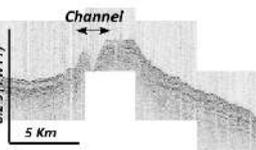
Fonte: A autora, 2020.

## 5.2 Relação entre a distribuição das ecofácies (perfis 3.5 kHz) e processos deposicionais

O mapeamento de ecofácies foi realizado através da interpretação dos perfis de 3.5 kHz (ver item 4.2.1 da Metodologia), que ilustram a cobertura sedimentar mais superficial da bacia. As principais ecofácies identificadas foram, posteriormente, associadas a uma gama de processos sedimentares, permitindo a caracterização e setorização do fundo quanto à predominância destes processos.

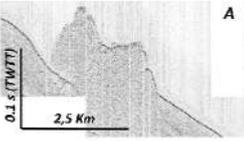
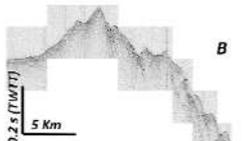
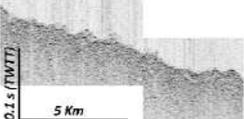
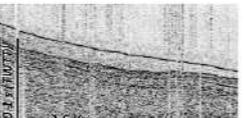
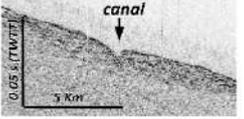
Neste trabalho, um total de 15 ecofácies individuais principais foram reconhecidas nos dados, permitindo uma categorização baseada na literatura sobre classificação de ecofácies já preconizada em diversos trabalhos (e.g., Embley, 1977, 1980; Damuth & Hayes, 1977; Damuth, 1980a; Damuth & Flood, 1984; Bellaiche et al., 1984; Pratson & Laine, 1989; Gaullier & Bellaiche, 1998; Jegou et al., 2008; Loncke et al., 2009; Savoye et al., 2009). Estas ecofácies foram agrupadas em 5 grupos principais, de acordo com seus atributos sísmicos mais significativos, possibilitando uma melhor visualização quanto à distribuição dos ecotipos na área de estudo. Os principais grupos observados foram: ecofácies de alta refletividade, ecofácies com acamamento plano-paralelo, ecofácies hiperbólicas, ecofácies transparentes e ecofácies difusas. Estas categorias se encontram descritas a seguir, e as respectivas assinaturas sísmicas e interpretações associadas se encontram resumidas nas Tabelas 1a e 1b. As figuras 50 e 51 demonstram a distribuição, na área de estudo, das ecofácies individuais e agrupadas.

Tabela 1 - Principais ecofácies identificadas para a porção estratigráfica superior da bacia da Foz do Amazonas e interpretação dos principais processos sedimentares associados, com base em perfis de alta-resolução (3.5 kHz).

	<b>Ecotipo</b>	<b>Ecofácies</b>	<b>Interpretação</b>	<b>Processo sedimentar</b>
<i>Alta Refletividade (Sharp - S)</i>		<b>S1</b> <i>Alta refletividade, morfologia plana</i>	<i>Sedimentos continentais da plataforma continental; alta razão areia/finos</i>	<b>DEPOSIÇÃO POR CORRENTES DE FUNDO</b>
		<b>S2</b> <i>Alta refletividade, morfologia ondulada</i>	<i>Ondas de sedimentos nos sedimentos plataformais; alta razão areia/finos</i>	
<i>Acamamento Uniforme (Beaded - B)</i>		<b>B1</b> <i>Acamamento uniforme e homogêneo</i>	<i>Turbiditos ou hemipelagitos presente em diques marginais ou áreas intercanais</i>	<b>CORRENTES DE TURBIDEZ ou SEDIMENTAÇÃO HEMIPELÁGICA</b>
		<b>B2</b> <i>Alternância de camadas uniformes e camadas transparentes e/ou caóticas</i>	<i>Sucessão de hemipelagitos e debritos</i>	<b>INTERCALAÇÃO DE DEPÓSITOS DE REMOBILIZAÇÃO (slides/slumps e debris flows) e SEDIMENTAÇÃO HEMIPELÁGICA</b>
		<b>B3</b> <i>Acamamento uniforme monticular, que se afina em direção as bordas, com canal axial</i>	<i>Canais-diques marginais</i>	<b>CORRENTES TURBIDÍTICAS CANALIZADAS</b>

Fonte: A autora, 2020.

Tabela 2 - Principais ecofácies identificadas para a porção estratigráfica superior da bacia da Foz do Amazonas e interpretação dos principais processos sedimentares associados, com base em perfis de alta-resolução (3.5 kHz).

	<b>Ecofácies</b>	<b>Interpretação</b>	<b>Processo sedimentar</b>	
<b>Hiperbólicos (Hyperbolic - H)</b>	 <p><b>A</b></p>	<p><b>H1</b></p> <p><i>Hipérboles irregulares e de dimensões significativas, com elevações de centenas de metros em relação ao fundo marinho adjacente</i></p>	<p><i>Cinturões de falhas reversas e dobramentos induzidos pela tectônica gravitacional (A) ou montes submarinos (B)</i></p>	<p><i>DEFORMAÇÃO TECTÔNICA GRAVITACIONAL (A) ou AFLORAMENTOS DO EMBASAMENTO ROCHOSO (B)</i></p>
	 <p><b>B</b></p>			
		<p><b>H2</b></p> <p><i>Hipérboles irregulares, com elevações variadas em relação ao fundo marinho adjacente</i></p>	<p><i>Feições erosivas (típicas de zonas de remoção sedimentar), em conjunto com diversos tipos de depósitos de transporte de massa</i></p>	<p><i>CICATRIZES DE REMOÇÃO NO TALUDE e PROCESSOS DE RESSEDIMENTAÇÃO (slides/slumps/debris flows)</i></p>
		<p><b>H3</b></p> <p><i>Hipérboles irregulares de pequenas dimensões (dezenas de metros) ou tangenciais ao fundo marinho adjacente</i></p>	<p><i>Depósitos de transporte de massa</i></p>	<p><i>PROCESSOS DE RESSEDIMENTAÇÃO</i></p>
<b>Transparentes (Transparent - T)</b>		<p><b>T1</b></p> <p><i>Refletores transparentes, em camadas contínuas, ocasionalmente com a presença de refletores internos intermitentes</i></p>	<p><i>Depósitos de transporte de massa de alta mobilidade/baixa viscosidade</i></p>	<p><i>DEPÓSITOS DE TRANSPORTE DE MASSA (debris flows)</i></p>
		<p><b>T2</b></p> <p><i>Refletores transparentes, originando corpos espessos</i></p>	<p><i>Depósitos originados por fluxos de alta mobilidade/baixa viscosidade</i></p>	
		<p><b>T3</b></p> <p><i>Refletores transparentes, originando lentes pouco espessas</i></p>	<p><i>Depósitos superficiais de pouca espessura e alta mobilidade/baixa viscosidade</i></p>	
<b>Difusos (Rough-R)</b>		<p><b>R1</b></p> <p><i>Ecos difusos e descontínuos, com a presença de pequenos canais pontuais</i></p>	<p><i>Areias espraçadas e/ou depósitos de cascalho (lobos turbidíticos)</i></p>	<p><i>DESCONFINAMENTO DE CORRENTES TURBIDÍTICAS NA PORÇÃO DISTAL DO SISTEMA TURBIDÍTICO</i></p>

Fonte: A autora, 2020

**Ecofácies de alta refletividade** (“Sharp echos” - S, Tabela 1) são caracterizadas por alta refletividade e baixa penetração do sinal sísmico, com ausência de refletores de subfundo, em geral. Observadas principalmente nos perfis que recobrem a plataforma e a porção mais

proximal do talude superior, até 360m de profundidade. Na área de estudo, tais ecos foram associados a uma morfologia majoritariamente plana, como na porção central e SE/NO da plataforma (ecotipo **S1**); também associadas a presença de formas de fundo bastante regulares e simétricas, como ondulações com alturas máximas de 5m (ecotipo **S2**), observadas na plataforma SE e nas redondezas do cânion do Amazonas. A assinatura sísmica correspondente às ecofácies de alta refletividade reflete uma sedimentação composta por alta razão areia/finos (lama), resultando em uma sedimentação terrígena majoritariamente trapeada na plataforma continental e que pode, eventualmente, ter sofrido variáveis níveis de influência e retrabalhamento das forçantes hidrodinâmicas;

**Ecofácies de Acamamento Uniforme** (“Bedded echos” - B, Tabela 1) se caracterizam pela ocorrência de facies sísmicas plano-paralelas ou sub-paralelas, concordantes, com alta-média frequência e amplitude variável do sinal acústico, atingindo as maiores espessuras em termos de penetração do sinal, em relação às demais ecofácies mapeadas na bacia. O subtipo ecofácies **B1** é representado por camadas uniformemente distribuídas, caracterizado por alta amplitude, continuidade e frequência do sinal acústico e se associam a processos tais como deposição turbidítica (em região intercanais, associada ao extravasamento dos fluxos turbidíticos) e deposição pelágica/hemipelágica. Por vezes, **B1** se intercala com lentes pouco espessas de material sísmicamente transparente, originando o subtipo **B2**. Este eco foi igualmente identificado em áreas intercanais, provavelmente associado a colapsos pontuais de diques marginais. Por fim, as ecofácies **B3** se diferenciam pela clássica morfologia monticular, com a presença de um canal axial e cunhas laterais que se afinam com o afastamento do eixo central, compostas por refletores de baixa amplitude – representando canais e diques marginais preservados no fundo atual.

As ecofácies **B1**, **B2** e **B3** são considerados ecos representativos de processos de agradação e desenvolvimento do leque como feição turbidítica.

**Ecofácies hiperbólicas** (“Hyperbolic echos” - H, Tabela 2) foram observadas a partir da quebra de plataforma, sob a forma de hipérboles cuja assinatura é bastante variável. A ecofácies **H1** é caracterizada pela presença de hipérboles irregulares que se elevam a centenas de metros acima do fundo marinho, gerando desníveis verticais bastante significativos. Foram associadas aos altos do embasamento (**H1A**) e aos cinturões compressivos (**H1B**); estes últimos gerados pela tectônica gravitacional atuante no Leque do Amazonas. Já as Ecofácies **H2** constituem ecos hiperbólicos de dimensões mais discretas, que se elevam a dezenas de metros do fundo marinho adjacente, ainda em um padrão heterogêneo e irregular. Foram encontradas

principalmente no interior das mais proeminentes zonas de remoção da bacia, associadas a geometrias de fundo do tipo *step-like*. Foram interpretadas como estratos superficiais parcialmente ou intensivamente erodidos, nas áreas mais íngremes das cicatrizes de remoção. Também foram associadas a presença de depósitos de transporte de massa não completamente evacuados talude abaixo - dispostos de forma bastante heterogênea, porém com certo grau de preservação interna, o que possibilitou a identificação de trechos de acamamento preservado. Por vezes, coberturas sedimentares pouco espessas (~alguns metros), caracterizadas por refletores sísmicos irregulares e contorcidos foram identificadas nos topos de tais depósitos, indicando algum grau de deformação mais recente. Localmente, de forma menos frequente, as ecofácies **H2** foram ainda associadas à quebra da continuidade do pacote sedimentar devido à presença de falhamentos. Por fim, a ecofácies **H3** é caracterizada por relevos irregulares formados por hipérbolos menores e sobrepostas, geralmente dispostas de forma tangencial ao fundo marinho - resultando em um padrão mais caótico de cobertura - caracterizado pela ausência de refletores internos. Foram encontradas, principalmente, nas regiões localizadas talude abaixo das principais zonas de remoção, em áreas de fundos mais suaves, com gradientes inferiores a  $<2^\circ$ . Os depósitos associados a ecofácies H3 se caracterizam por expressivo alcance bacia adentro, em distribuições longitudinais de até 215km. As ecofácies **H3** foram interpretadas como MTDs evacuados de suas respectivas zonas de remoção, cujo alto nível de desorganização não permitiu a preservação de estruturas/acamamento interno, indicando alto grau de retrabalhamento durante o transporte talude abaixo.

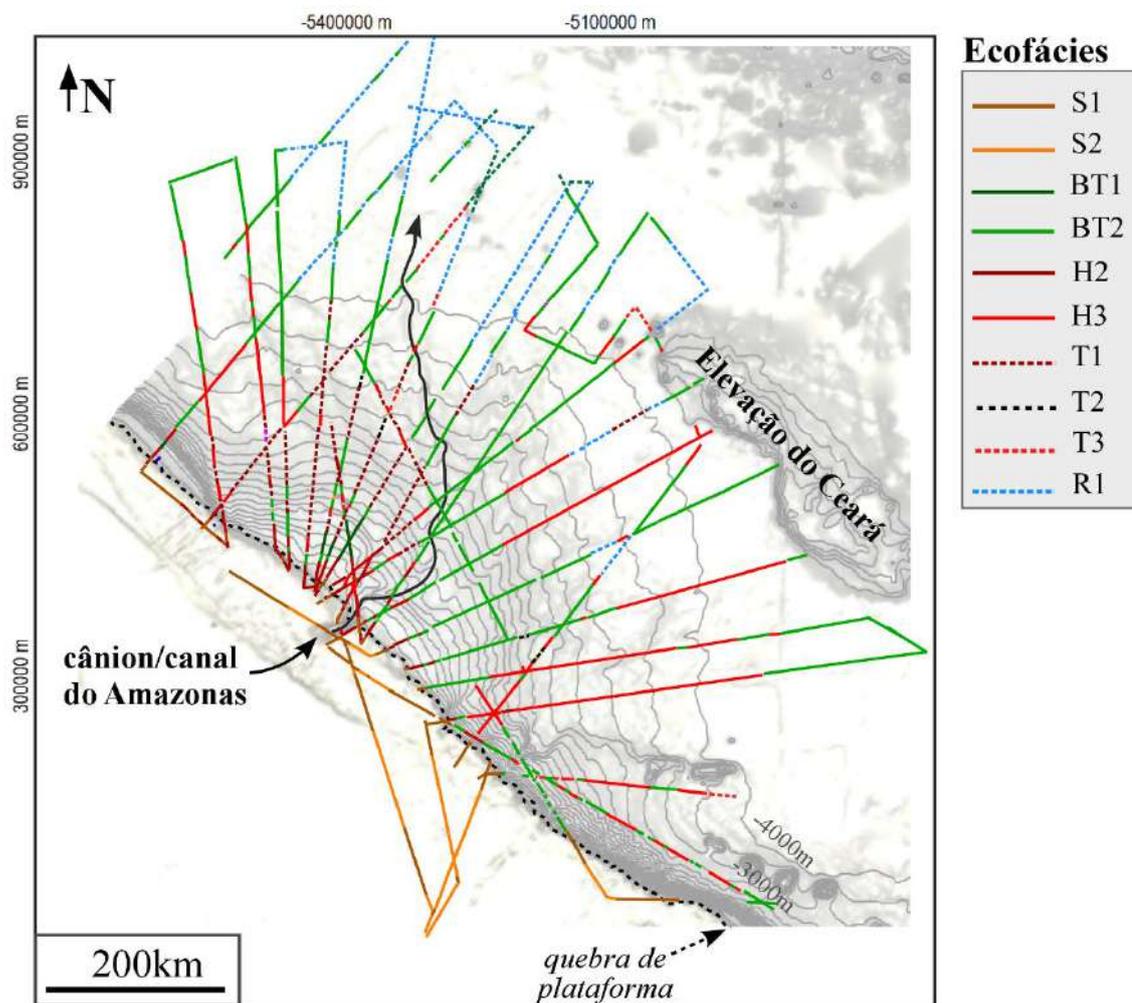
Devido a penetração insuficiente do sinal sísmico, raramente foi possível a identificação de refletores basais para os depósitos caracterizados pelas ecofácies hiperbólicas. Consequente, a obtenção de espessuras de forma consistente para os respectivos depósitos não pôde ser efetuada.

**Ecofácies transparentes:** (“Transparent echos” - T, Tabela 2) são caracterizadas pela ausência de quaisquer reflexões internas, sendo relacionadas a um alto nível de deformação. Assim, não há preservação de estruturas e/ou acamamento interno, exceto pela presença pontual de blocos carreados pelo fluxo. O grau de mobilidade e viscosidade parece ser variável entre os subtipos. A visualização dos refletores de base foi possível na maior parte das ocorrências e, assim, a geometria e espessura destes corpos puderam ser mais facilmente identificadas, quando comparadas as facies hiperbólicas (**H**). As ecofácies transparentes foram identificadas neste estudo sob variadas formas. Ocorrem como corpos alongados, com até 40m de espessura e que se estendem por até 60 km talude abaixo (ecofácies **T1**). Este subtipo foi reconhecido na região

adjacente às falhas normais lítricas (compartimento extensional da tectônica gravitacional), com depósitos localizados entre 240-560m de profundidade, próximo a quebra de plataforma/talude superior. Nestas zonas, a área de ocorrência ocorre de forma intercalada com zonas superficialmente erodidas (ecos B3). Também foram reconhecidas na área situada entre os compartimentos extensional e compressivo da tectônica gravitacional, principalmente no flanco NO do Leque do Amazonas, entre 900 e 1680 m de profundidade; e no setor NO, a partir de 1400m de profundidade. Ecofácies transparentes também foram observadas como depósitos espessos, de até 45m de espessura (ecofácies **T2**) e de localização bastante restrita, com distribuição longitudinal máxima de 20km talude abaixo, no setor SE. Para estas ecofácies especificamente, raramente foi possível a identificação contínua dos refletores basais. Os depósitos de ecofácies **T2** foram os menos recorrentes na bacia, sendo interpretados como massas significativamente viscosas e de menor mobilidade, quando comparadas a **T1**. Associados aos depósitos de **T2**, blocos com extensões de alguns quilômetros e com estratigrafia preservada foram observados, possivelmente carregados pelo fluxo. Por fim, corpos transparentes depositados sob a forma de finas lentes superficiais, em geral com espessuras de até 10m foram reconhecidos (ecofácies **T3** – Tabela 2) recobrimdo o setor NO central do Leque, gerando alcances de até 170 Km. Em porções mais profundas da área de estudo, **T3** se intercala, espacialmente, com canais de pequenas dimensões. As ecofácies **T3** foram interpretadas como delgadas lentes de debritos, com alta mobilidade relativa.

**Ecofácies Difusas** (“Rough echos” - **R**, Tabela 2): são representadas pela forte atenuação do sinal sísmico, o que resulta em refletores descontínuos, caracterizados por baixa frequência e amplitude. A assinatura sísmica, similar as ecofácies de Alta Refletividade (**S**), fazem com que estas ecofácies tenham sido interpretadas como sedimentos caracterizados por alta razão areia/finos. Porém, há um leve tendência de penetração do sinal, ainda que de forma difusa, quando comparadas às ecofácies **S**. Este ecotipo foi reconhecido basicamente a partir dos 3700m de profundidade, principalmente na região NO da bacia profunda, e foram associadas ao processo de espraiamento das areias, típicas da porção distal dos sistemas turbidíticos (lobo distal). Se intercalam espacialmente com lentes pouco espessas de ecofácies sísmicamente transparentes (ecofácies **T3**) e com canais esparsos, de pequenas dimensões (quando comparados aos canais bem desenvolvidos dos taludes superior e médio).

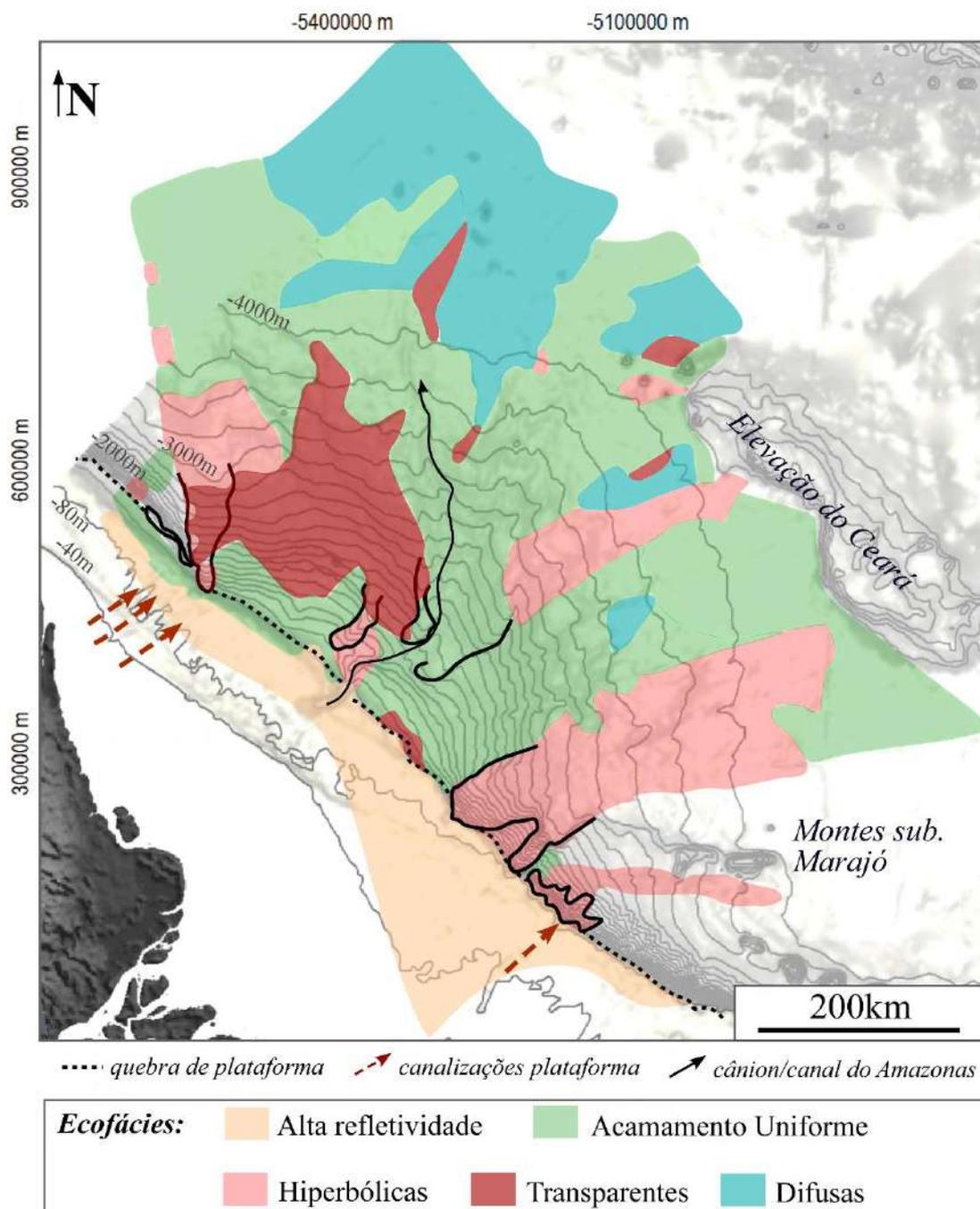
Figura 50 – Distribuição das ecofácies individuais reconhecidas para a porção superior da coluna estratigráfica da Bacia da Foz do Amazonas.



Nota: Algumas das ecofácies (**H1A** e **B** e **B3**) não se encontram representadas por possuírem distribuição pontual, e, conseqüentemente, de difícil visualização no modelo.

Fonte: A autora, 2020.

Figura 51 – Distribuição das principais categorias de ecofácies (ecofácies agrupadas) mapeadas nos perfis de 3.5 KHz.



Nota: Para o detalhamento das ecofácies e seus atributos sísmicos, ver Tabelas 1 e 2.

Fonte: A autora, 2020.

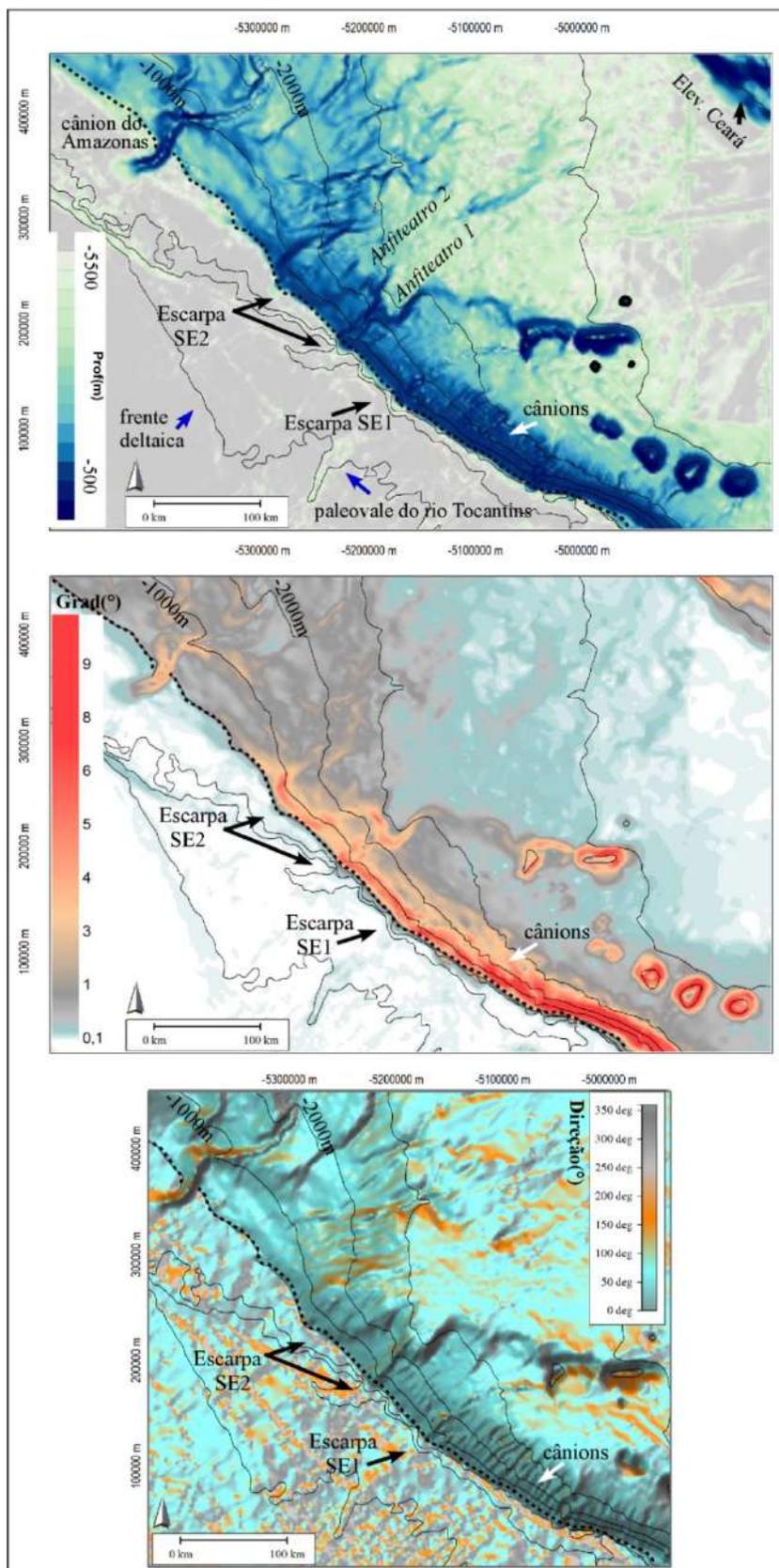
### **5.3 Feições morfobatimétricas superficiais e de remobilização sedimentar**

As feições erosivas reconhecidas na etapa de mapeamento morfobatimétrico serão apresentadas de acordo com a setorização previamente proposta para a região de talude (setores SE, Central e NO).

#### **5.3.1 Setor SE**

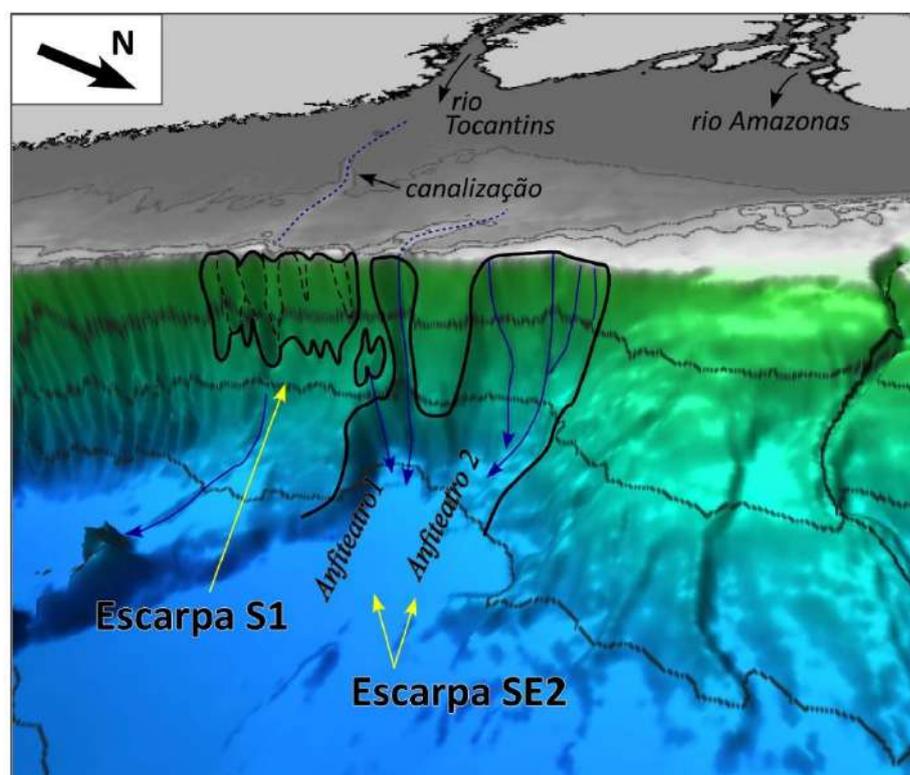
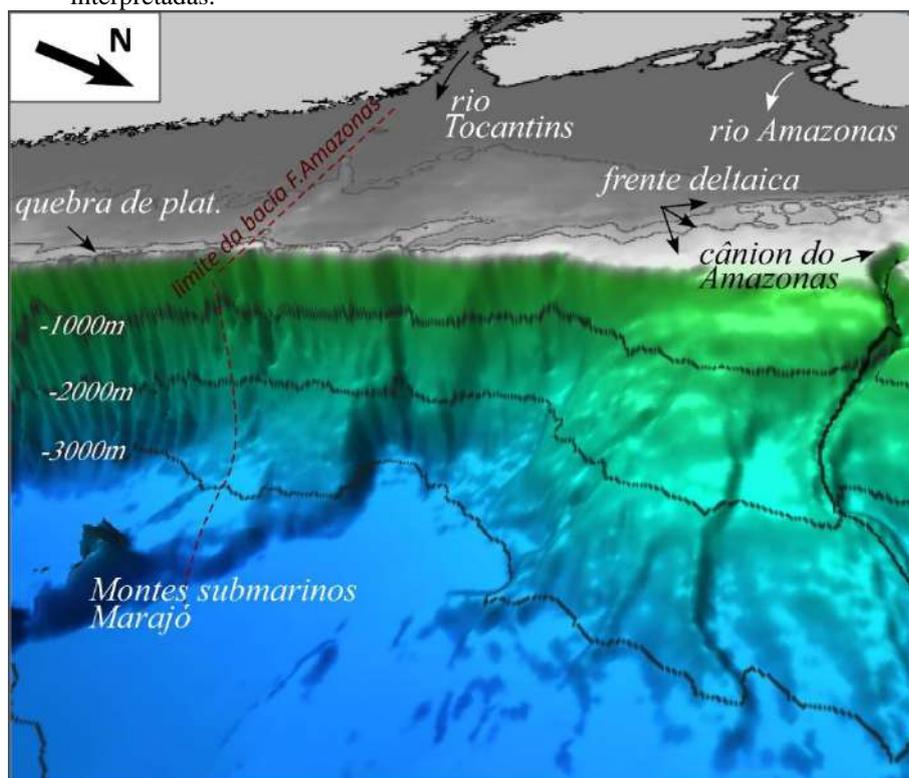
As principais complexidades morfológicas desta porção da margem podem ser observadas nos modelos batimétrico, de gradiente e de direção de mergulho do talude (Fig.52) e no modelo 3D (Fig.53).

Figura 52 – Mapas batimétrico, de gradiente e de direção de mergulho do talude da porção SE da Bacia da Foz do Amazonas, com destaque para as principais feições erosivas.



Fonte: A autora, 2020.

Figura 53 – Modelo batimétrico 3D da porção SE da Bacia da Foz do Amazonas, com feições erosivas interpretadas.

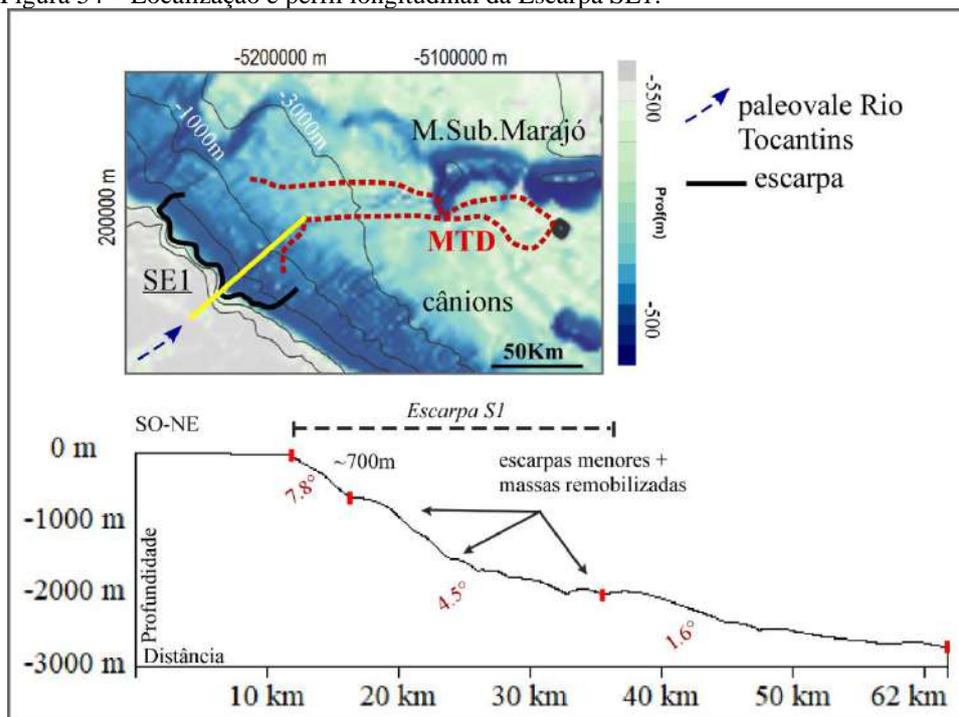


Fonte: A autora, 2020.

Na região limítrofe entre as bacias Pará-Maranhão e Foz do Amazonas, destacam-se indentações lateralmente contínuas de orientação NE-SO, próximas à borda de plataforma, que chegam a retrogradar levemente sobre a plataforma externa. Para fins de descrição, foram agrupadas em uma feição única (Escarpa SE1, Fig.54). Estas escarpas encontram-se distribuídas entre as isóbatas de 93 e 2196m, ocupando área aproximada de 1435 km<sup>2</sup>. A Escarpa SE1 apresenta gradientes médios de 5° e máximos de 12° e desníveis variáveis de centenas de metros.

Dentre as feições individuais que compõem a Escarpa SE1, uma se destaca, em termos de dimensões, caracterizada por desníveis aparentes de até 700m, identificados em perfis longitudinais (Fig.54). Nota-se uma geometria de fundo *step-like*, caracterizada por escarpas menores e acúmulos pontuais de massas remobilizadas. Tal feição se encontra conectada espacialmente ao paleovale do rio Tocantins observado na plataforma continental (descrito na seção 5.1.1 dos Resultados) (Fig. 54).

Figura 54 – Localização e perfil longitudinal da Escarpa SE1.



Legenda: Indentações sequenciais na região de quebra de plataforma caracterizam a zona de remoção SE1. Perfil longitudinal ilustra desníveis >700m e fundo bastante irregular, até aproximadamente ~2000m de profundidade.

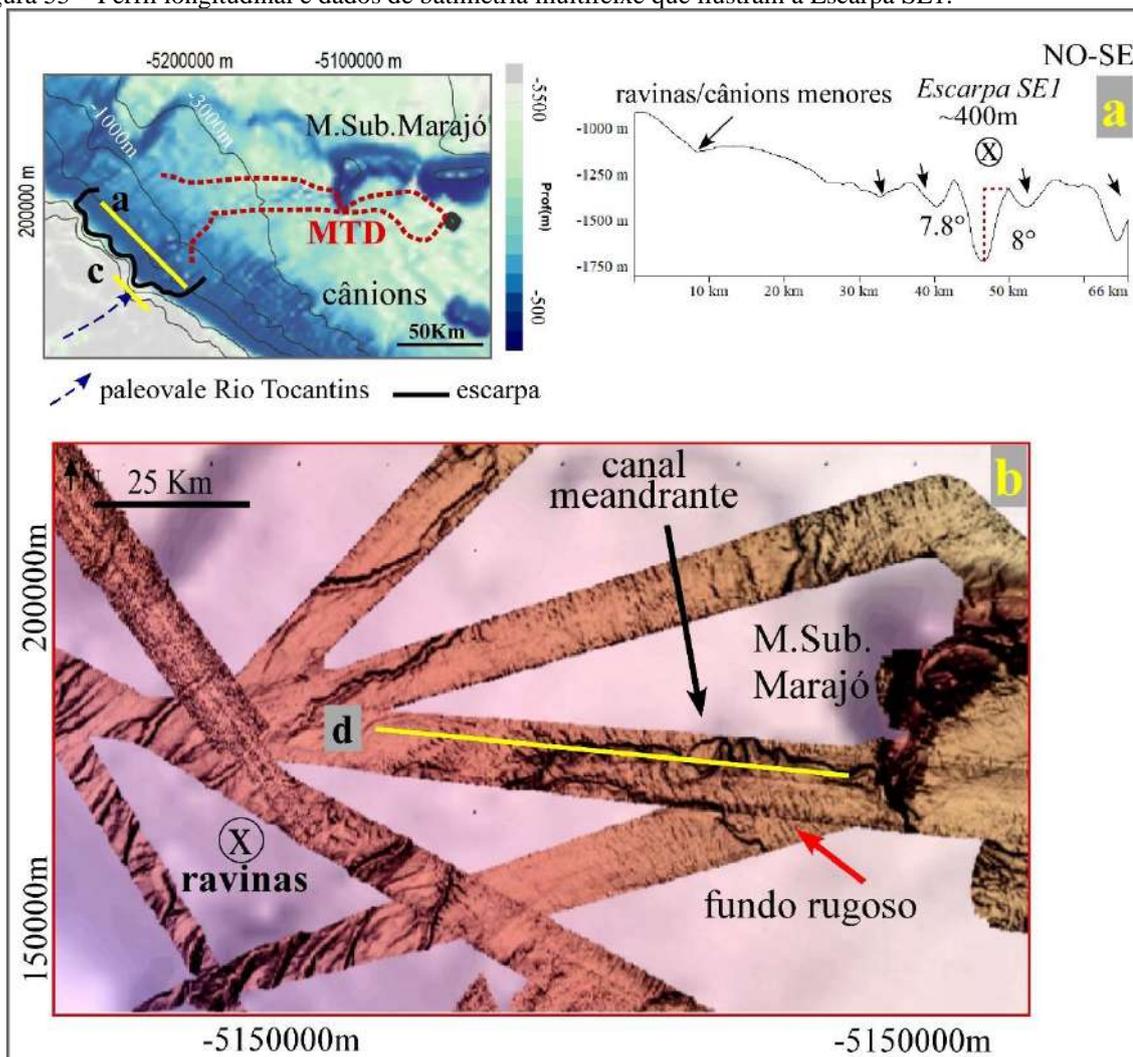
Fonte: A autora, 2020.

Um relevo negativo de ~400m de profundidade em relação ao fundo adjacente pode ser observado em um perfil transversal (Fig.55a), com gradientes de margem que atingem ~8°.

Adicionalmente, o paleovale do Rio Tocantins se encontra conectado a um canal meandrante observado em águas mais profundas, a partir dos ~2500m de profundidade (Fig.55b). Esta canalização submersa, com a presença de trechos de meandros abandonados, ultrapassa os montes submarinos Marajó, atingindo cerca de 3790m de profundidade. Ainda para este local, foi observado um padrão superficial de fundo bastante rugoso (Fig.55b), a partir de ~2600m de profundidade, cuja ocorrência ocupa área aproximada de ~2525km<sup>2</sup>. Este fundo foi associado a presença de massas remobilizadas em superfície, provenientes da Escarpa SE1. A porção interna da feição se encontra escavada por inúmeros ravinamentos e sulcos erosivos (Fig.55b).

Em subsuperfície, foram identificados corpos extensos e verticalmente empilhados, formados por refletores caóticos a transparentes, demonstrando a presença de deslizamentos recorrentes ao longo do tempo. (Fig.56d). Constituem corpos de até 260m de espessura, que se encontram pressionados contra os montes submarinos Marajó, entre 2500 e 3800m de profundidade. Não foram observados MTDs significativos imediatamente a jusante dos mesmos - mostrando que os montes atuaram como barreiras a livre dispersão dos fluxos (Fig.56d). A figura ilustra ainda o paleovale do rio Tocantins preservado na borda de plataforma, visto nos dados sísmicos (Fig. 56c).

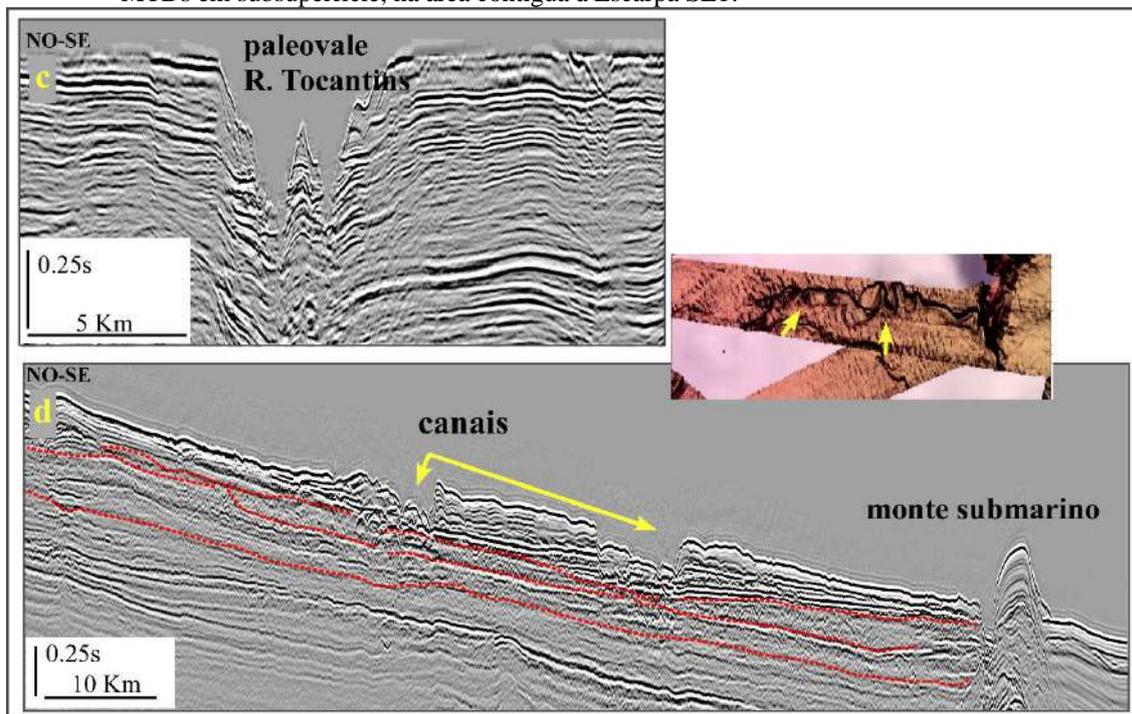
Figura 55 – Perfil longitudinal e dados de batimetria multifeixe que ilustram a Escarpa SE1.



Legenda: Em **a**. Perfil que ilustra a principal feição erosiva, com ~400m de desnível em relação ao fundo adjacente, é correlacionável com o paleovale do rio Tocantins, preservado na plataforma continental; em **b**. Os dados de batimetria multifeixe mostram a presença de inúmeras ravinas dissecando o relevo local. No talude médio, estas ravinas parecem coalescer, e canais predominam como feições. Nota-se ainda uma área caracterizada por um fundo de textura rugosa e heterogênea, que indica a presença de massas colapsadas em superfície.

Fonte: A autora, 2020.

Figura 56 – Dados sísmicos que ilustram o talvegue do paleovale do Rio Tocantins e a distribuição de extensos MTDs em subsuperfície, na área contígua à Escarpa SE1.



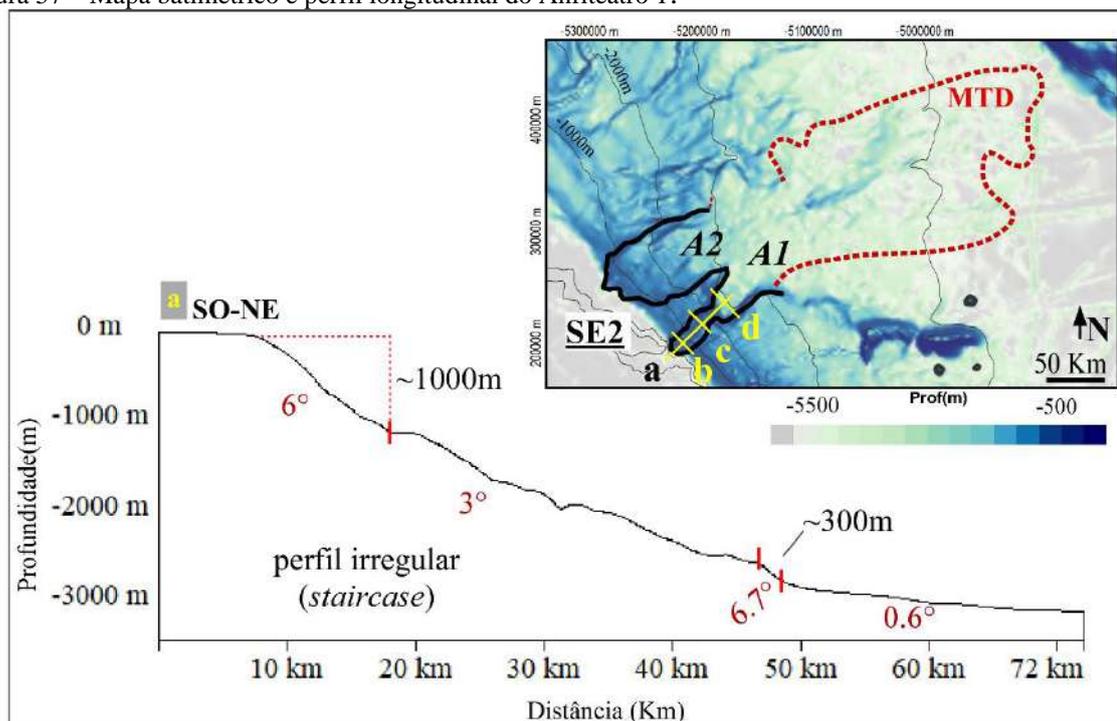
Legenda: **c.** Dado sísmico que ilustra o talvegue do paleovale do Rio Tocantins, preservado na região de plataforma/quebra de plataforma, especialmente conectado a Escarpa SE1; **d.** Distribuição de extensos MTDs em subsuperfície, na área contígua à Escarpa SE1. Localização dos perfis na Fig.55.

Fonte: A autora, 2020.

Ainda na região SE, em uma posição mais ao norte em relação a Escarpa SE1, destacam-se duas feições semicirculares, dispostas lateralmente, com direção NE-SO. Foram denominadas neste trabalho de Anfiteatros 1 e 2, e agrupadas, para fins de descrição, como Escarpa SE2 (Fig. 57).

O Anfiteatro 1 (A1, localizado mais ao sul, Fig. 57) possui área de  $\sim 1815 \text{ km}^2$  e se localiza entre 90 e 3247 m de profundidade, com retrogradação da feição sobre a plataforma externa (Fig. 57). Gradientes médios e máximos de  $3.6^\circ$  e  $10^\circ$  foram observados, respectivamente; e desníveis verticais de até 1000m foram observados nas porções proximais da zona de cabeceira (Fig.57a).

Figura 57 – Mapa batimétrico e perfil longitudinal do Anfiteatro 1.



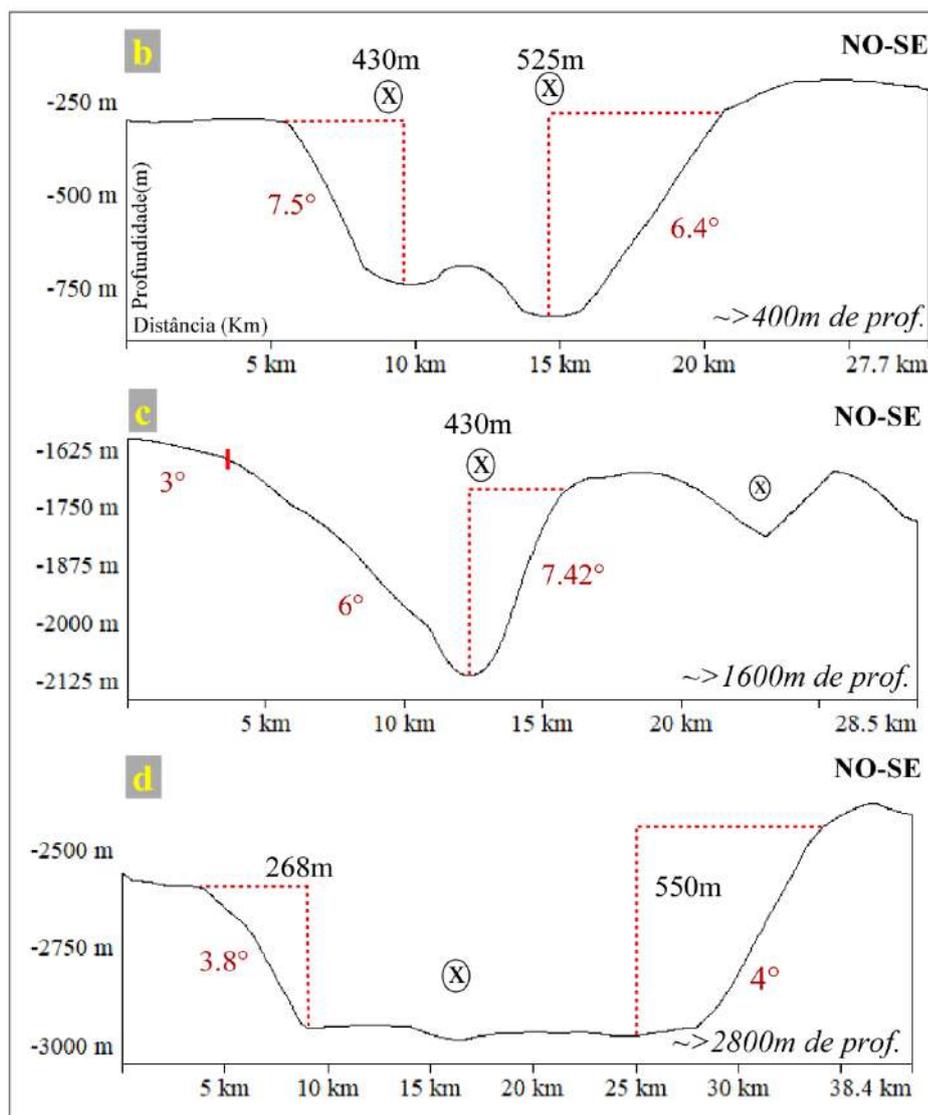
Legenda: Mapa batimétrico que ilustra a localização do Anfiteatro 1, caracterizado por desníveis de até 1000m, no talude proximal; e gradientes que alcançam 10°, localmente.

Fonte: A autora, 2020.

A evolução morfológica do Anfiteatro 1, talude abaixo, pode ser visualizada através de perfis batimétricos transversais extraídos em diferentes profundidades (Fig.58). Na porção proximal do talude (~400m de profundidade, Fig.58b), a feição é marcada por ravinamentos e sulcos erosivos profundos, com desníveis verticais >400m em relação ao fundo adjacente, e margens com gradientes máximos de ~7.5°; em águas mais profundas (~1600m de profundidade), os ravinamentos - ainda com desníveis significativos - se fundem (Fig.58c); até que, a partir dos ~2800m de profundidade, apenas uma feição de dimensões mais discretas é observada no vale central da feição erosiva (Fig.58d). Nesta zona, paredes laterais bem definidas, com desníveis verticais superiores a centenas de metros. Esta morfologia pôde ser detalhada nos dados sísmicos (Fig.59). Uma linha de orientação *dip* (Fig.59a) ilustra a presença de duas escarpas, compostas por refletores truncados e expostos no fundo marinho moderno, com alturas que variam entre 400 e 800m. Na área situada entre os dois escarpamentos, nota-se a presença de blocos falhados e basculados, demonstrando instabilidades em curso e/ou recentes. Ravinas são observadas na porção proximal da feição (Fig.59b e c); como visto nos perfis batimétricos (Fig.58); por vezes afetadas por falhas normais em suas margens. Em posição mais profunda, destacam-se as paredes íngremes que compartimentam o Anfiteatro 1 (Fig.59d), onde nota-se que as ravinas se fundem sob a forma de um sistema de canal e dique marginal de

~100m de profundidade. Em região mais distal, o fundo mostra-se irregular, e a camada mais superficial é afetada por falhamentos rasos, que definem blocos individuais (Fig.59e). Quanto às ecofácies que recobrem o fundo do Anfiteatro 1, exemplos de ecofácies hiperbólicas no talude superior (Fig.60) e na porção mais profunda - correspondente à área de ocorrência dos blocos vistos na sísmica (Fig.61) -apontam para a presença de massas que deslizam talude abaixo, apresentando diferentes graus de deformação.

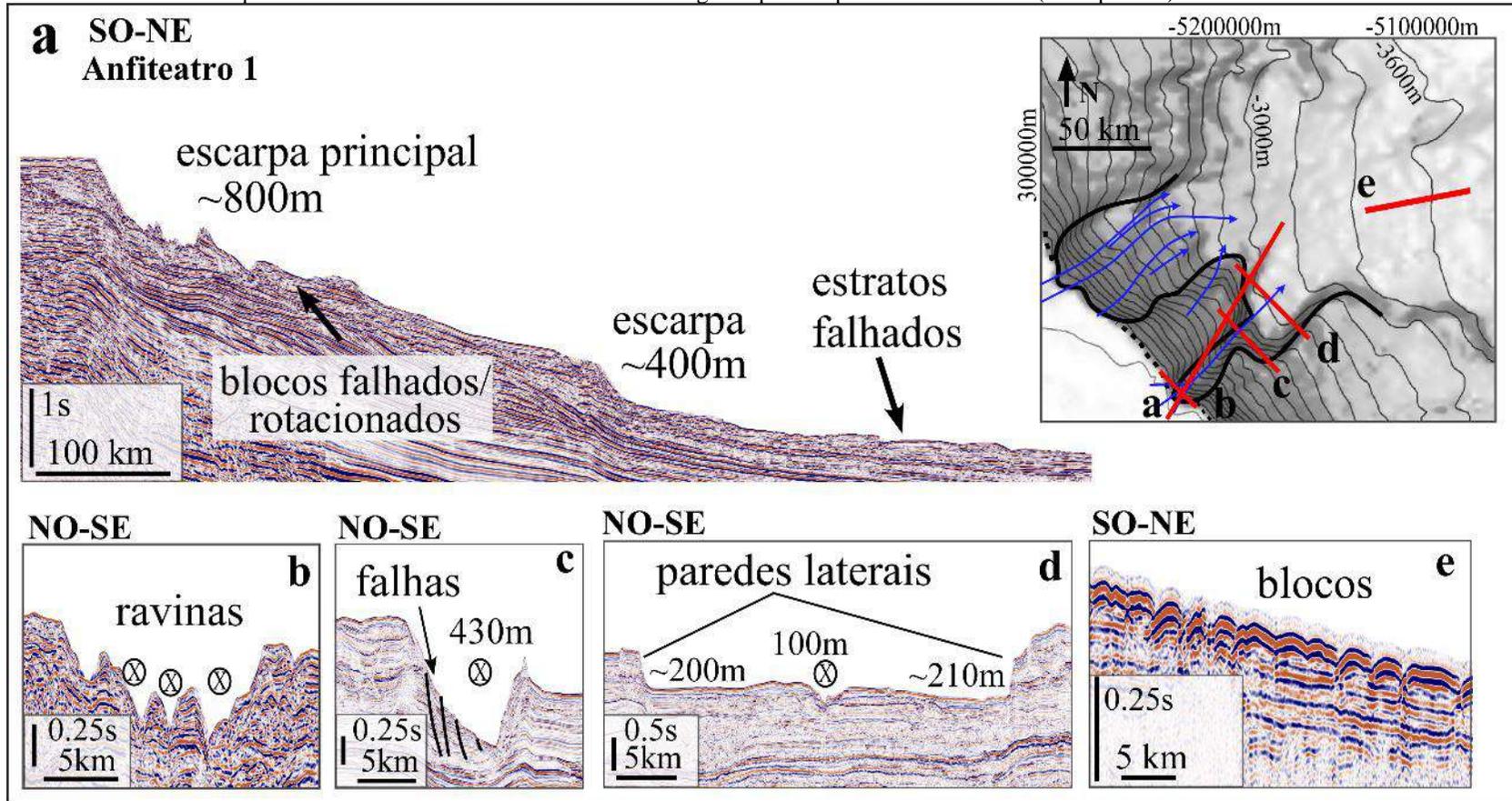
Figura 58 – Perfis transversais ao longo do Anfiteatro 1.



Nota: Notar como o processo de ravinamento parece relevante no desenvolvimento da feição na porção superior do talude.

Fonte: A autora, 2020.

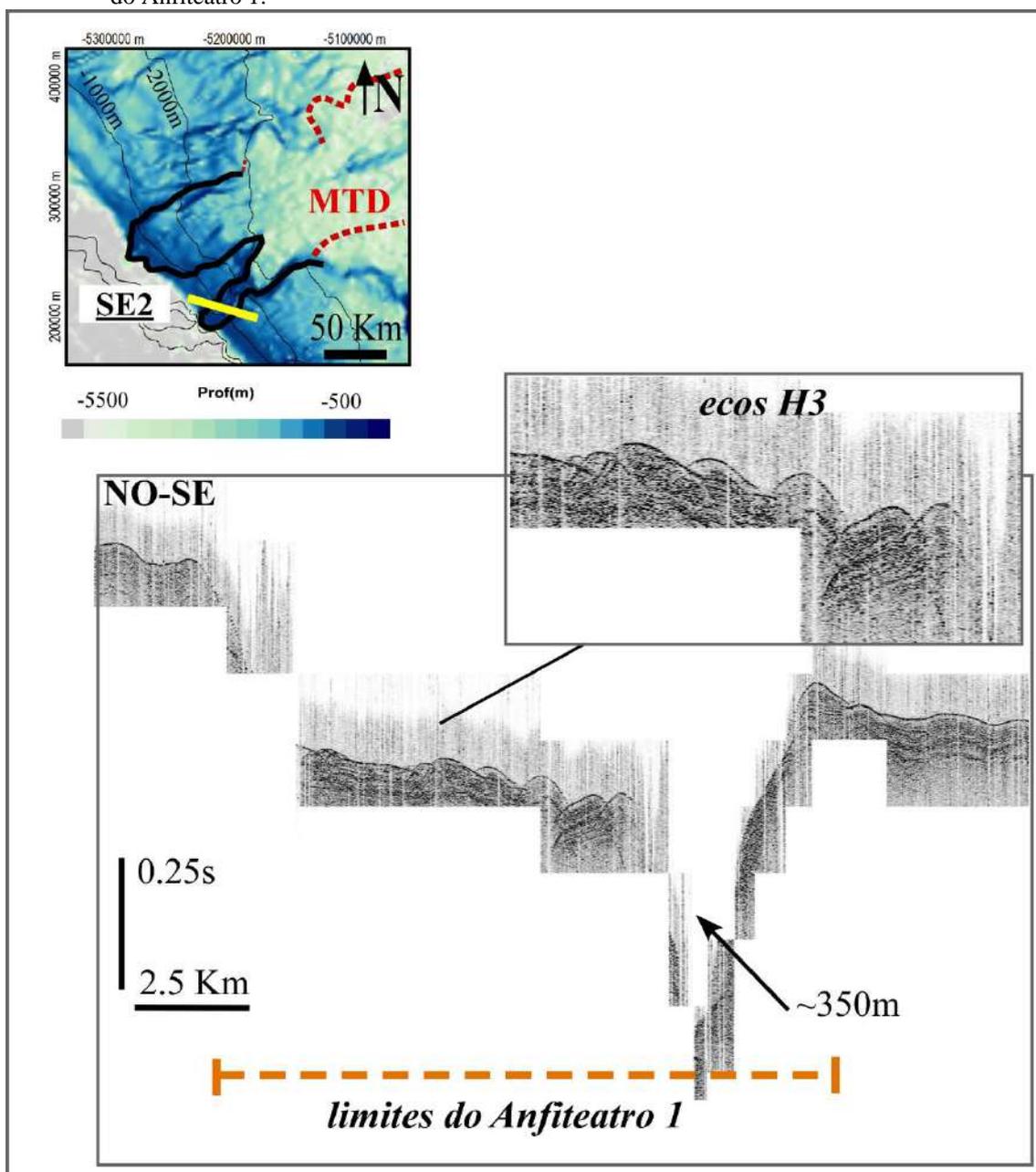
Figura 59 – Perfis sísmicos que ilustram as distintas características morfológicas que compõem o Anfiteatro 1 (Escarpa SE1).



.....quebra de plataforma    — escarpa    ⊗ ravinas/canais

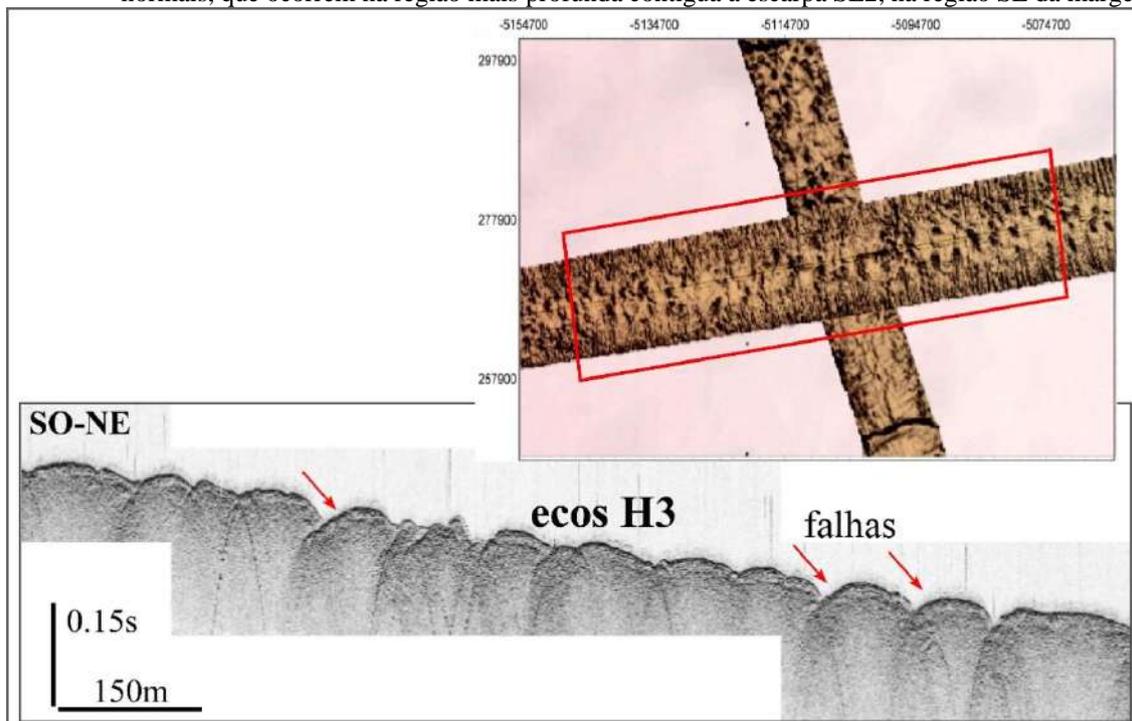
Fonte: A autora, 2020.

Figura 60 – Perfil de alta-resolução que ilustra as ecofácies hiperbólicas que recobrem o fundo na porção proximal do Anfiteatro 1.



Fonte: A autora, 2020.

Figura 61 – Perfil de alta-resolução e batimetria multifeixe que ilustram os blocos superficiais, definidos por falhas normais, que ocorrem na região mais profunda contígua a escarpa SE2, na região SE da margem.



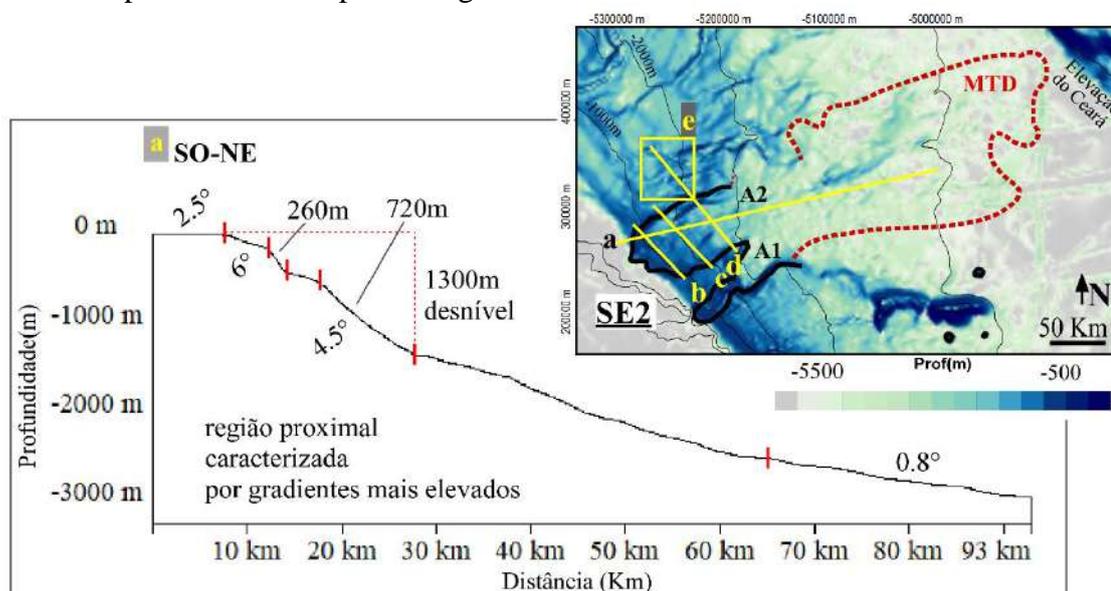
Fonte: A autora, 2020.

Já o Anfiteatro 2 (A2), mais ao norte, possui área de  $\sim 5.630 \text{ km}^2$  e se encontra localizado entre as isóbatas de 108 e 3000 m de profundidade, retrogradando levemente sobre a plataforma externa local (Fig.62). Os valores de gradientes de fundo atingem máximos de  $6.5^\circ$  (para a porção mais proximal, Fig.62a) e médios de  $2.15^\circ$ . Em relação ao Anfiteatro 1, o Anfiteatro 2 configura uma feição mais alargada, com até 50 km de largura, caracterizado por um relevo bastante heterogêneo, pontuado por degraus sequenciais. Esta geometria de fundo dificulta a individualização de uma escarpa principal, porém desníveis totais ligeiramente superiores a 1000m foram observados para a porção mais íngreme desta feição (Fig.62a).

O Anfiteatro 2 exibe relevos de até 500m em relação ao fundo adjacente na porção superior do talude (Fig.63), com a presença de ravinas e/ou sulcos erosivos com profundidades variáveis (Fig.63b, c e d) que marcam o interior da feição. A borda oeste do Anfiteatro 2 é constituída pelo flanco oeste do Leque do Amazonas e apresenta um perfil bastante irregular a  $\sim 2000\text{m}$  de profundidade (Fig.63c), onde foram observados degraus caracterizados por gradientes entre  $\sim 2.5$  e  $5^\circ$ , com desníveis superiores a 100m (Fig.64). Inúmeras ravinas com talwegues de até 60m foram reconhecidas nos perfis e nos dados de batimetria multifeixe, dando ao talude local uma morfologia rugosa e heterogênea (Fig.64). Os dados sísmicos demonstram que a borda oeste do Anfiteatro 2 é marcada pela presença de falhas normais, gerando blocos levemente rotacionados, que afetam a continuidade dos estratos nesta localidade (Figura 65).

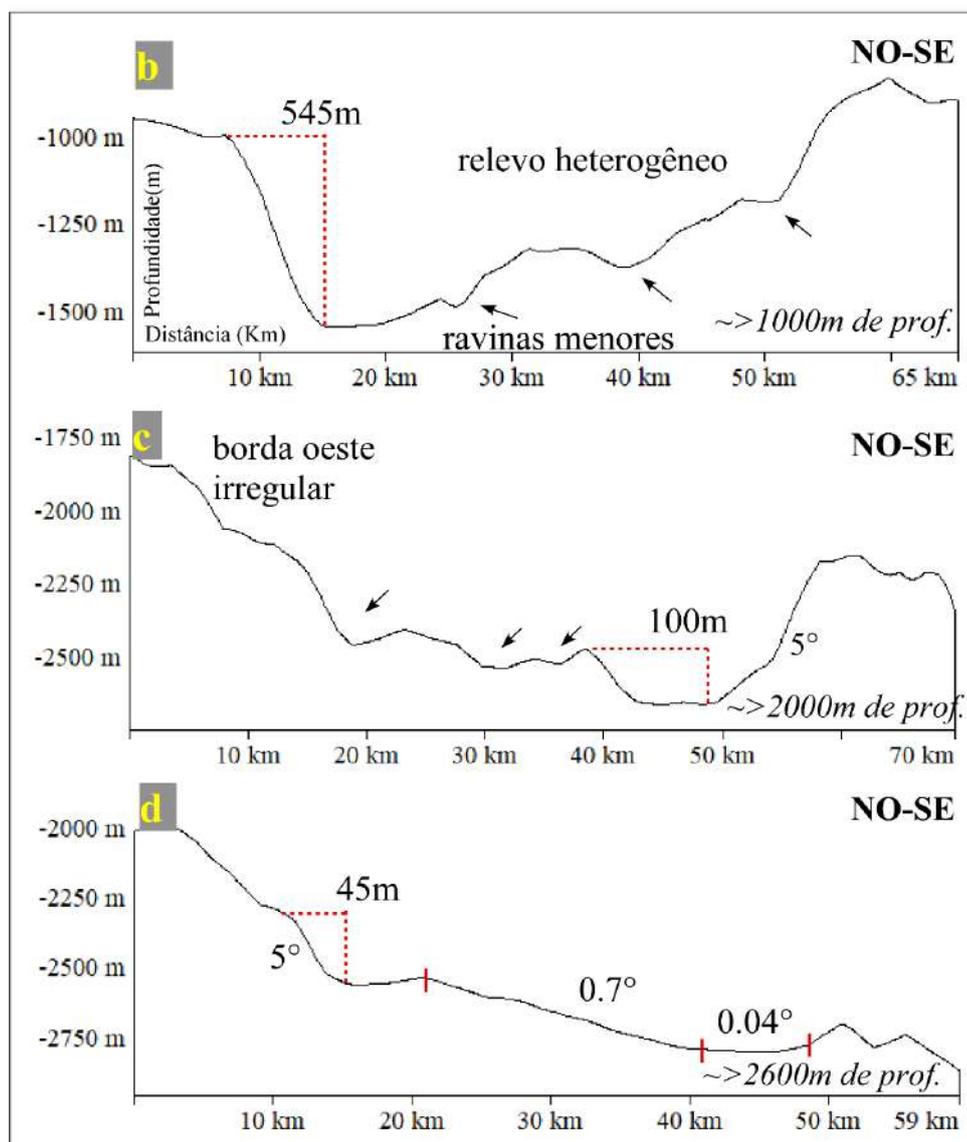
Além disso, pode-se observar canais bem desenvolvidos e canais remobilizados localizados dentro dos limites do Anfiteatro 2 (Figura 65).

Figura 62 – Mapa batimétrico e perfil longitudinal do Anfiteatro 2.



Fonte: A autora, 2020.

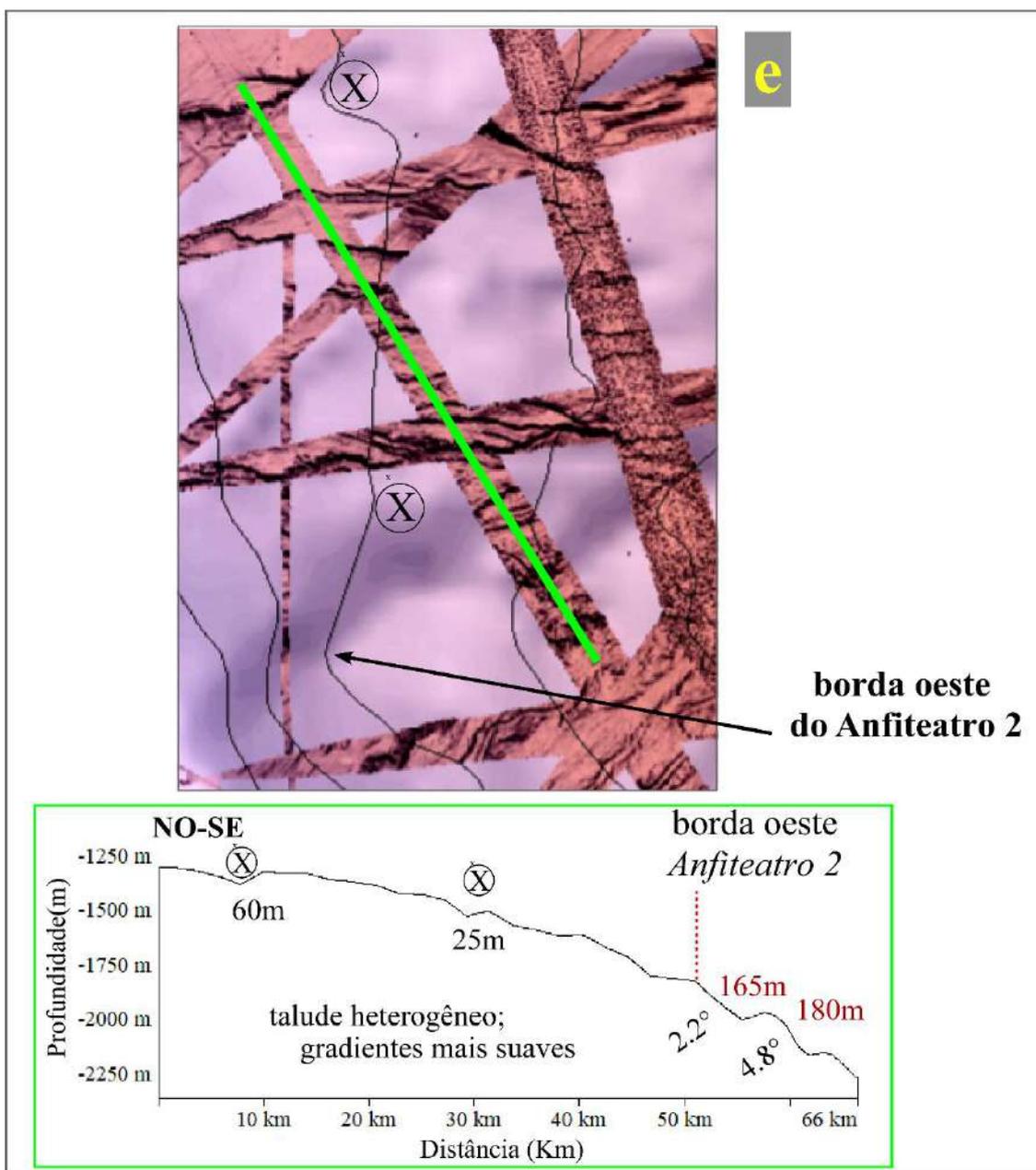
Figura 63 – Evolução morfológica do Anfiteatro 2 ao longo do talude SE.



Nota: Destaque para as ravinas, sulcos erosivos e canais com desníveis variáveis que se desenvolvem no interior da feição.

Fonte: A autora, 2020.

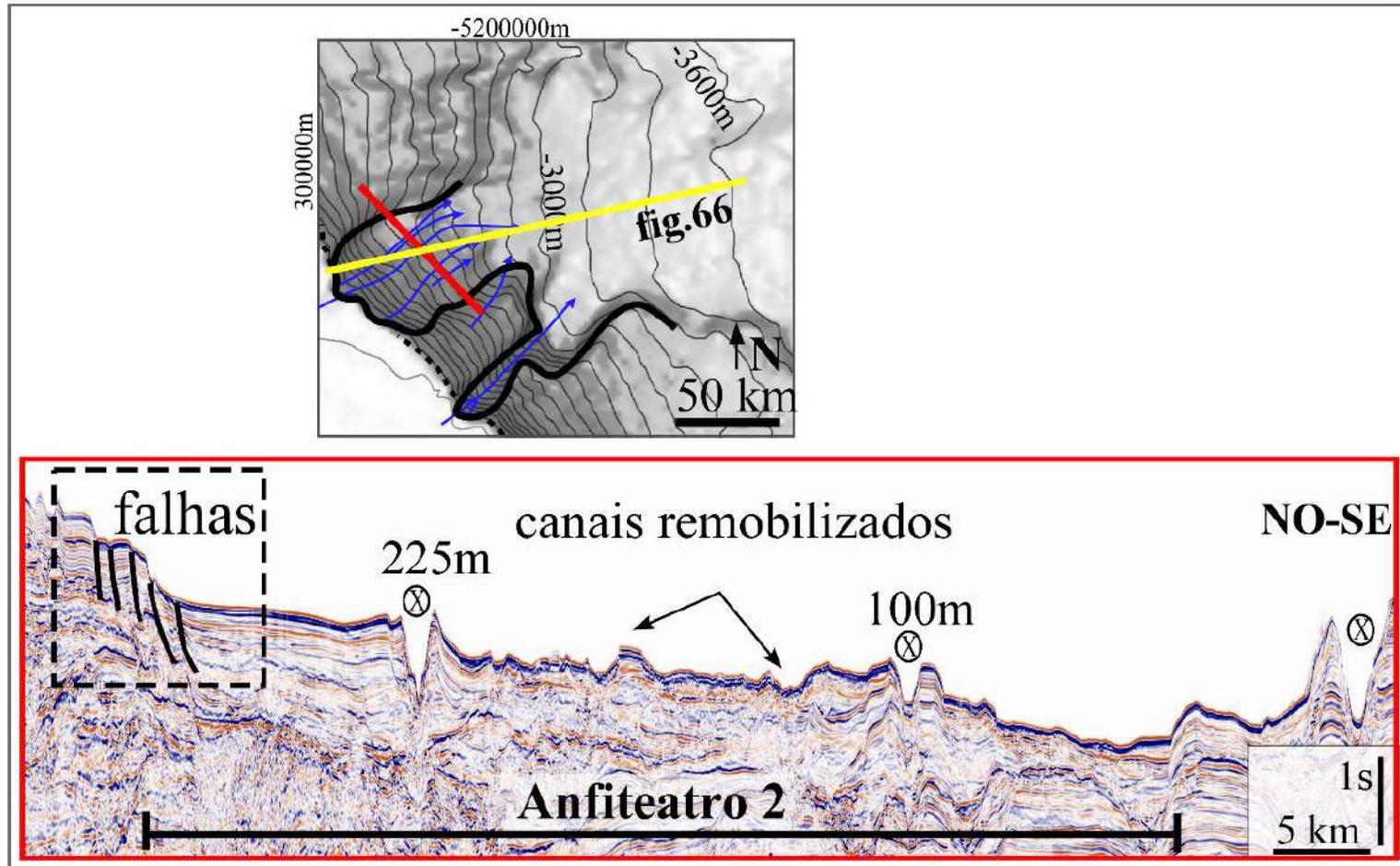
Figura 64 – Perfil topográfico e dados de batimetria multifeixe que ilustram a borda NO do Anfiteatro.



Legenda: Perfil topográfico que ilustra a borda NO do Anfiteatro 2, representada por um fundo descontínuo, com desníveis de ~200m de altura; e o talude adjacente (flanco do Leque do Amazonas) bastante heterogêneo, marcado por ravinas e canais – vistos mais claramente nos dados de batimetria multifeixe. Localização da área representada pelos dados de batimetria multifeixe na Fig. 62.

Fonte: A autora, 2020.

Figura 65 – Linha sísmica de orientação *strike* que ilustra o Anfiteatro 2.

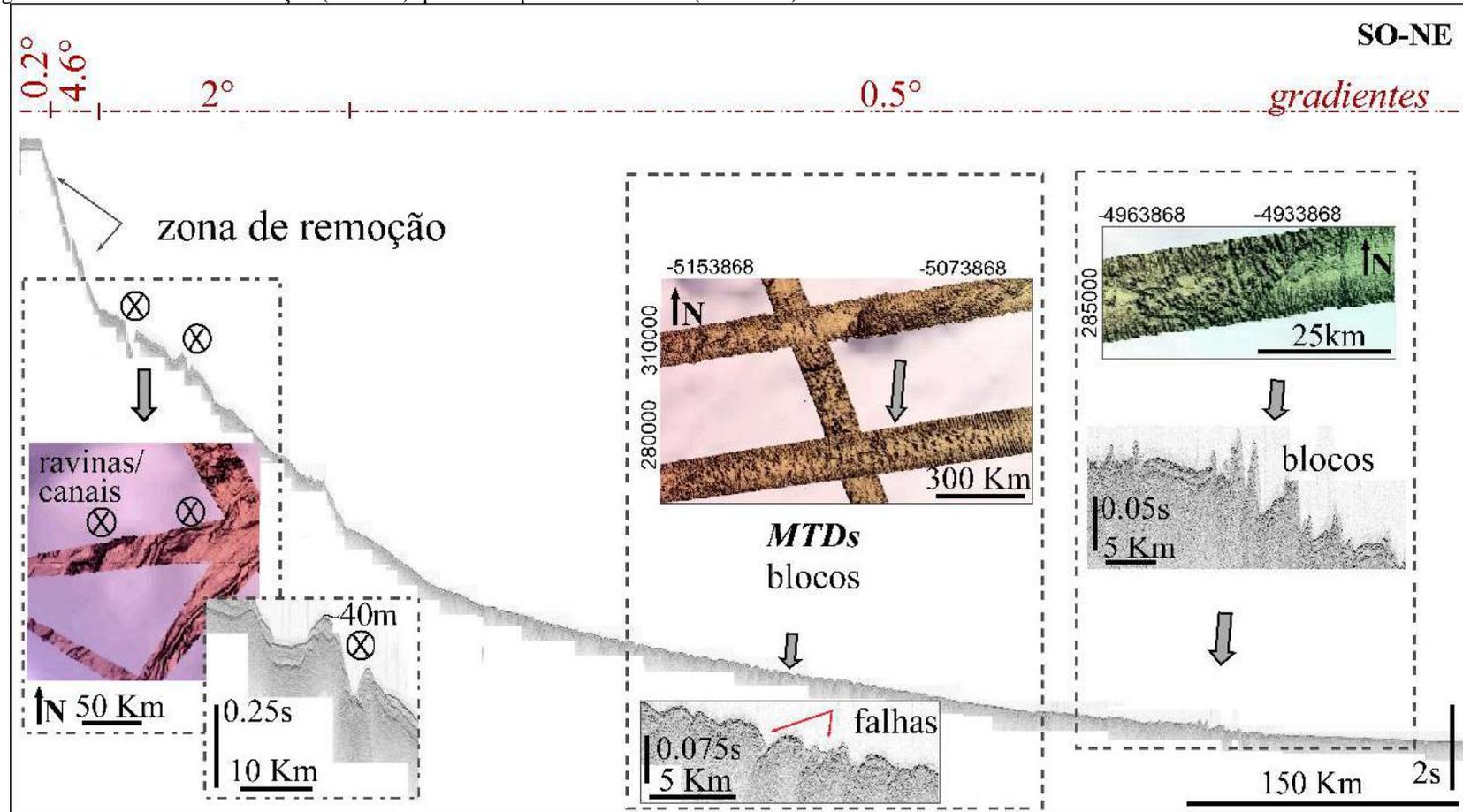


Legenda: Detalhe para a borda oeste da feição (~flanco do Leque do Amazonas), afetada por falhamentos normais, que causam descontinuidade no pacote sedimentar superficial; e os canais preservados e remobilizados, no interior da zona de remoção.

Fonte: A autora, 2020.

De forma geral, os MTDs associados a Escarpa SE2 foram identificados desde os 1950m de profundidade (ainda dentro da zona de remoção, indicando a não completa evacuação dos depósitos) até 4200m de profundidade, onde os gradientes são inferiores a  $1^\circ$ , em geral. Estes MTDs foram associados basicamente a ecofácies hiperbólicas, de modo semelhante ao observado para o Anfiteatro 1 (Fig.66). Falhamentos impactam a porção superior da coluna estratigráfica, e a presença de blocos pode ser vista tanto nos dados de alta-resolução quanto nos dados de batimetria multifeixe.

Figura 66 – Perfil de alta-resolução (3.5 kHz) que intercepta o Anfiteatro 2 (talude SE).

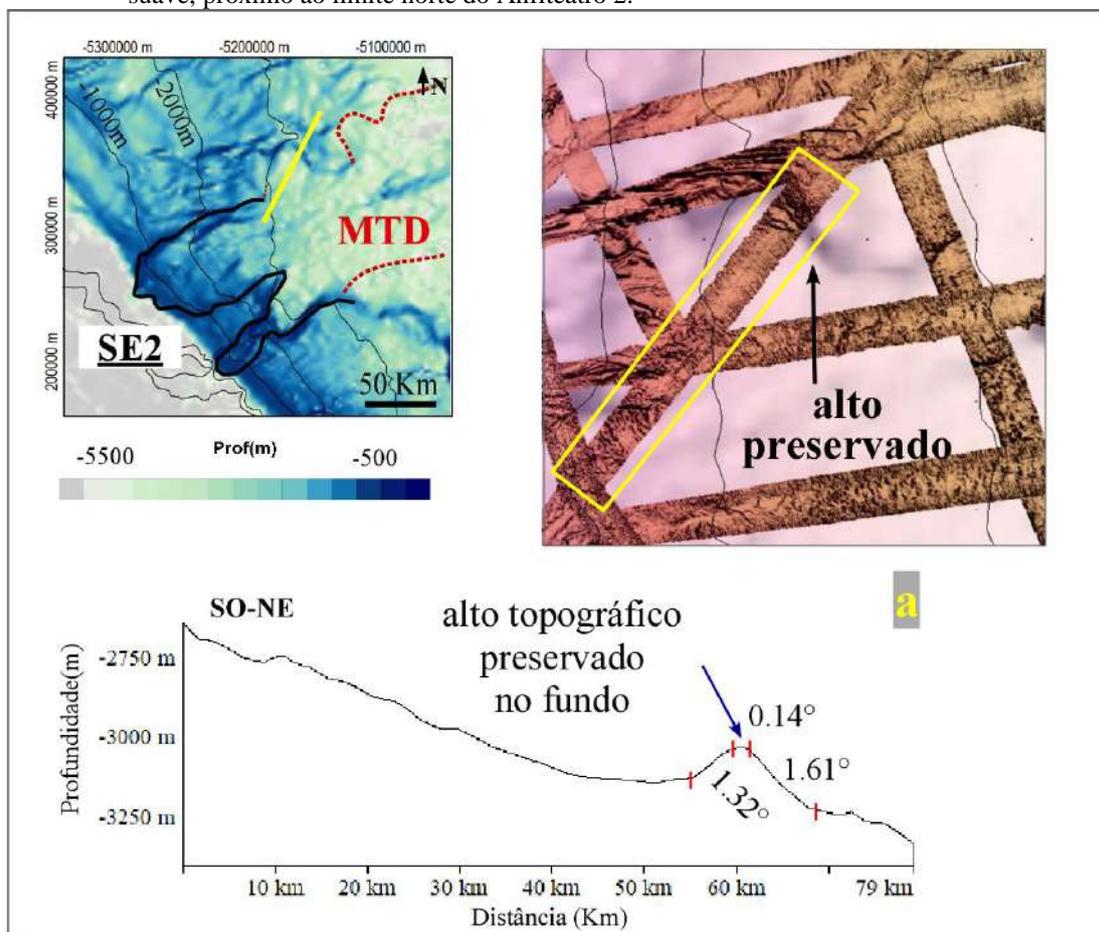


Legenda: Zona de remoção caracterizada por expressivos desníveis verticais e gradientes mais acentuados. MTDs foram encontrados a partir dos 2100m de profundidade, aproximadamente. Localização do perfil na figura 65.

Fonte: A autora, 2020.

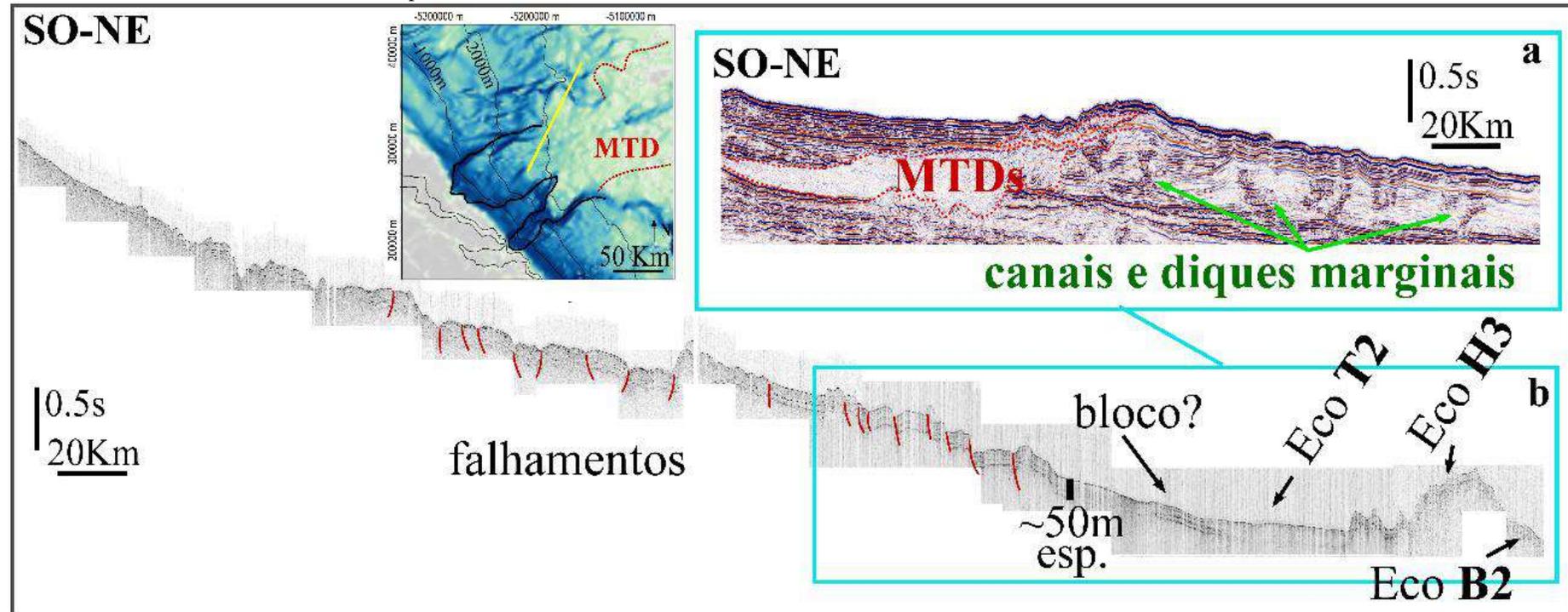
Na região norte da área de estudo, Entre 2900 e 3440m de profundidade, nota-se um alto preservado no fundo marinho que se eleva cerca de 90m acima do assoalho adjacente, com gradientes de fundo que não ultrapassam  $1.6^\circ$ , caracterizando-o como uma feição monticular suave (Fig.67). Trata-se da expressão, no fundo atual, da morfologia de um sistema canal-dique marginal preservado sem subsuperfície (Fig.68a), e recoberto por unidades mais recentes de massas remobilizadas (sob a forma de pacotes de refletores sísmicos caóticos), indicando a persistência de instabilidades nestes locais, ao longo do tempo geológico. Ainda que os MTDs em subsuperfície pareçam recobertos por fina camada sedimentar nos dados sísmicos (Fig.68a), os perfis de alta-resolução demonstram a presença de um corpo sísmicamente transparente na superfície (Fig.68b), com  $\sim 50\text{m}$  de espessura, indicando colapsos mais recentes. Um bloco de  $\sim 5\text{Km}$  de extensão parece ter sido carregado pelo fluxo, mantendo sua estratigrafia preservada no interior do mesmo. Adicionalmente, nos dados de batimetria multifeixe nota-se a ocorrência de estruturas curvas dispostas no fundo (Fig.67) e que foram interpretadas como falhamentos predominantemente normais que afetam a continuidade dos estratos nesta localidade (Fig. 68b).

Figura 67 – Perfil batimétrico e batimetria multifeixe da região caracterizada pela presença de um alto topográfico suave, próximo ao limite norte do Anfiteatro 2.



Fonte: A autora, 2020.

Figura 68 – Perfil sísmico que ilustra a presença de MTDs empilhados verticalmente, limitados por sistemas de canais e diques marginais em subsuperfície e borda oeste do Anfiteatro 2, localmente afetada por falhamentos normais.

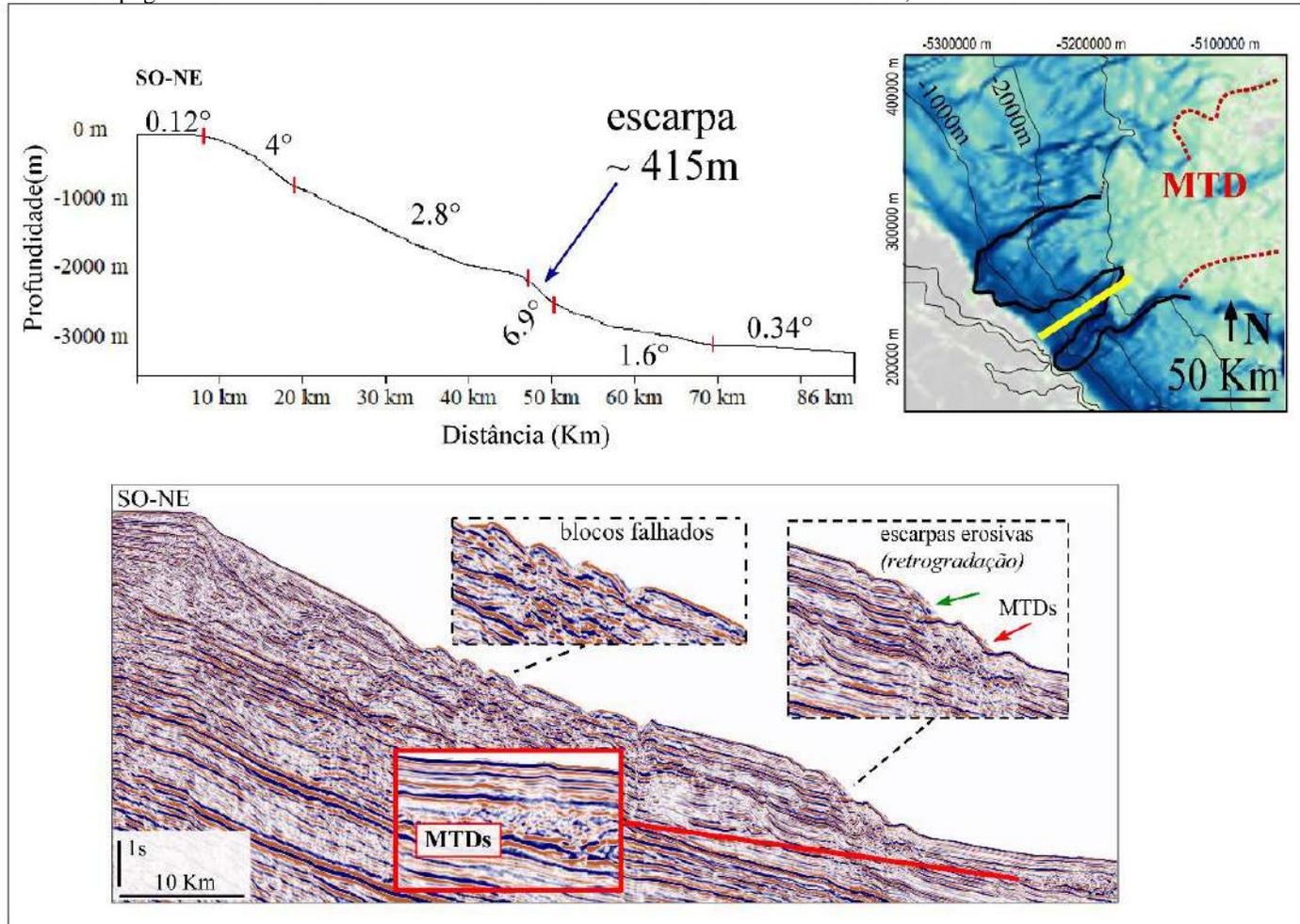


Legenda: Em **a**. Perfil sísmico que ilustra a presença de MTDs empilhados verticalmente, limitados por sistemas de canais e diques marginais em subsuperfície, gerando o alto topográfico observado na porção norte da região do Anfiteatro 2; **b**. A borda oeste do Anfiteatro 2, localmente afetada por falhamentos normais, com presença de massas remobilizadas em superfície.

Fonte: A autora, 2020.

Localizada entre os dois anfiteatros, uma zona de fundo mais suave de ~1300 km<sup>2</sup> em área foi identificada (Fig.69), sendo denominada de Zona Intermediária. Esta região é caracterizada por valores médios de gradiente de 2.7° e não apresenta escarpamentos na região de quebra de plataforma. No entanto, a ~ 2180m de profundidade uma escarpa de ~450m foi identificada nos perfis (Fig.69a), com gradientes máximos de ~7°. Dados sísmicos demonstraram que a porção mediana desta região se encontra afetada por falhamentos, que definem blocos superficiais; e que a posição distal é marcada por escarpas dispostas em degraus (*stair-case geometry*), evidenciando a retrogradação dos processos erosivos; e pela presença de depósitos colapsados na base, caracterizados por uma assinatura sísmica interna caótica e transparente (Fig.69b).

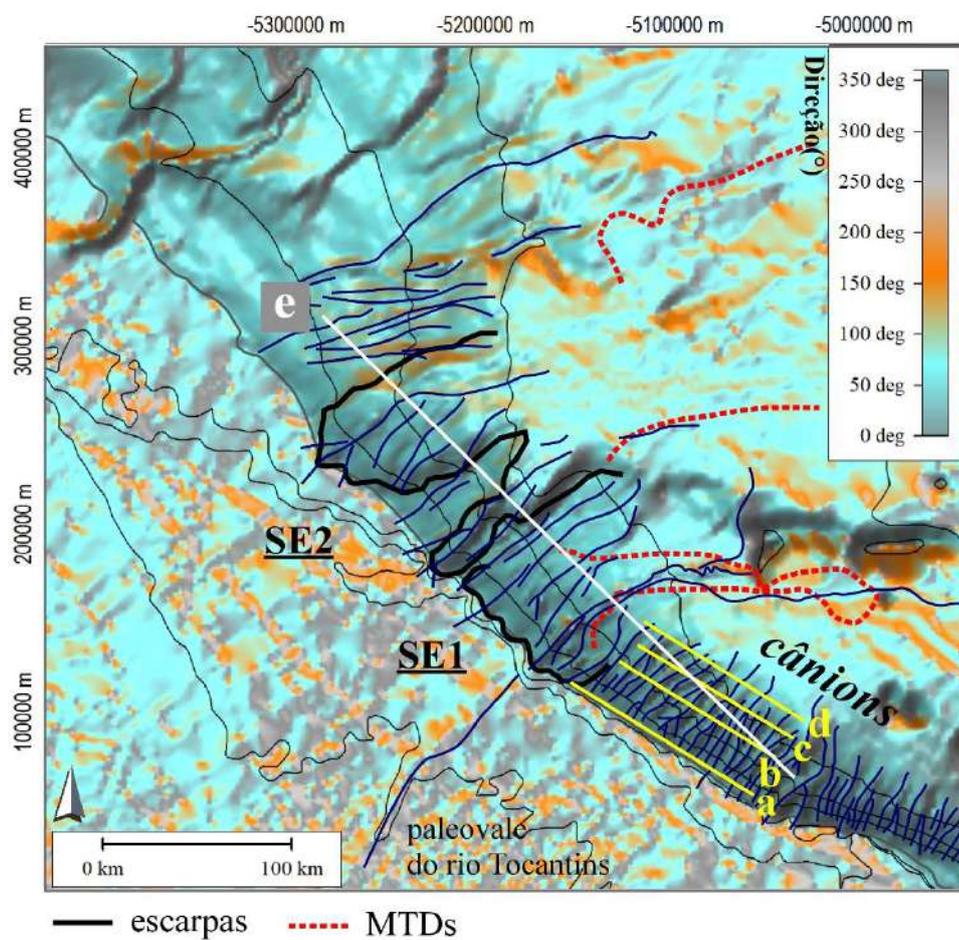
Figura 69 – Perfis topográfico e sísmico da zona intermediária localizada entre os Anfiteatros 1 e 2, no talude SE.



Fonte: A autora, 2020.

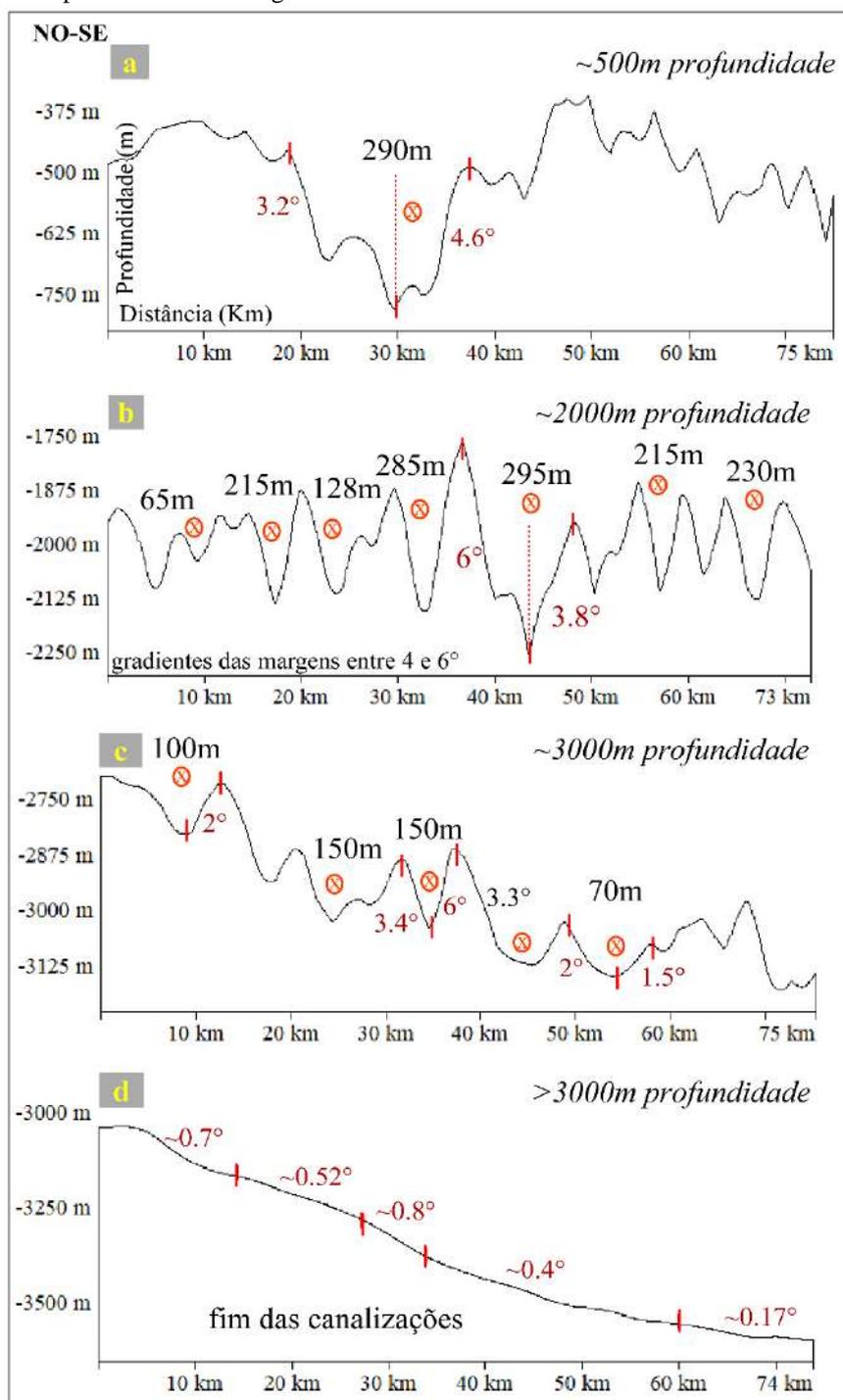
Por fim, no extremo SE da margem, na região mais ao sul (limítrofe com a bacia Pará-Maranhão), uma rede de cânions pôde ser identificada (Fig.70) a partir de ~110m de profundidade. Estas feições ocupam uma área aproximada de ~12.495km<sup>2</sup>, possuem comprimentos entre 13 e 54 km e são predominantemente retilíneos em forma (Fig.70). Ocupam a região SE da bacia, caracterizada por gradientes máximos de 15° e médios de 4.5°. A profundidade dos talwegues é variável, mas, em geral, se situa entre 100 e 200m, com valores máximos de declividade para as margens de ~4.5° (**Fig.71a, b e c**). O encerramento dos cânions como feições coincide com a quebra de gradiente de fundo, a partir de ~3100m de profundidade, onde as declividades passam para valores inferiores a 1° (**Fig.71d**). Estes cânions demonstram maior frequência e tamanho na região próxima as feições erosivas do SE, diminuindo em direção ao sul da bacia em ambos os parâmetros (Fig.70). Nos dados de sísmica, estes cânions demonstram preenchimento predominantemente agradacional, sendo observadas diferentes fases de corte e preenchimento dos canais, limitadas por uma superfície bastante evidente na coluna estratigráfica (Fig.72). Adicionalmente, conjuntos de falhas normais afetam as áreas intercanais (Fig.72). Na zona ocupada pelos cânions não foram observados escarpas ou MTDs significativos.

Figura: 70 – Mapa de direção de mergulho do talude da região SE, com destaque para ravinas e cânions.



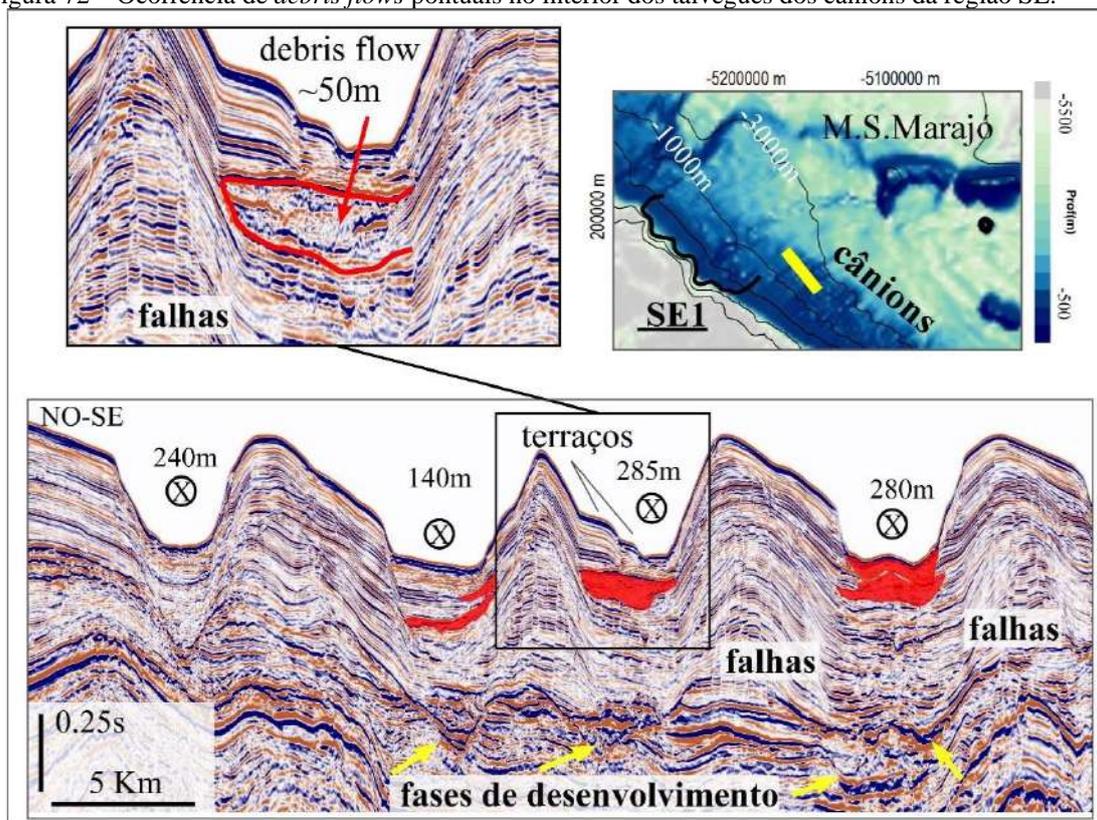
Fonte: A autora, 2020.

Figura 71 – Evolução dos cânions da região SE da Bacia da Foz do Amazonas, para diferentes profundidades na região de talude.



Fonte: A autora, 2020.

Figura 72 – Ocorrência de *debris flows* pontuais no interior dos talvegues dos cânions da região SE.

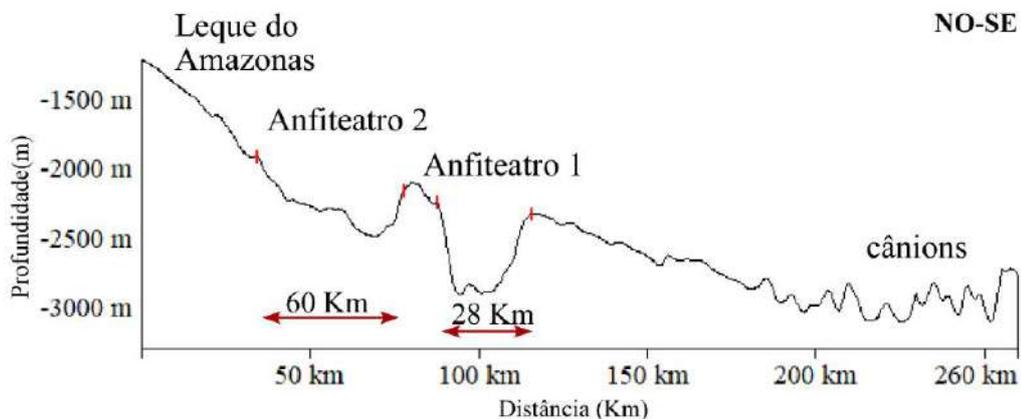


Legenda: Debris flows representados pelas áreas em vermelho no registro sísmico (na porção inferior da figura) e delimitadas por linhas vermelhas (no detalhe superior). Esta área não apresentou o desenvolvimento de escarpas e MTDs significativos, ainda que falhamentos afetem as áreas intercanais.

Fonte: A autora, 2020.

Por fim, uma seção de caráter regional, que secciona toda a margem SE, foi extraída com o intuito de demonstrar a distribuição dos principais elementos morfológicos descritos acima. Nota-se, no extremo NO da seção (Fig.73) a pilha sedimentar originada pelo Leque do Amazonas, seguido em direção ao SE da margem pelos relevos fortemente entrincheirados dos Anfiteatros 1 e 2 e pela região dominada pelos cânions de borda de plataforma.

Figura 73 – Seção regional da margem SE, que ilustra a pilha sedimentar do Leque do Amazonas, os relevos dos anfiteatros 1 e 2 e os cânions de SE.



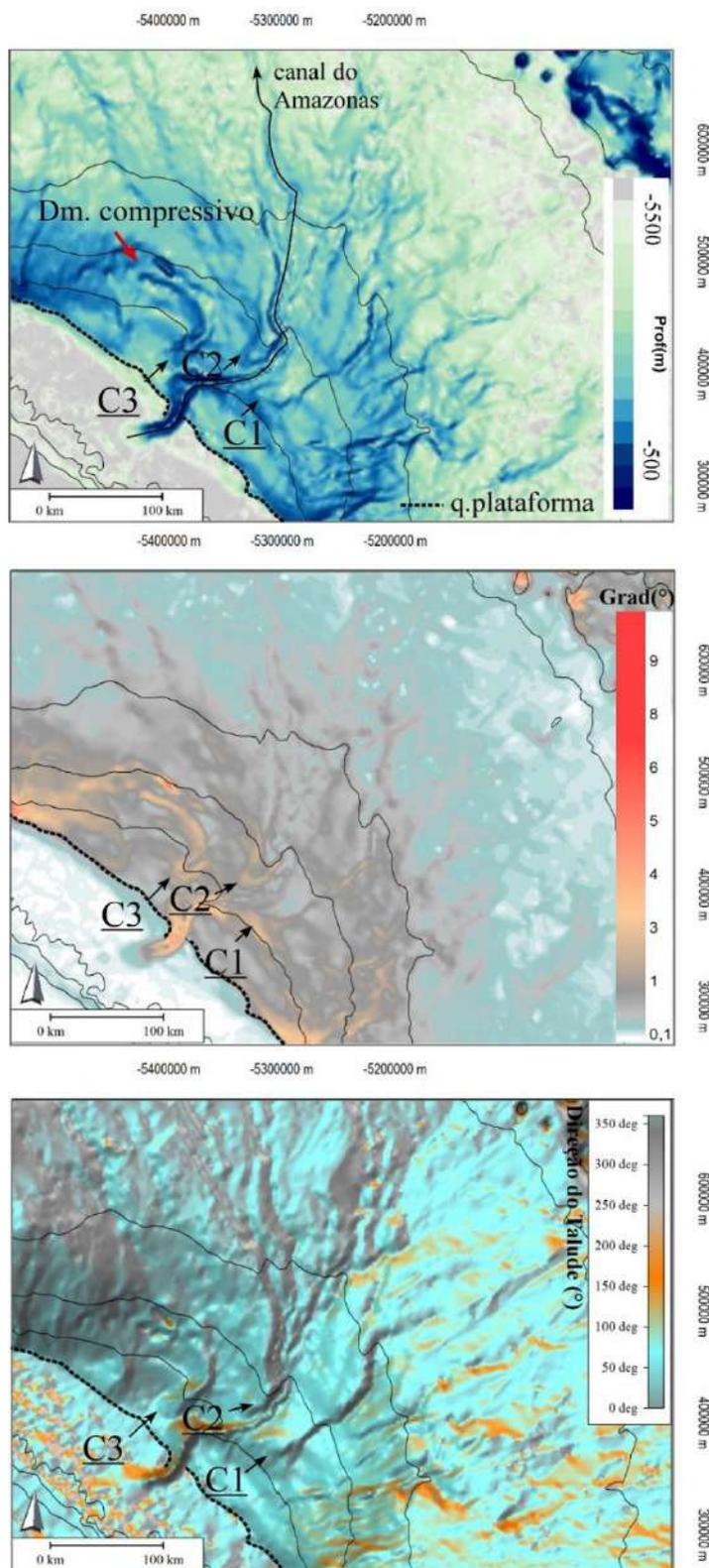
Nota: Localização do perfil na figura 70.

Fonte: A autora, 2020.

### 5.3.2 Setor Central

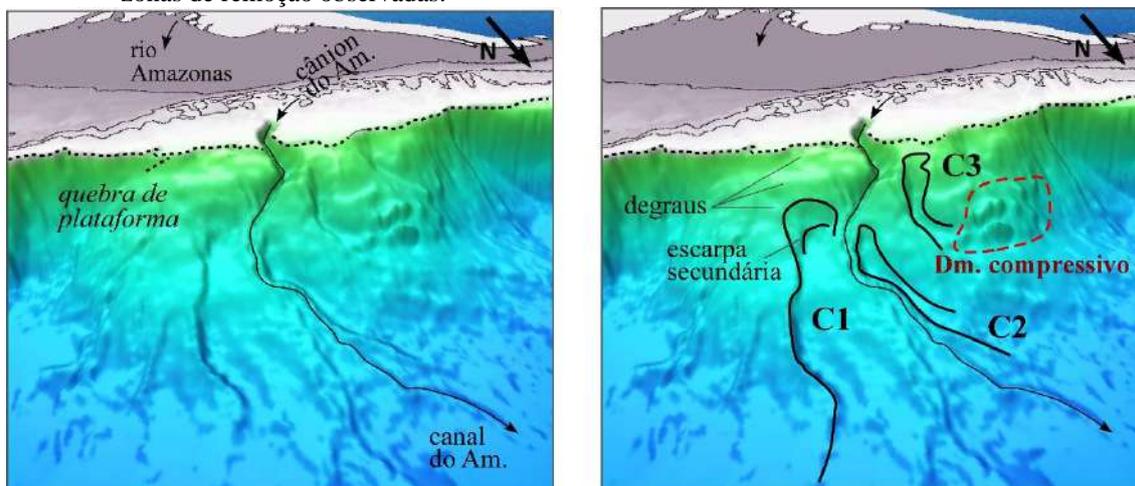
Três feições erosivas principais foram identificadas nos modelos batimétrico (2D e 3D), de gradiente e de direção de mergulho do talude (Figs. 74 e 75): uma localizada no lado leste do sistema cânion-canal do Amazonas, e outras duas localizadas no lado oeste do mesmo.

Figura 74 – Modelos batimétrico, de gradiente e de direção de mergulho do talude central da Bacia da Foz do Amazonas e principais zonas de remoção observadas.



Fonte: A autora, 2020.

Figura 75 – Modelo 3D do talude da região central da Bacia da Foz do Amazonas, com destaque para as principais zonas de remoção observadas.

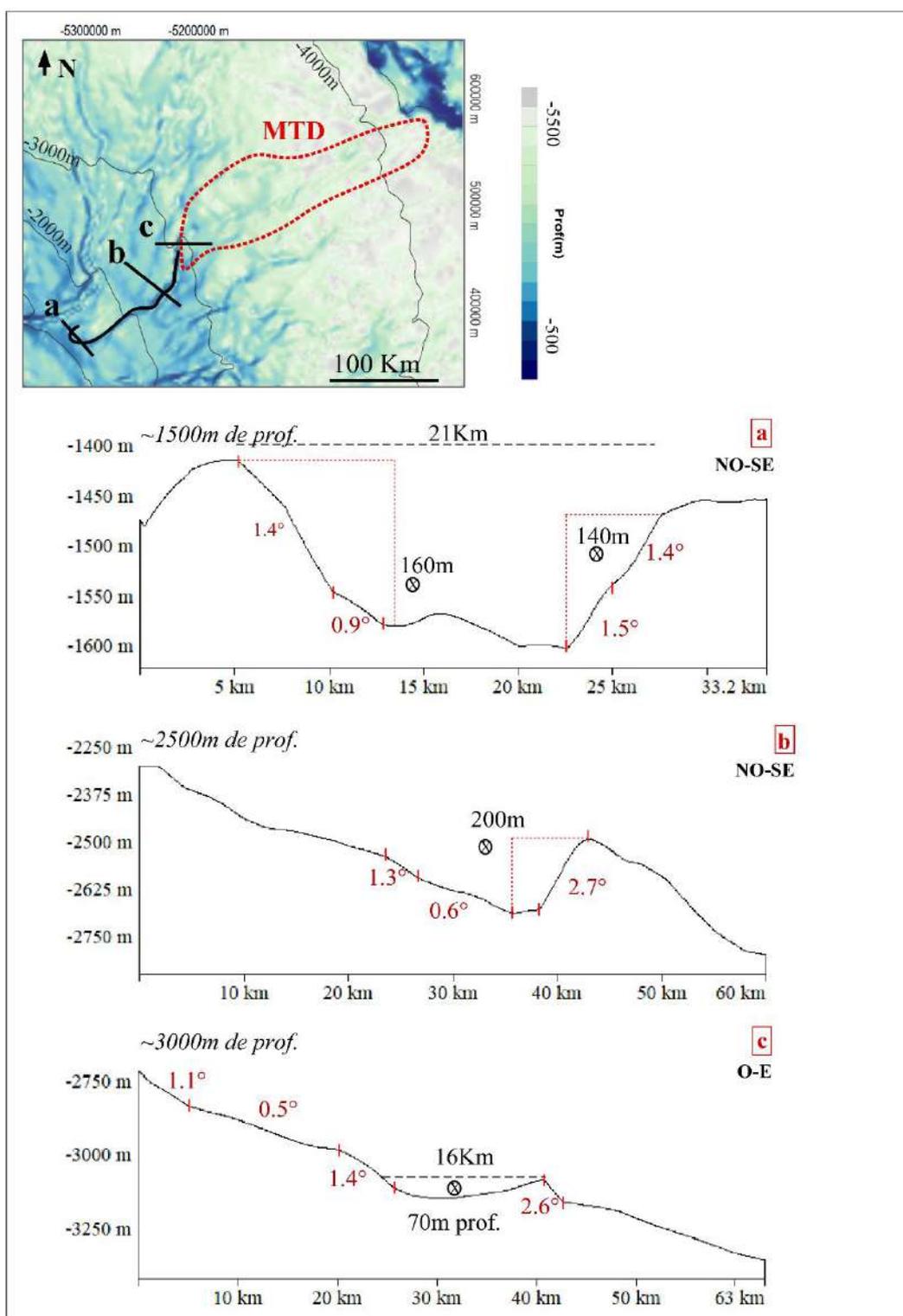


Legenda: Em linha pontilhada vermelha, o cinturão compressivo do setor NO central.

Fonte: A autora, 2020.

NO flanco SE do Leque do Amazonas, uma primeira feição foi identificada como *Escarpa C1*, com área aproximada de  $1622\text{km}^2$ , com direção NE-SO (Fig.76). Esta feição se inicia a  $\sim 45\text{km}$  a partir da quebra de plataforma, e se estende entre 1370 e 2850m de profundidade, com comprimento longitudinal de  $\sim 82\text{km}$ . A porção leste da feição se destaca nos modelos, com gradientes máximos de até  $\sim 2.7^\circ$  e desníveis verticais transversais máximos de 200m; em contraste com a margem oeste, mais proeminente na porção proximal da feição (Fig. 76b). Ao longo do talude, os desníveis verticais e a largura da feição diminuem com a profundidade (Fig. 76c).

Figura 76 – Perfis topográficos transversais que ilustram a Escarpa C1.

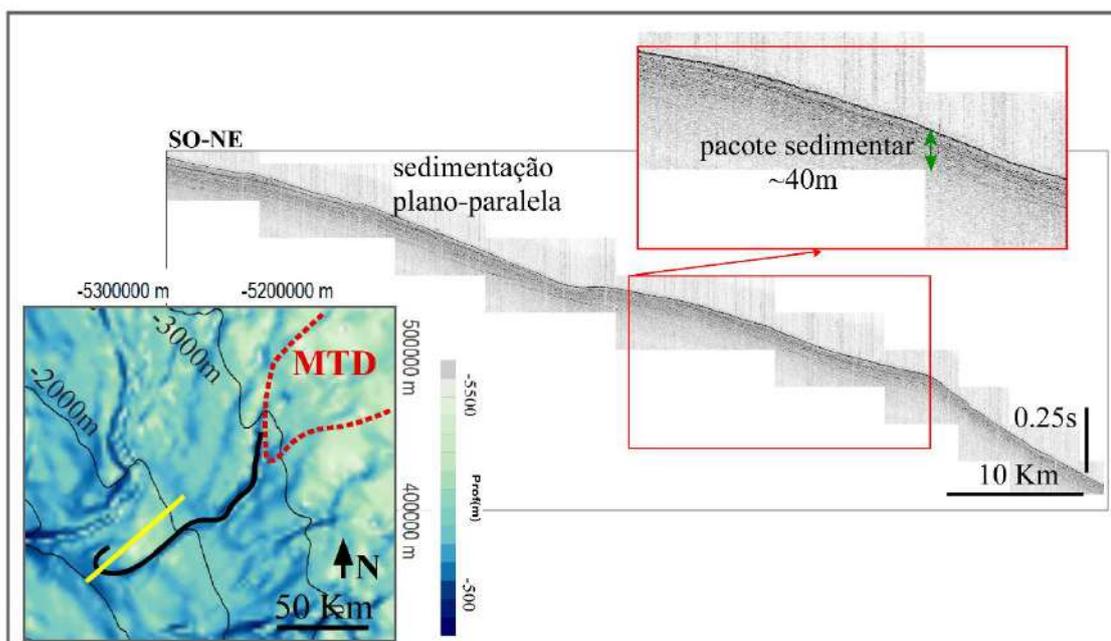


Fonte: A autora, 2020.

A área da Escarpa C1 é recoberta por um pacote de ~40m de espessura composto por fácies acústicas majoritariamente plano-paralelas (Fig. 77), o que parece indicar uma zona de evacuação fossilizada; em acordo com o fundo homogêneo demonstrado nos dados de

batimetria multifeixe (Fig.78). No entanto, uma área caracterizada por um fundo extremamente rugoso se estende para NE (Fig.78); e se encontra associada a ecofácies hiperbólicas nos perfis de alta resolução (Fig.79), indicando a presença de MTDs superficiais. Esta área ocupa 11.000 Km<sup>2</sup> em área, com gradientes <math><0.6^\circ</math>, entre ~2800 e 3800m de profundidade.

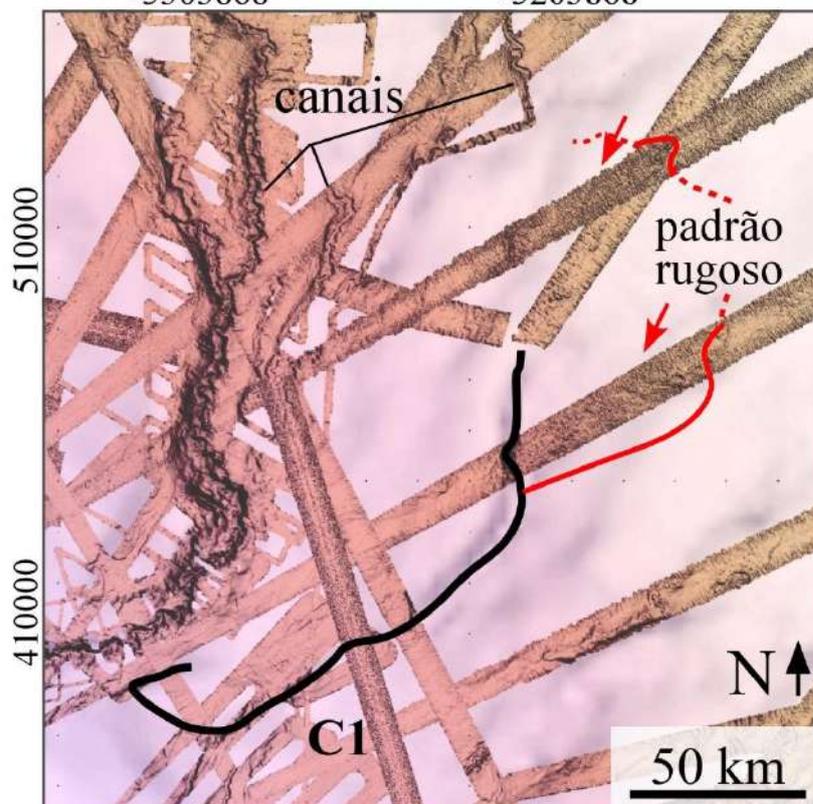
Figura 77 – Zona de evacuação predominantemente fossilizada da Escarpa C1.



Nota: Refletores plano-paralelos (ecofácies B1 e B2) recobrem a área da escarpa C1, indicando uma zona de evacuação predominantemente fossilizada.

Fonte: A autora, 2020.

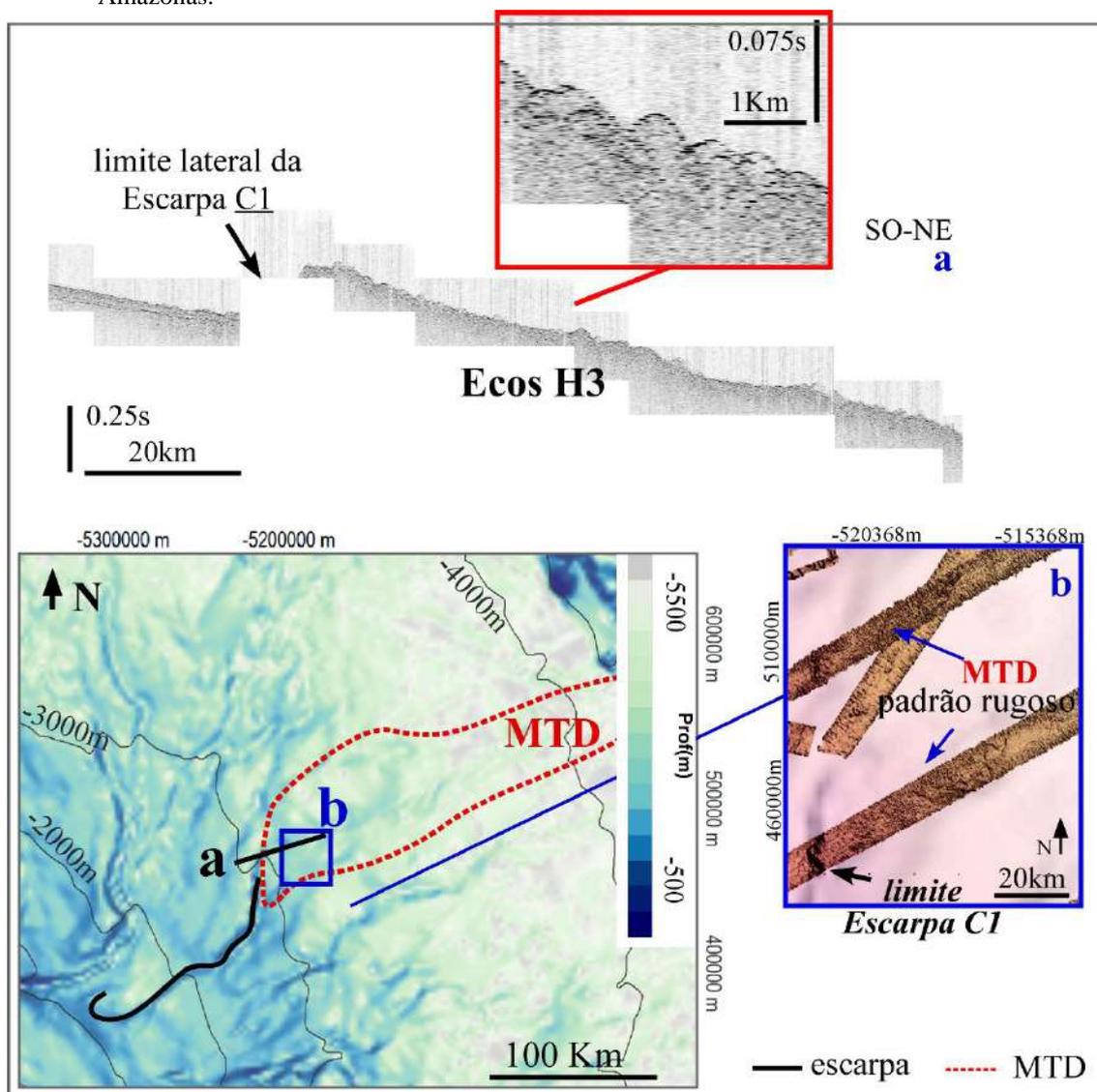
Figura 78 – Batimetria multifeixe ilustrando o fundo homogêneo da Escarpa C1.  
-5303868 -5203868



Nota: Um fundo homogêneo caracteriza a cicatriz de remoção C1; em contraste com o setor NE, caracterizado por um fundo extremamente rugoso.

Fonte: A autora, 2020.

Figura 79 – Mapa batimétrico com as principais zonas de instabilidade observadas na porção leste do Canal do Amazonas.

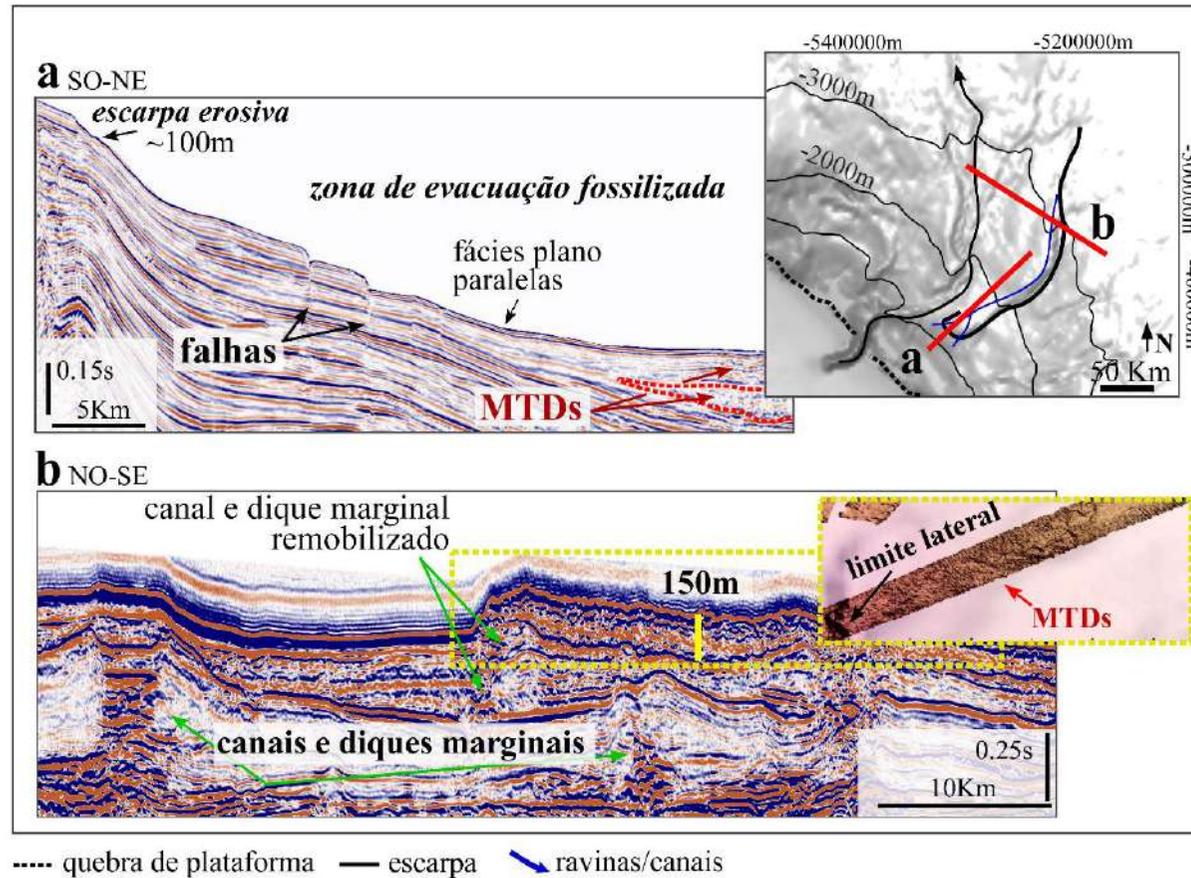


Legenda: Em **a**, o limite lateral leste da Escarpa C1; **b**, ecos hiperbólicos caóticos, que conferem um aspecto rugoso ao fundo, caracterizam o MTD que se estende para o nordeste da bacia.

Fonte: A autora, 2020.

A escarpa C1 possui refletores sísmicos truncados e expostos na superfície do fundo atual, com ~100m de altura (Fig.80a); e falhas normais foram observadas na base da mesma (Fig.80a). Além disso, nota-se, em subsuperfície, a presença de inúmeros MTDs que se interdigitam com os sistemas de canais e diques marginais bem desenvolvidos que caracterizam a porção central da bacia, principalmente a partir de 2300m de profundidade (Fig.80b). É possível observar a morfologia de um canal-dique marginal parcialmente remobilizado em subsuperfície. O pacote de refletores sísmicos caóticos e contorcidos de ~150m de espessura que recobre este sistema e se estende para NE coincide com o MTD visto em planta nos dados de batimetria multifeixe (Fig.79).

Figura 80 – Perfis sísmicos que ilustram a Escarpa C1 e os MTDs localizados em porção distal do talude, em subsuperfície.

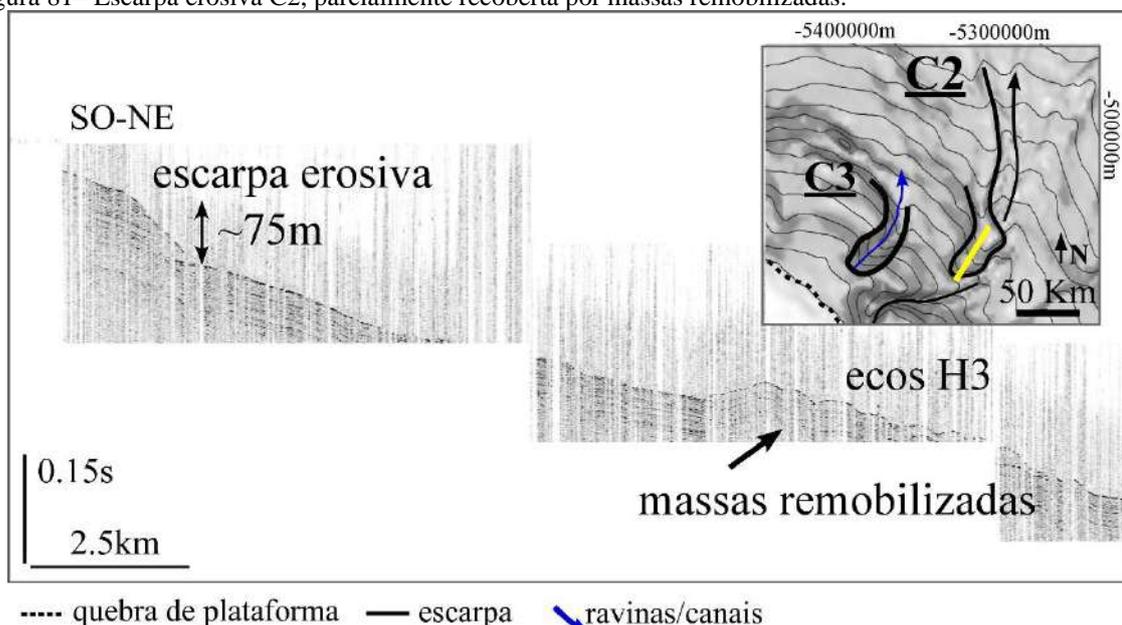


Legenda: Em **a**. Escarpa C1 exposta no fundo atual, com zona de remoção majoritariamente recoberta por sedimentação plano-paralela, ainda que falhamentos normais possam representar futuras instabilidades; **b**. MTDs localizados em porção distal do talude se intercalam com sistemas de canais e diques marginais. Refletores caóticos superficiais são correlacionáveis com massas colapsadas, em áreas caracterizadas por fundo de alta rugosidade nos dados de batimetria multifeixe (Fig.79b).

Fonte: A autora, 2020.

A Escarpa C2 (Fig.81) se encontra disposta a oeste do canal-dique marginal do Amazonas, em direção NS / NE-SW, localizada entre as isóbatas de 1390 e 2630. Possui área aproximada de 1220 km<sup>2</sup> e se inicia como feição a cerca de ~58km de distância da quebra de plataforma atual. Gradientes máximos de 3.4° foram observados para a feição, que se estende por cerca de 52 Km bacia adentro. A Escarpa C2 possui altura de ~75m, e se encontra claramente erodida, sendo constituída por refletores truncados e expostos no fundo atual (Fig.81).

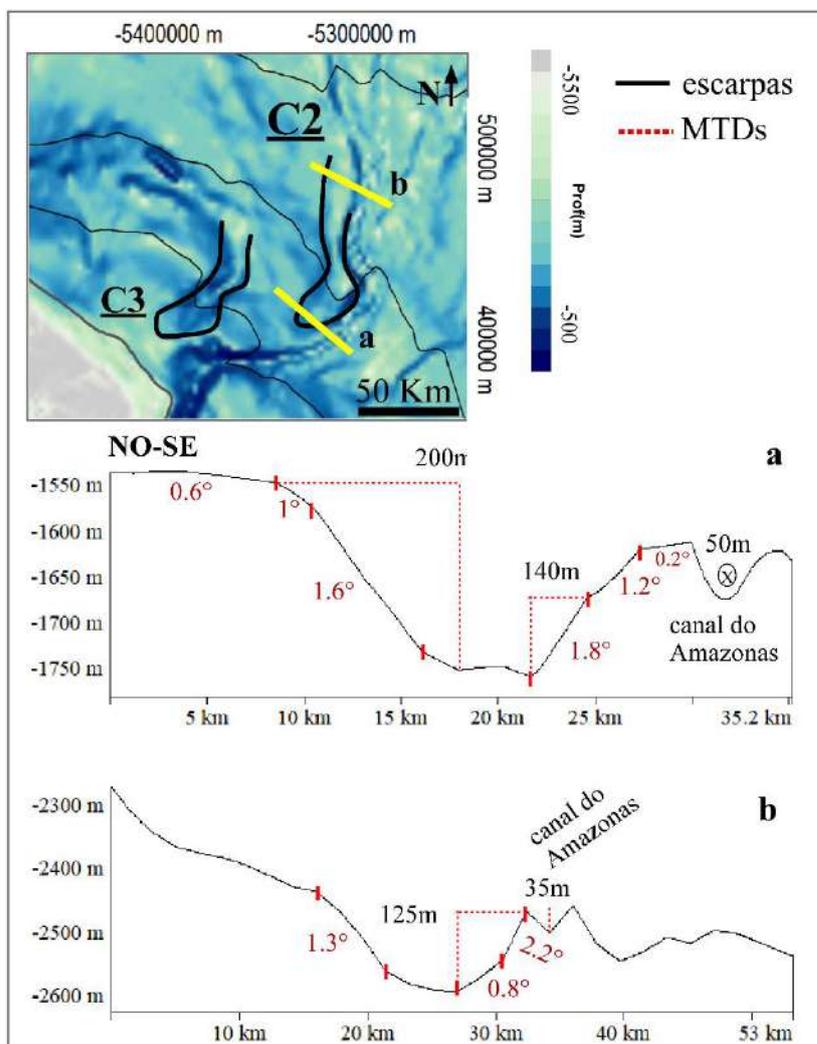
Figura 81– Escarpa erosiva C2, parcialmente recoberta por massas remobilizadas.



Fonte: A autora, 2020.

Em perfis transversais, a Escarpa C2 demonstra desníveis verticais de até 200m em relação ao solo marinho adjacente (Fig.82a). Mesmo em posição mais profunda, a ~2500m de lâmina d'água, desníveis verticais de até 120m foram observados (Fig.82b). O limite leste desta zona de remoção é coincidente com próprio dique marginal do Amazonas, que se mostra parcialmente erodido em ~1700m de profundidade (Fig.83a). MTDs são observados recorrentemente em superfície e subsuperfície (Fig.83 a, b e c) ainda que, segundo os dados sísmicos, a área da escarpa parece recoberta por sedimentação plano-paralela de espessura variável (Fig.83 a e c).

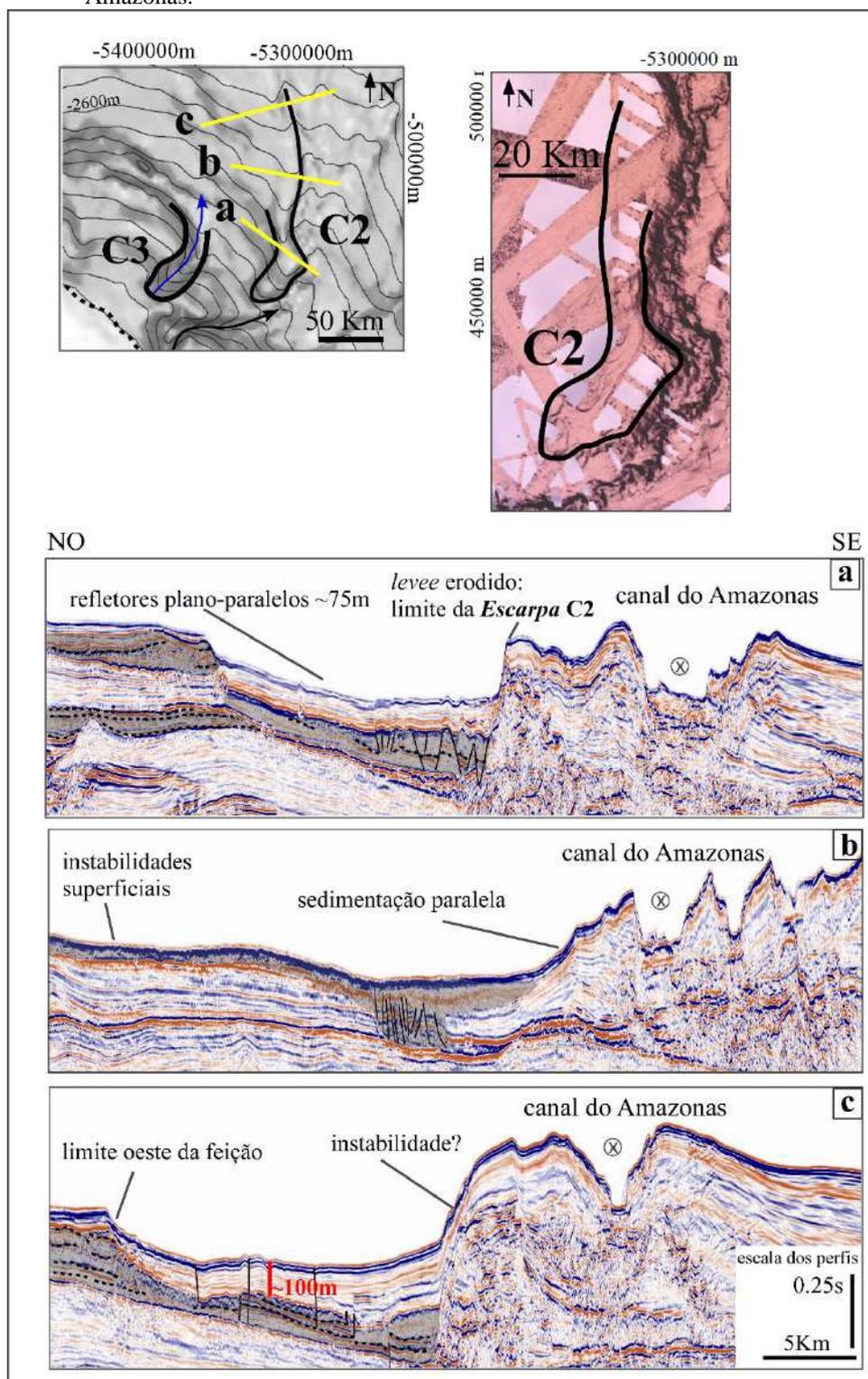
Figura.82 – Perfis topográficos transversais à Escarpa C2.



Legenda: Perfis topográficos que interceptam a escarpa C2, adjacente ao dique marginal oeste do canal do Amazonas. Desníveis de até 200m foram observados e trechos onde parece ocorrer desmoronamento local do dique marginal são algumas das peculiaridades morfológicas desta feição. Contornos: -1000m, -2000m, -3000m.

Fonte: A autora, 2020.

Figura 83 – Perfis sísmicos transversais à escarpa C2, que ilustram a erosão do dique marginal do canal do Amazonas.

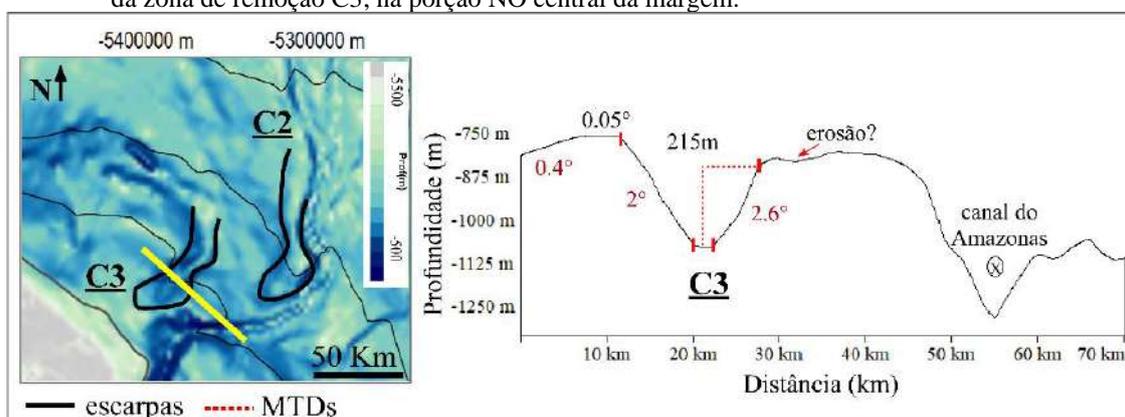


Fonte: A autora, 2020.

Um terceira feição (Escarpa C3) se apresenta em posição bastante próxima à Escarpa C2, porém ocupando profundidades mais rasas, entre 380 e 1760m (Fig84). Esta feição ocupa uma área aproximada de 1300km<sup>2</sup> e se desenvolve a cerca de 13km de distância da atual quebra

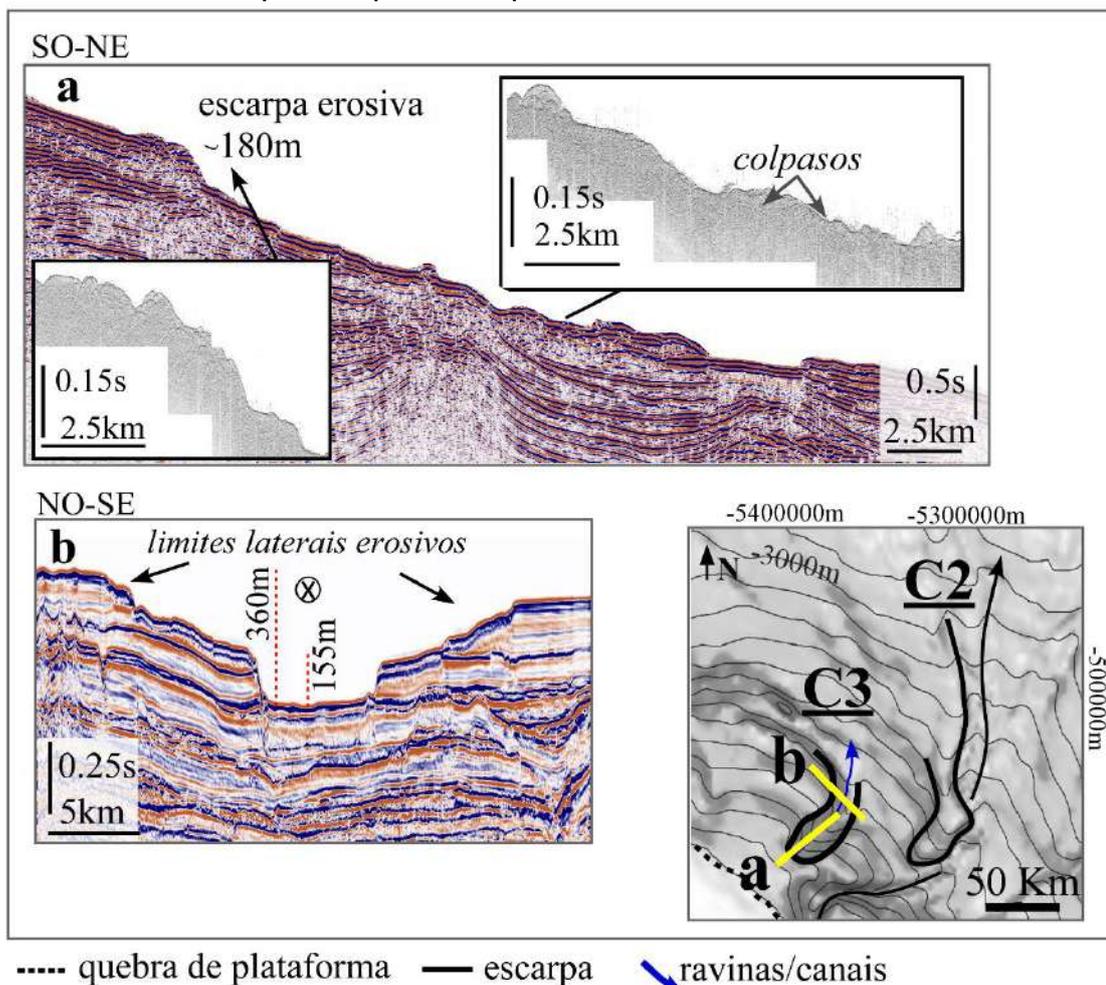
de plataforma, exibindo comprimento longitudinal de ~55km, em direção NS/NE-SW. Escarpamentos de até ~180m foram observados nos perfis sísmicos (Fig.85a), caracterizados por refletores sísmicos aparentes e truncados; enquanto desníveis transversais >200m ocorrem em relação ao fundo adjacente (Fig. 85b). Ecofácies hiperbólicas e transparentes (principalmente) recobrem o fundo da Escarpa C3 (Figs. 85 e 86) indicando a ocorrência de processos erosivos de fundo; onde nota-se a presença de limites laterais erosivos. Ainda para esta região, o dique marginal do Amazonas - que se encontra próximo a borda sudeste da feição e chega a ~300m de altura nesta região - apresenta sinais de instabilidade e erosão nos perfis de alta-resolução (Fig.86) e ecofácies hiperbólicas e transparentes foram mapeadas localmente.

Figura 84 – Mapa batimétrico com localização de perfil topográfico que ilustra o significativo entrincheiramento da zona de remoção C3, na porção NO central da margem.



Fonte: A autora, 2020.

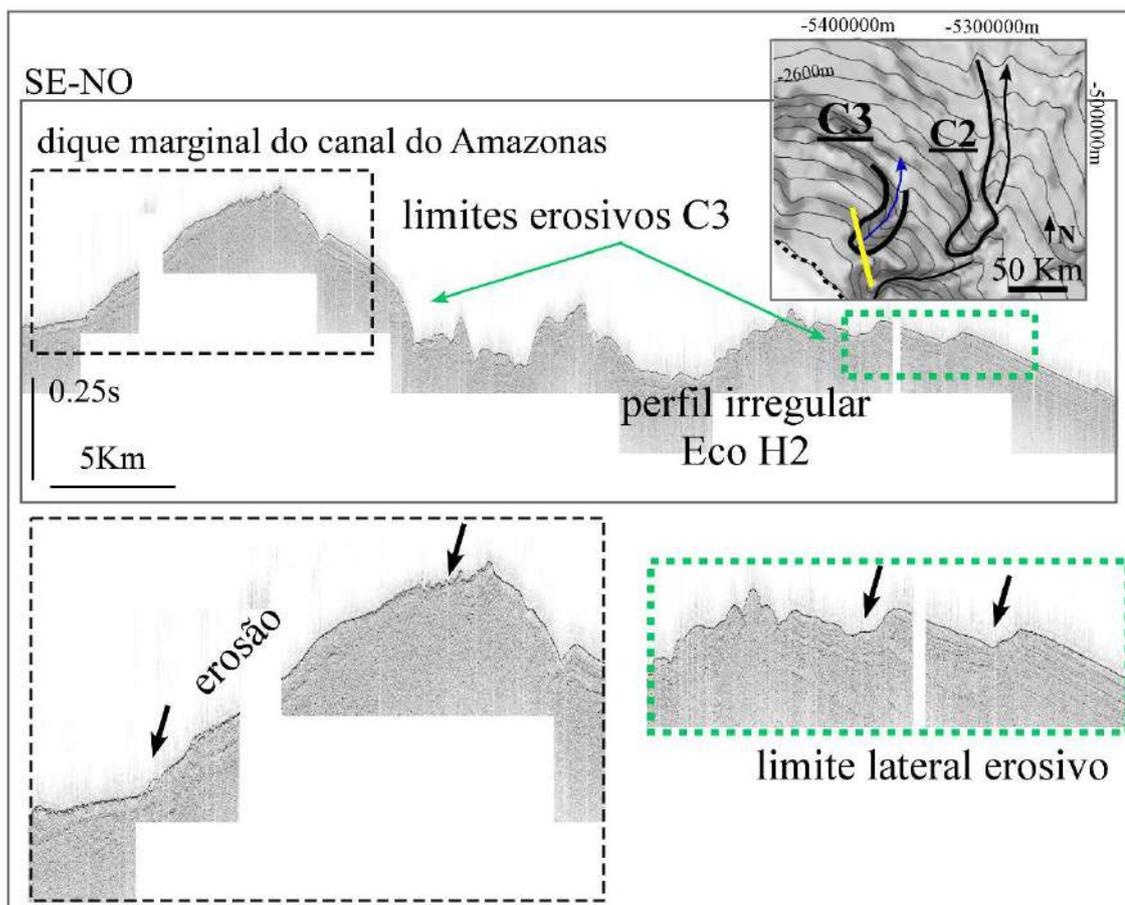
Figura 85 – Perfis sísmicos que interceptam a Escarpa C3.



Legenda: Em **a**. escarpa erosiva C3, com ~180m de desnível e caracterizada por perfil heterogêneo; **b**. erosão e desníveis significativos associados ao corredor central de evacuação da feição.

Fonte: A autora, 2020.

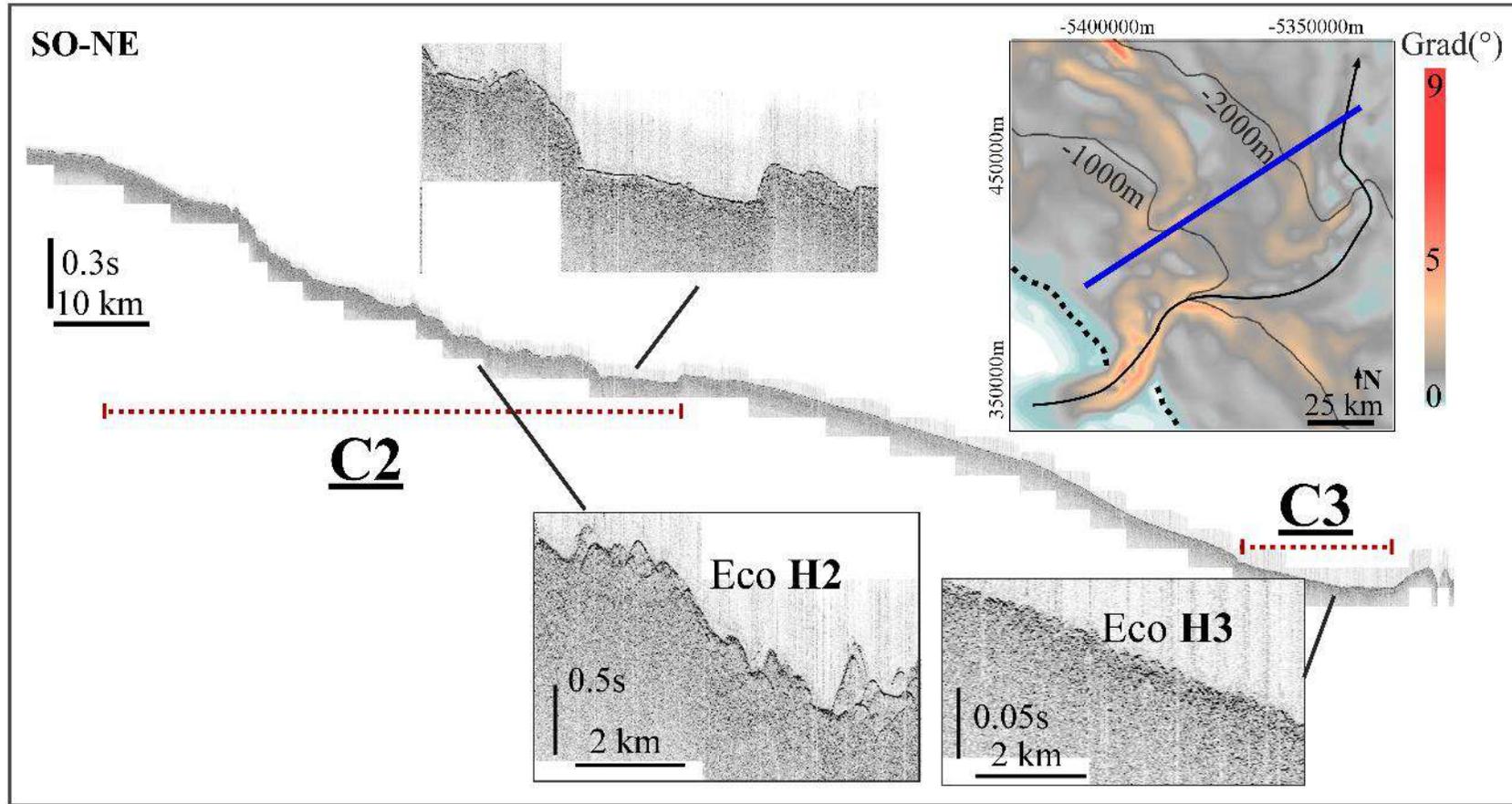
Figura 86 – Linha 3.5 kHz que intercepta a porção proximal da Escarpa C3, caracterizada por perfil irregular.



Fonte: A autora, 2020.

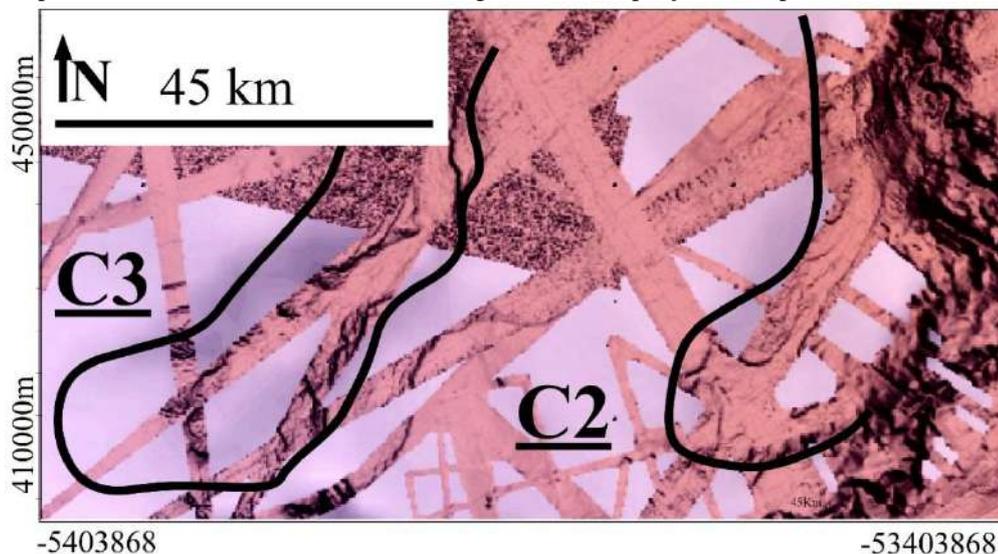
Para ambas as escarpas C2 e C3, os dados de alta-resolução que interceptam parcialmente estas feições demonstram a presença de refletores associados a processos de remobilização, sob a forma de ecos transparentes e hiperbólicos (Figs. 88 e 87), que alcançam profundidades de ~3600m - indicando cobertura por massas remobilizadas, principalmente *debris flows*. Pela proximidade das feições, torna-se difícil reconhecer a contribuição de cada feição erosiva como área fonte para os respectivos MTDs. Os dados de batimetria multifeixe (Fig.88) mostram um fundo na porção superior da feição erosiva pontuado por ravinamentos e feições erosivas de menor porte; enquanto a porção distal da feição é caracterizada por fundo predominantemente homogêneo.

Figura 87 – Perfil de alta resolução (3.5 kHz) sobre mapa de gradiente, que intercepta as escarpas C2 e C3 e demonstra a existência de morfologia bastante irregular e massas superficiais remobilizadas em superfície.



Fonte: A autora, 2020.

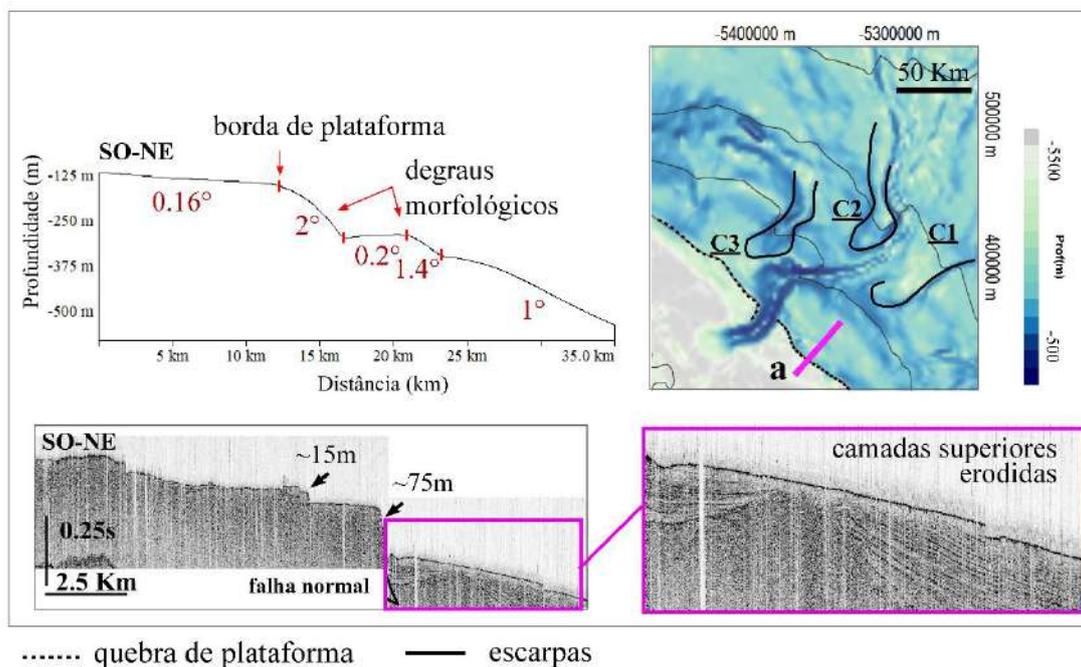
Figura 88 – Batimetria multifeixe demonstrando um fundo heterogêneo para as escarpas C2 e C3 na porção proximal, contrastando com maior homogeneidade nas porções mais profundas.



Nota: Os dados de batimetria multifeixe demonstram um fundo mais heterogêneo para as zonas de remoção das escarpas C2 e C3 na porção proximal, contrastando com maior homogeneidade das porções mais distais.  
 Fonte: A autora, 2020.

Além destas zonas de remoção em clássico formato semi-circular, o talude da região central da bacia é pontuado - na região de quebra de plataforma/talude superior - por uma série de estruturas que se assemelham a degraus morfológicos (Fig.89). Possuem orientação predominante SE-NO, e foram mapeados por uma área aproximada de  $\sim 4260 \text{ km}^2$ , em ambos os lados do sistema do canal do Amazonas. Estas estruturas exibem gradientes de até  $\sim 2^\circ$ . No setor SE, desníveis verticais de 120m foram observados; enquanto no setor NO, escarpas com alturas máximas de 80m foram identificadas (Fig.89). Estas estruturas representam a expressão superficial de falhamentos normais que compõem o compartimento extensional originado pela tectônica gravitacional atuante no Leque do Amazonas.

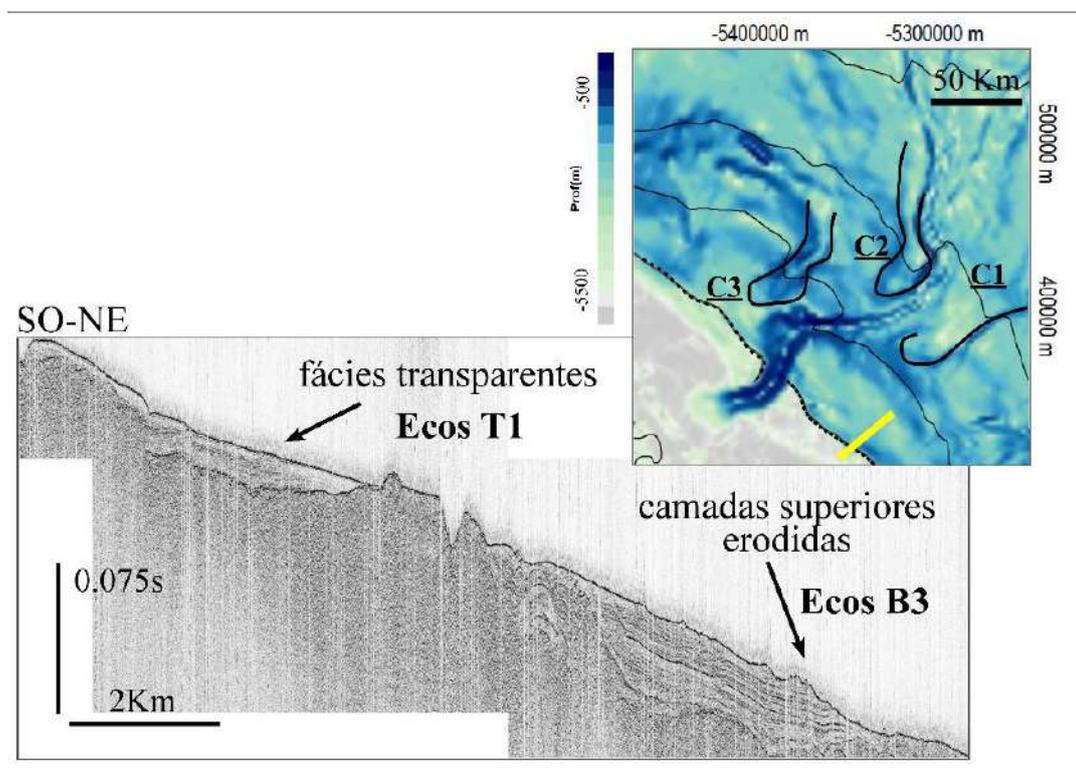
Figura 89 – Mapa batimétrico com perfis topográfico e sísmico que ilustram as escarpas estruturais na região de quebra de plataforma/talude superior, originadas pelas falhas normais lítricas que compõem o Domínio Extensional da tectônica gravitacional.



Fonte: A autora, 2020.

Os dados de alta-resolução demonstraram indícios de remobilização sedimentar nesta área proximal. Foram observados truncamentos erosivos superficiais (Figs.89, 90 e 91) dos refletores sísmicos, indicando erosão dos estratos superiores. *Debris flows* estão dispostos nas adjacências destas áreas superficialmente erodidas, frequentemente em um padrão de alternância, sob a forma de pacotes sísmicamente transparentes (Ecotipo T1, Tabela 2). Atingem localmente máximos de 20m de espessura e se estendem por comprimentos máximos de ~9.5km talude abaixo (Figs.90 e 91). Estes depósitos se distribuem por cerca de 813km<sup>2</sup>, e indicam a presença de massas remobilizadas com alto grau de deformação interno. Além dos degraus proximais (Fig.92a), escarpas de algumas dezenas de metros foram encontradas ao longo dos perfis, ocorrendo de forma isolada (Fig.92b).

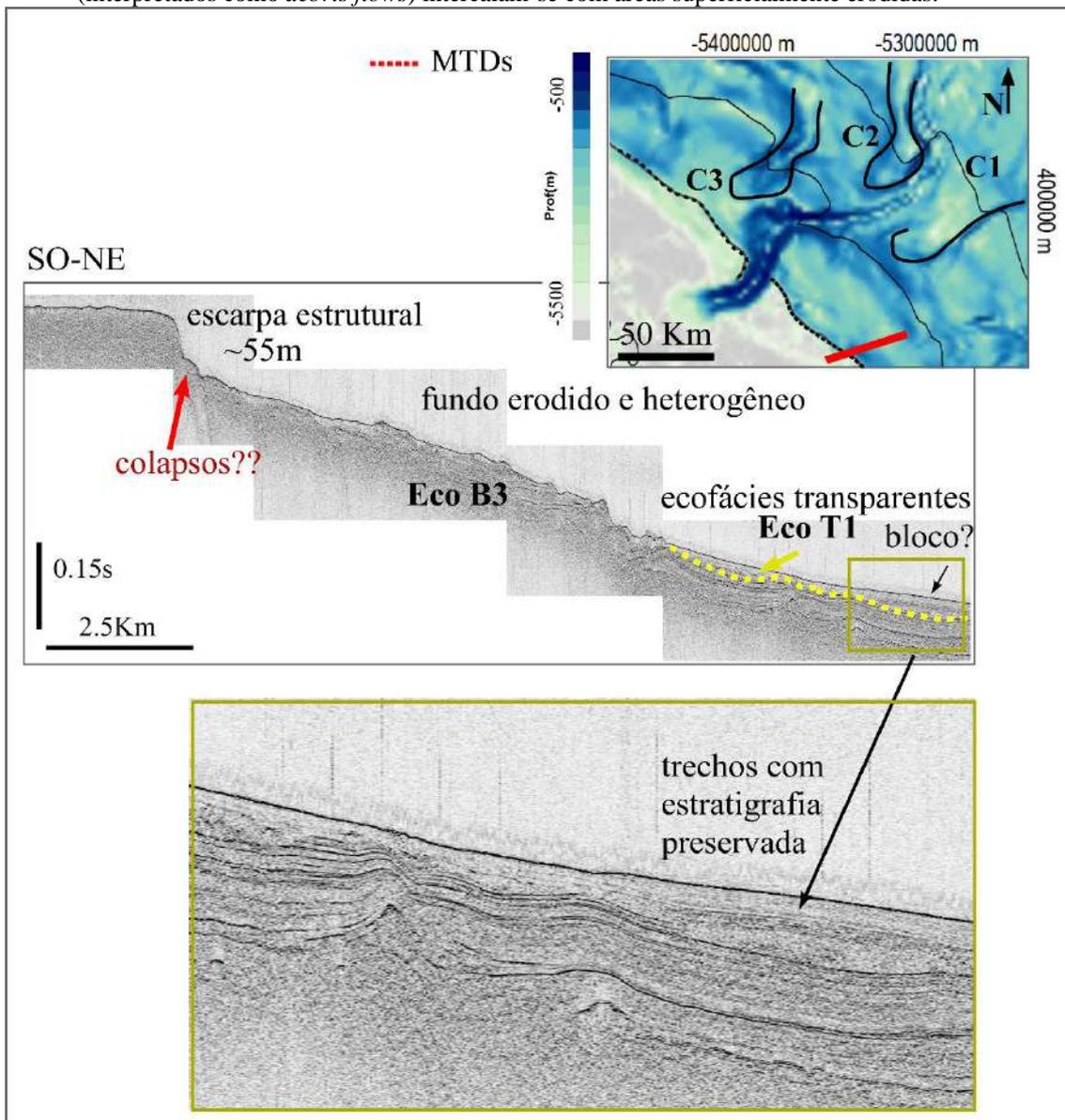
Figura 90 – MTDs sismicamente transparentes presentes na região associada ao Domínio Extensional da tectônica gravitacional.



Nota: Os MTDs sismicamente transparentes observados na região de quebra de plataforma/talude superior (interpretados como *debris flows*) se intercalam com áreas superficialmente erodidas.

Fonte: A autora, 2020.

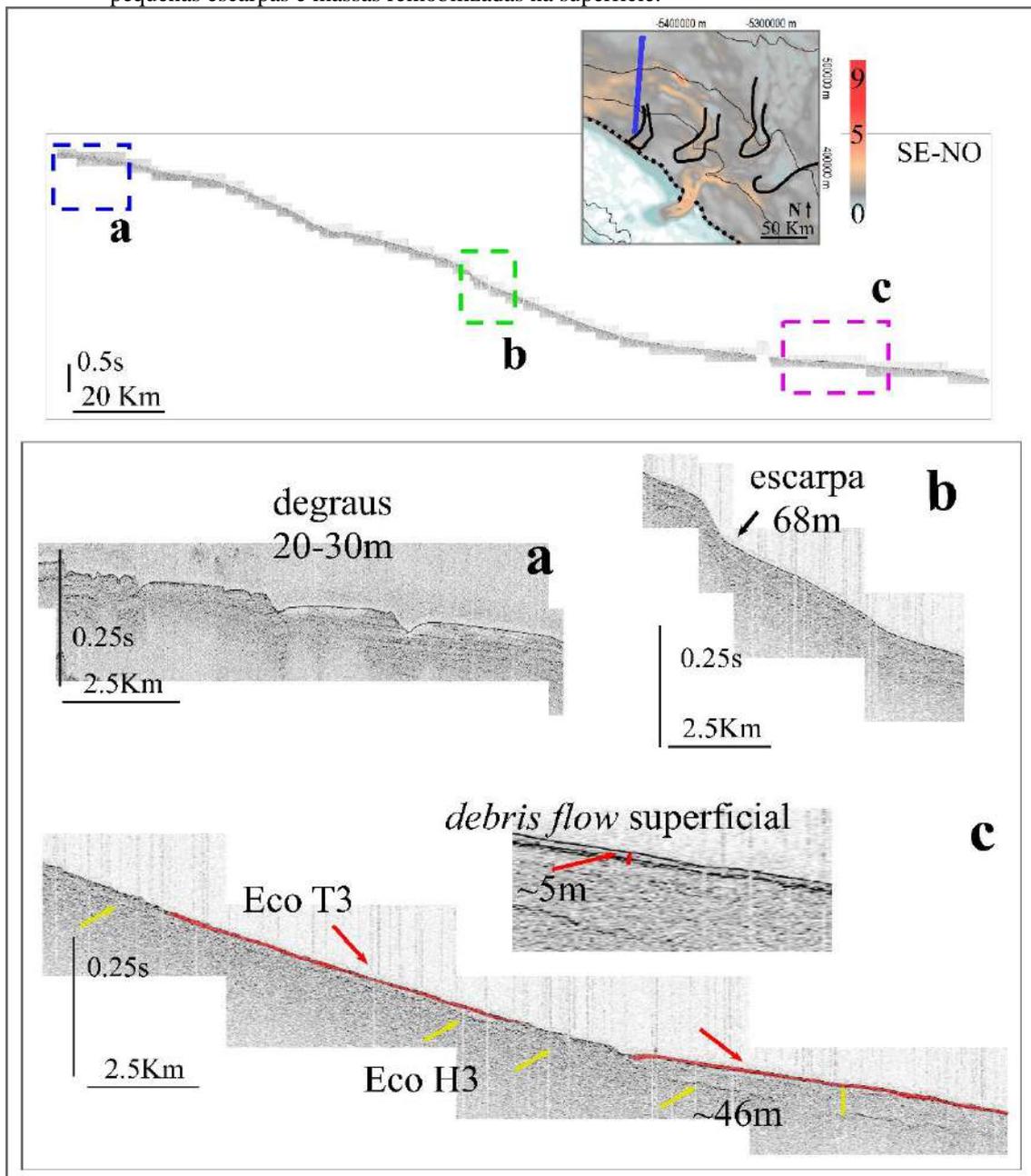
Figura 91 – MTDs sismicamente transparentes observados na região de quebra de plataforma/talude superior (interpretados como *debris flows*) intercalam-se com áreas superficialmente erodidas.



Nota: Trechos de acamamento preservado foram observados, no interior dos MTDs.

Fonte: A autora, 2020.

Figura.92 – Perfis de alta-resolução que ilustram o fundo central NO, caracterizado por degraus morfológicos, pequenas escarpas e massas remobilizadas na superfície.



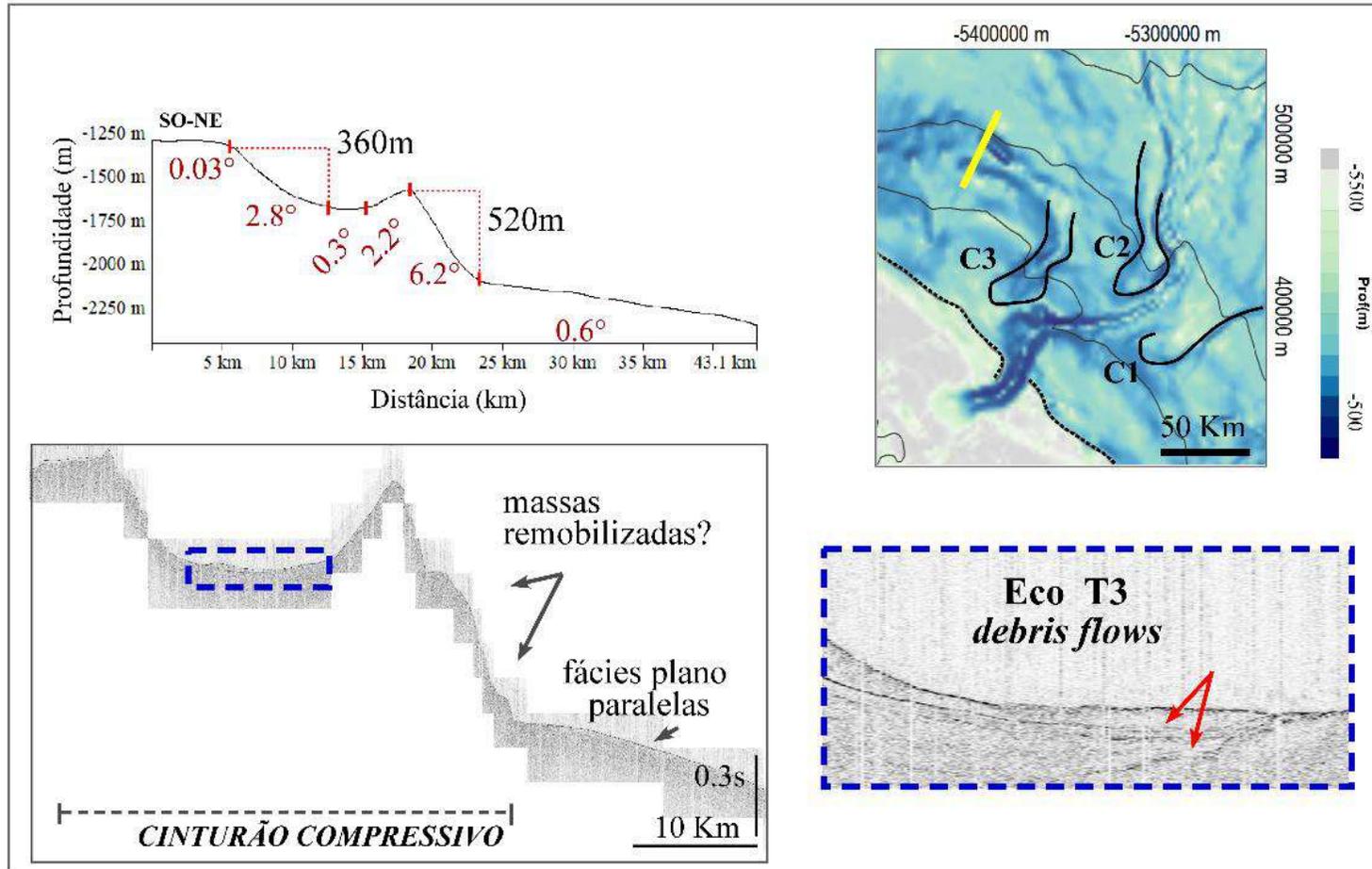
Legenda: . Perfis de alta-resolução que ilustram o fundo central NO, que inclui **a.** presença de degraus na porção proximal à quebra de plataforma; **b.** presença de escarpas de algumas dezenas de metros, que se encontram distribuídas ao longo do talude; **c.** distintos tipos de massas remobilizadas recobrem o fundo local.

Fonte: A autora, 2020.

Em uma região mais profunda, entre 1000 e 2020m de profundidade, uma série de estruturas alinhadas se curvam em direção a bacia, ocupando área de  $\sim 5030\text{km}^2$  (Fig.93). Estas estruturas se encontram relacionadas a frente compressiva associada a tectônica gravitacional atuante no Leque do Amazonas, capaz de gerar desníveis verticais de até 350m e 520m, a SE e NO, respectivamente. Valores de gradiente de fundo de  $\sim 6^\circ$  (Fig.93a) foram medidos em suas

faces externas (voltadas para a bacia profunda). Tais feições ocorrem de forma mais frequente e espetacular, em termos de dimensões, na região NO central. *Debris flows* pouco espessos foram mapeados no interior dos cinturões compressivos (Fig.93b). De forma mais significativa, *debris flows* sob a forma de lentes delgadas compostas por refletores sismicamente transparentes (fig.93c), geralmente <10m de espessura, (Ecotipo T3, Tabela 2) se distribuem bacia adentro com alcances impressionantes (~170km). Esses depósitos atingem ~3790m de profundidade.

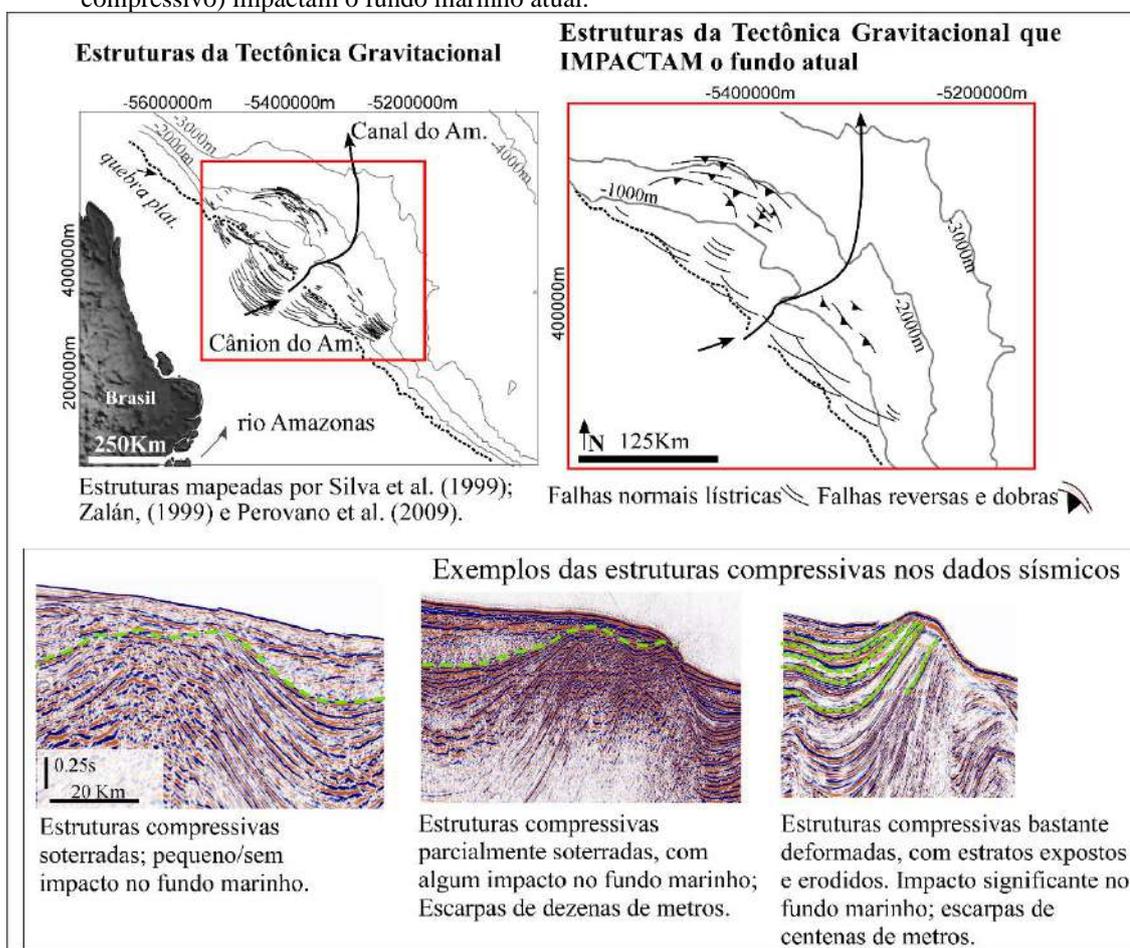
Figura 93 – Ocorrência de delgados corpos sísmicos (interpretados como *debris flows*) entre as escarpas estruturais relacionadas ao domínio compressivo da tectônica gravitacional atuante no Leque do Amazonas.



Fonte: A autora, 2020.

As escarpas estruturais do domínio compressivo – originadas pelo rejeito de falhas reversas e dobras - se mostram erodidas, formando escarpas aparentes no fundo marinho, caracterizadas por refletores sísmicos truncados e expostos. Outras estruturas do naípe compressivo se encontram completamente soterradas e, portanto, não mais afetam o fundo local; ou ainda, se encontram parcialmente recobertas por sedimentação mais recente, impactando de forma menos significativa o relevo. A Fig.94 ilustra as estruturas previamente mapeadas para a bacia por uma série de autores, destacando as que efetivamente possuem expressão morfológica (Fig.94, em vermelho, no detalhe) e constituem escarpas estruturais no fundo atual. Adicionalmente, ilustra como as mesmas são observadas nos dados sísmicos.

Figura 94 – Exemplos sísmicos de como as estruturas da tectônica gravitacional (particularmente do domínio compressivo) impactam o fundo marinho atual.

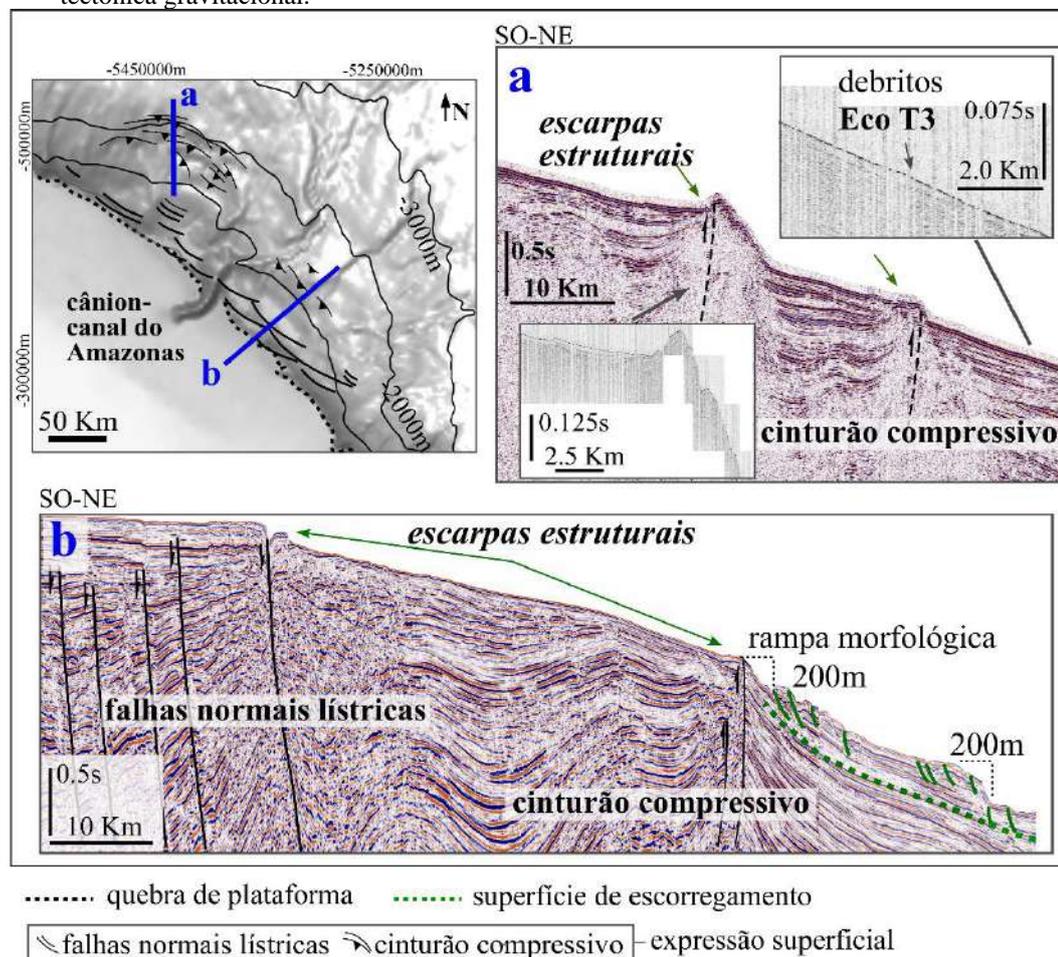


Fonte: A autora, 2020.

Devido a resolução, os debritos pouco espessos (<10m) identificados a frente das escarpas estruturais compressivas nos dados de alta-resolução não foram identificados nos dados sísmicos (Fig.95a). No entanto, nota-se a presença de remobilizações em curso e/ou recentes sob a forma de rampas morfológicas associadas ao domínio compressivo do Leque do

Amazonas, onde massas deslizantes não completamente evacuadas e afetadas por falhamentos rasos se movimentam sobre superfícies basais de destacamento (Fig.95b).

Figura 95 – Perfis sísmicos que ilustram as escarpas estruturais que caracterizam o domínio compressivo NO da tectônica gravitacional.



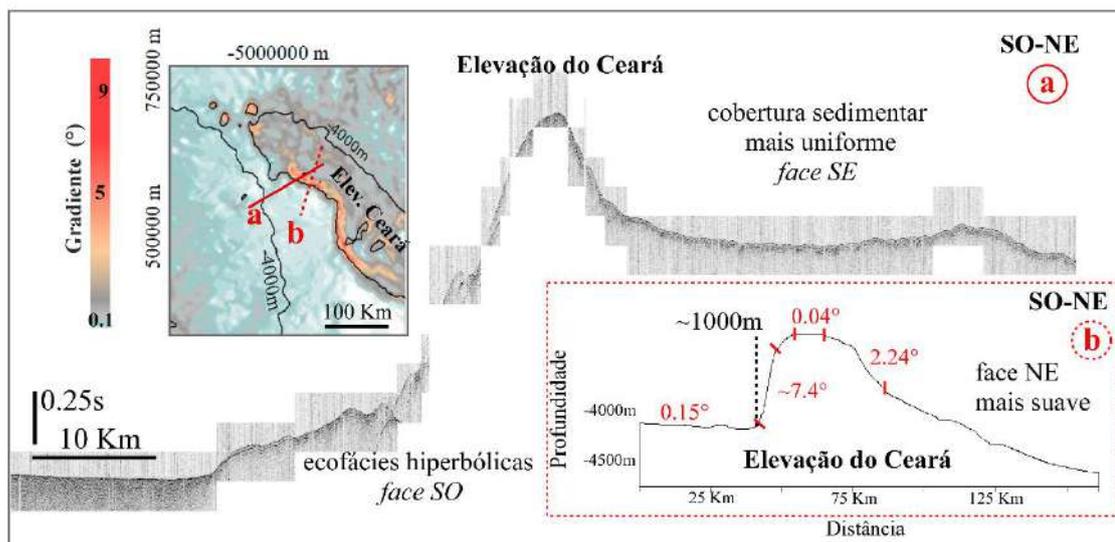
Legenda: Perfis sísmicos que ilustram: **a.** escarpas estruturais que caracterizam o domínio compressivo NO da tectônica gravitacional. Os debritos associados são visualizados apenas nos dados de alta-resolução, devido à pouca espessura; **b.** Falhas normais listricas (que caracterizam o domínio extensional da tectônica gravitacional) e massas que deslizam sobre uma superfície de destacamento basal, com estratos falhados e associadas a uma morfologia em rampa, na área do domínio compressivo.

Fonte: A autora, 2020.

Em águas ainda mais profundas, além dos 4000m de profundidade, o setor central é pontuado pela presença da Elevação do Ceará. Na face SSO, gradientes elevados, de até 7°, e desníveis verticais de ~1000m foram observados (Fig.96). Esta caracterização contrasta com a face NNE, que é caracterizada por gradientes mais suaves que não ultrapassam 3° e apresenta morfologia em rampa. Perfis de alta resolução que interceptam a Elevação do Ceará demonstram a existência de ecofacies hiperbólicas nas áreas mais íngremes desta feição (Fig.96), assim como assinaturas sísmicas que remetem à processos de deformação mais lentos

e graduais, como rastejamento das camadas (*creeping*) (Fig.97), indicando áreas predispostas a colapsos.

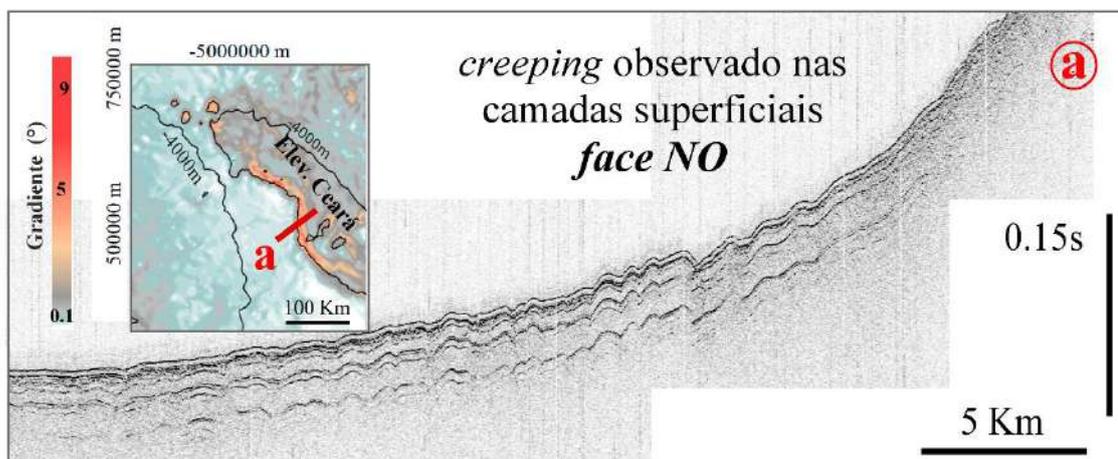
Figura 96 – Perfis de 3.5 kHz (a) e topográfico (b) que interceptam a Elevação do Ceará, na bacia central profunda.



Legenda: Perfis de 3.5 kHz (a) e topográfico (b) que interceptam a Elevação do Ceará, na bacia profunda. Detalhe para o flanco SO, de caráter abrupto, caracterizado por gradientes superiores  $7^\circ$ ; em contraste com o flanco oposto voltado para NE, de relevo mais suave. Em termos de ecofácies, a face SO é composta por ecofácies hiperbólicas irregulares, características de altos do embasamento, mas que pode também representar possíveis remobilizações locais. A face NE, por sua vez, se caracteriza por refletores plano paralelos, indicativos de sedimentação mais uniforme.

Fonte: A autora, 2020.

Figura 97 – Perfil localizado na abrupta face NO da Elevação do Ceará, caracterizado pelo processo de rastejamento (*creeping*) das camadas.

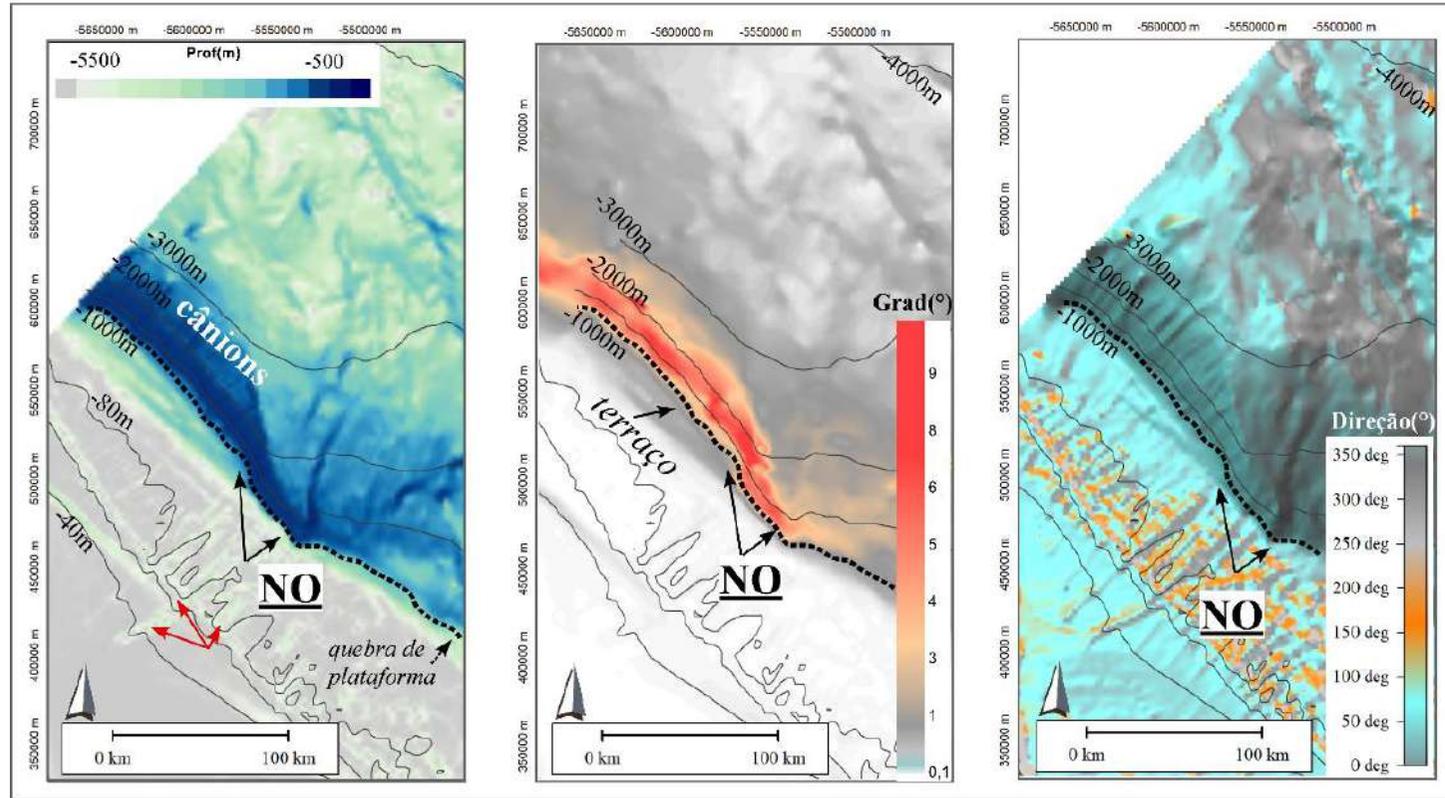


Fonte: A autora, 2020.

### 5.3.3 Setor Noroeste

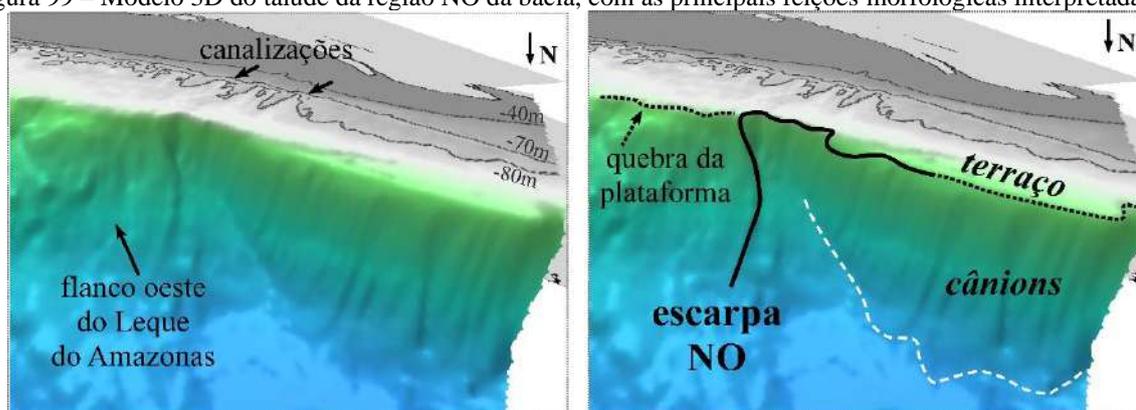
No íngreme setor NO, as feições erosivas estão dispostas sob a forma de escarpas sequenciais, distribuídas entre 135 e 3240m de profundidade, mostrando retrogradação sobre a plataforma externa (Figs.98 e 99). Para fins de descrição, foram agrupadas e denominadas de Escarpa NO.

Figura 98 – Mapas batimétrico, de gradiente e de direção de mergulho do talude para o setor NO da bacia da Foz do Amazonas, com destaque para as feições erosivas mapeadas.



Fonte: A autora, 2020.

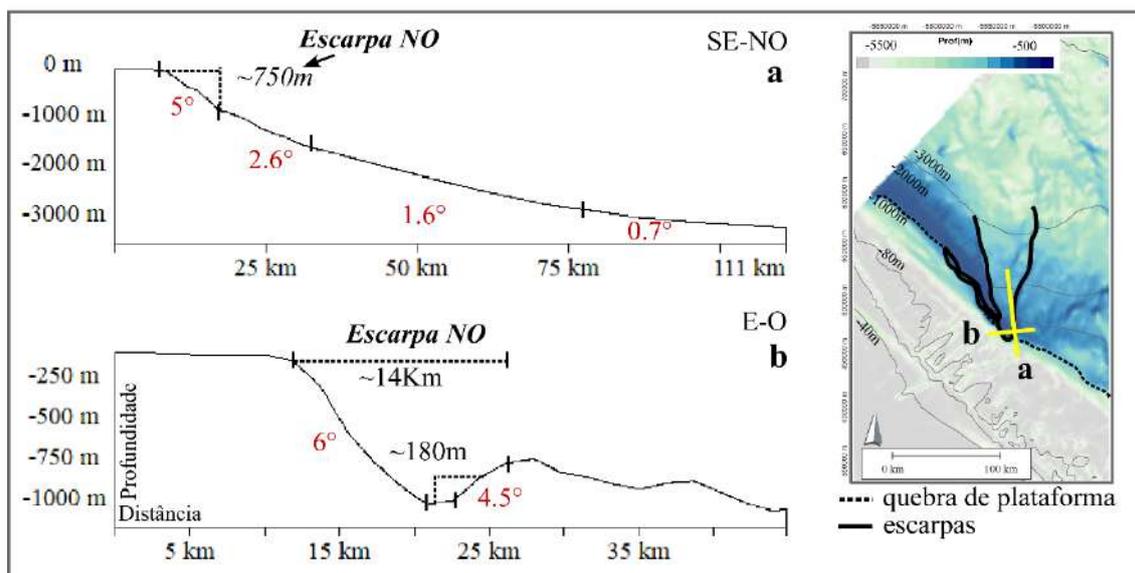
Figura 99 – Modelo 3D do talude da região NO da bacia, com as principais feições morfológicas interpretadas.



Fonte: A autora, 2020.

A porção meridional da escarpa NO se destaca no modelo batimétrico, pelo alto grau de preservação no fundo e significativa extensão talude abaixo. Esta escarpa (Fig.100) se encontra no flanco oeste do Leque do Amazonas, está orientada SE-NO e apresenta área aproximada de 5900km<sup>2</sup>. É caracterizada por gradientes médios de 2°, atingindo localmente máximos de 9°. Desníveis verticais de até 750 m foram medidos nos perfis topográficos longitudinais extraídos nas áreas proximais da zona de cabeceira (Fig.100a). Transversalmente, a feição apresenta ~14km de largura e desníveis de quase 200m em relação ao fundo adjacente (Fig.100b).

Figura 100 – Perfis longitudinal e transversal à Escarpa NO, situada no flanco oeste do Leque do Amazonas.

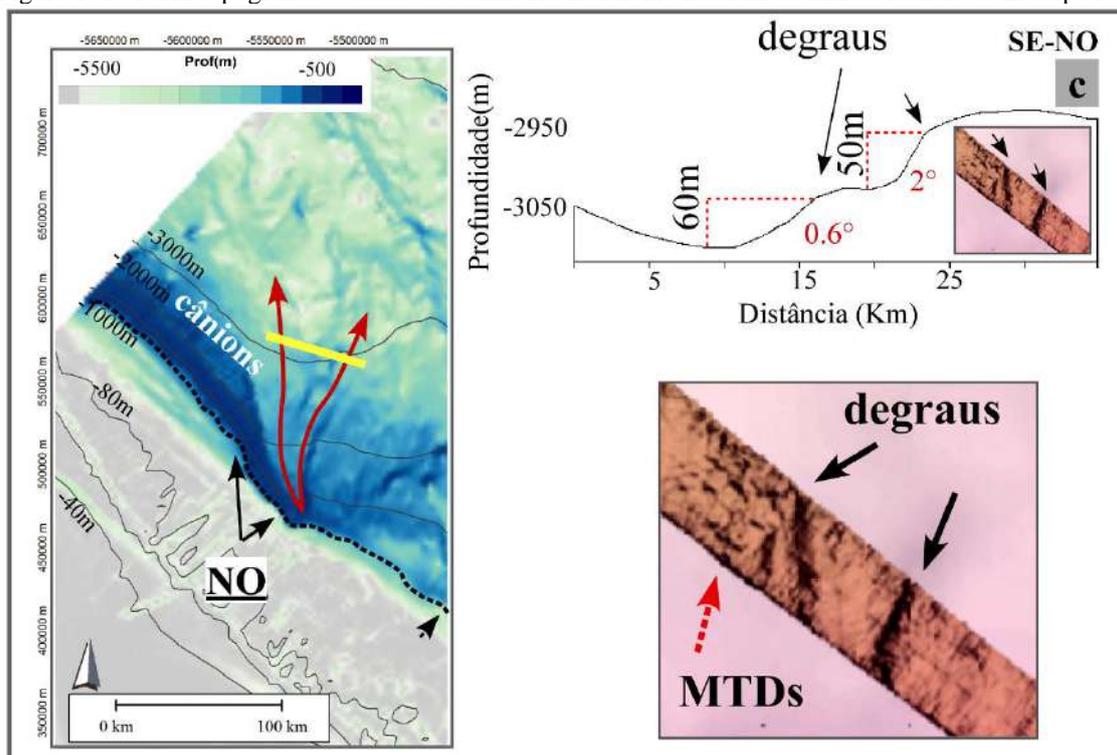


Fonte: A autora, 2020.

O principal corredor de evacuação da feição apresenta estruturas paralelas e semi-contínuas no limite NE, entre 2230m e 2780m de profundidade (Fig.101), gerando degraus no fundo com desníveis de até 60m acima do fundo adjacente e gradientes máximos ~2°. Estas

feições parecem constituir limites laterais internos, provavelmente escavados pela passagem de fluxos gravitacionais talude abaixo, e são visíveis também nos dados de batimetria multifeixe. Um padrão rugoso e heterogêneo de fundo foi observado dentro da zona de remoção adjacente à estas estruturas e parece indicar a cobertura por massas colapsadas (Fig.101).

Figura 101– Perfil topográfico e dados de batimetria multifeixe ilustram os limites laterais da Escarpa NO.

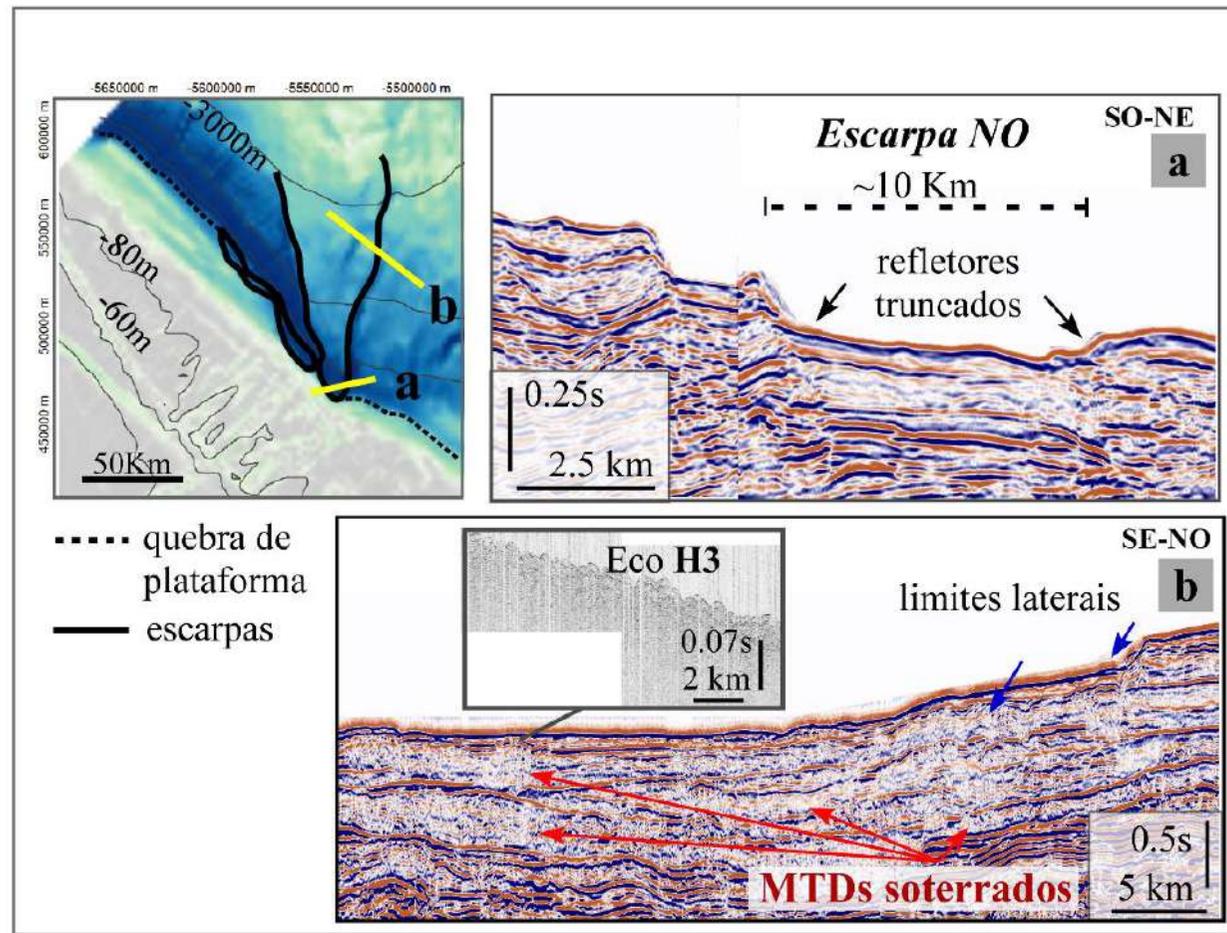


Legenda: Em **c**. Desníveis verticais de até 60m observados na borda oeste da zona de remoção e **d**. fundo de padrão rugoso se associam com massas remobilizadas, localmente.

Fonte: A autora, 2020.

A cicatriz de remoção é também visível nos dados sísmicos (Fig.102a), onde pode-se observar que a mesma é composta por horizontes superficialmente truncados e expostos no fundo marinho atual. Talude abaixo, refletores sísmicos truncados caracterizam os limites laterais da cicatriz; assim como sedimentos superficiais perturbados podem ser visualizados na porção superficial e em subsuperfície, indicando a ocorrência processos erosivos recorrentes para esta localidade (Fig.102b).

Figura 102 – Dados sísmicos que contemplam os limites laterais da Escarpa NO e MTDs em subsuperfície.

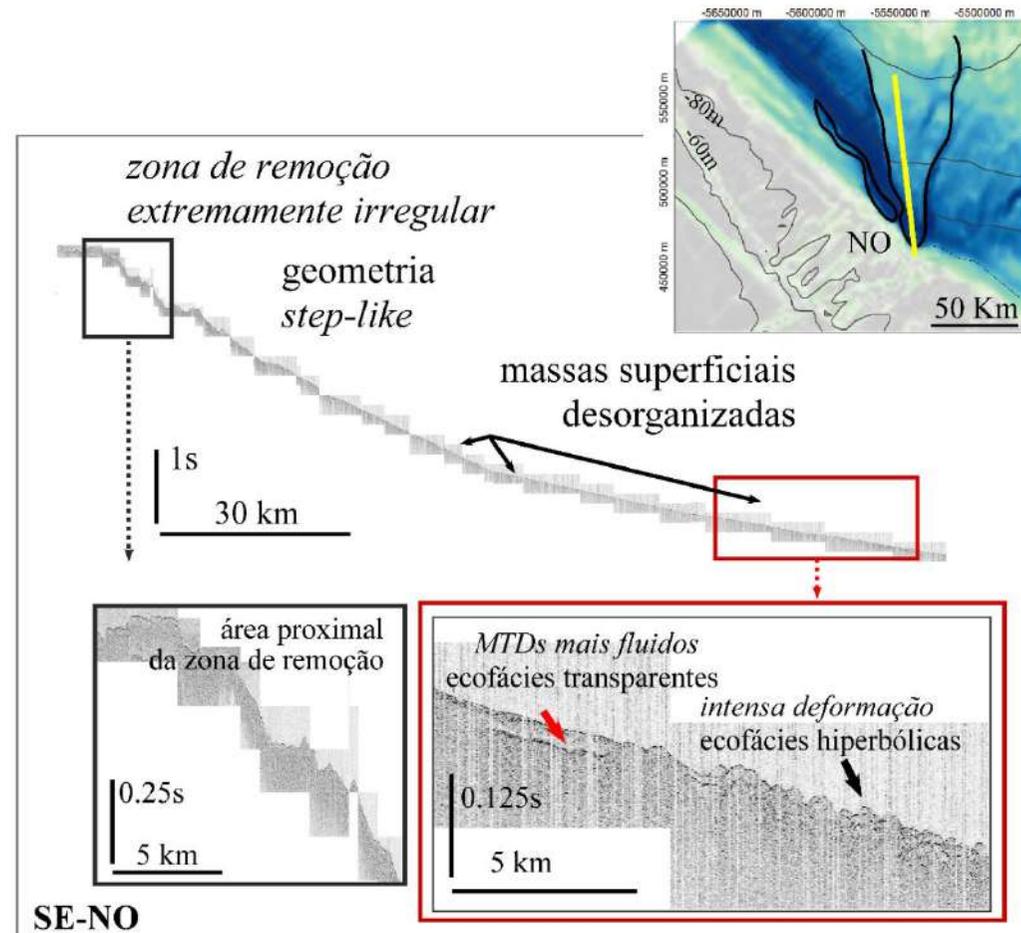


Legenda: Em **a**. Escarpa NO preservada no fundo atual, caracterizada por refletores sísmicos truncados e aparentes; **b**. limites laterais erosivos da escarpa NO e múltiplos MTDs em subsuperfície.

Fonte: A autora, 2020.

Nos perfis de alta resolução, ocorre uma alternância entre ecos hiperbólicos e lentes e corpos tubulares de ecos transparentes, com espessuras bastante variáveis, a partir de ~1460 m de profundidade - indicando a presença de MTDs recobrimo o interior e adjacências da zona de remoção (Figs. 103, 104 e 105).

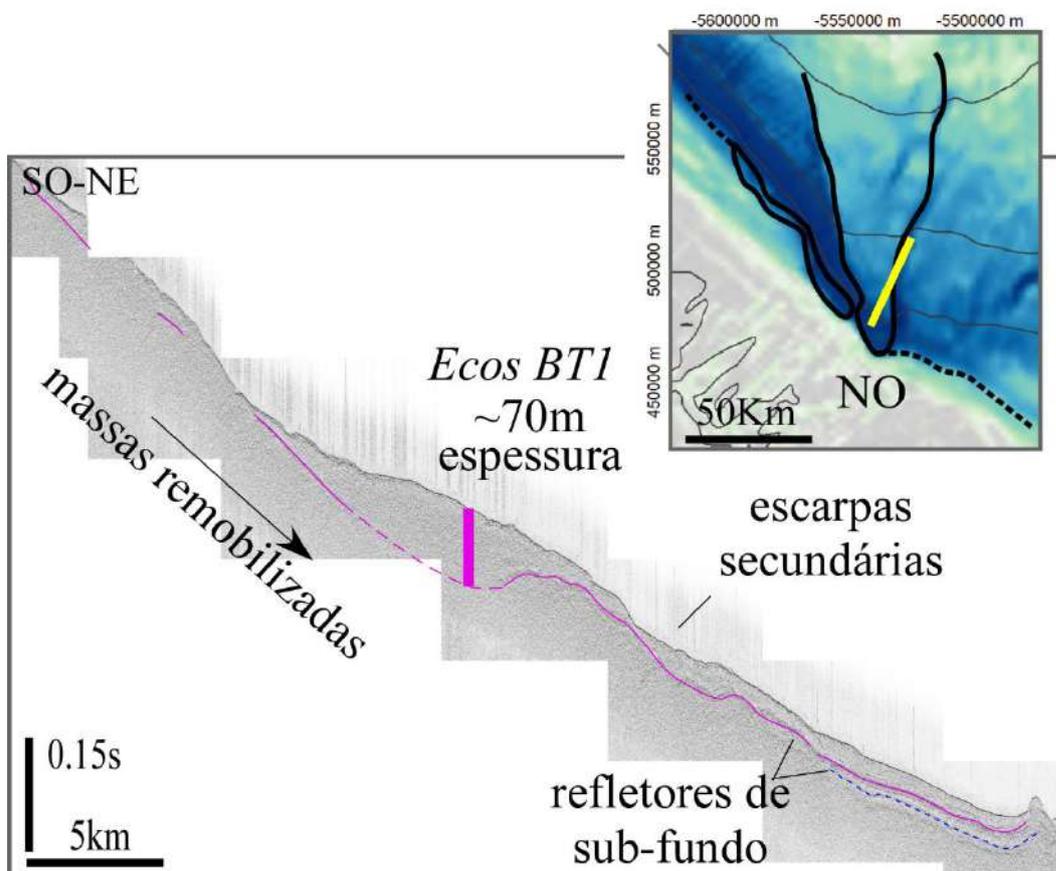
Figura 103 – Perfil de alta-resolução localizado no interior da zona de remoção da Escarpa NO, que ilustra os ecos de remobilização que recobrem o fundo.



Legenda: O talude superior é caracterizado por um relevo extremamente irregular, com desníveis aparentes significativos. Talude abaixo, ecos de remobilização (ecofácies hiperbólicas e transparentes, de formas variadas) se intercalam quanto á cobertura do fundo local.

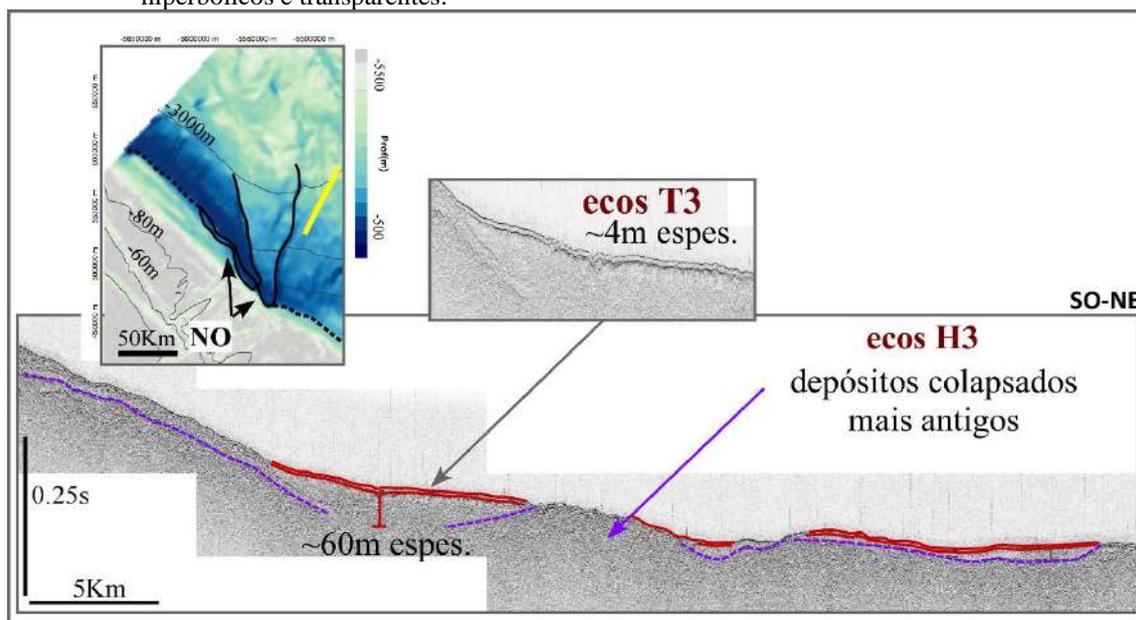
Fonte: A autora, 2020.

Figura 104 – Ecofácies predominantemente transparentes (interpretados como debris flows) identificadas na Escarpa NO e áreas adjacentes.



Fonte: A autora, 2020.

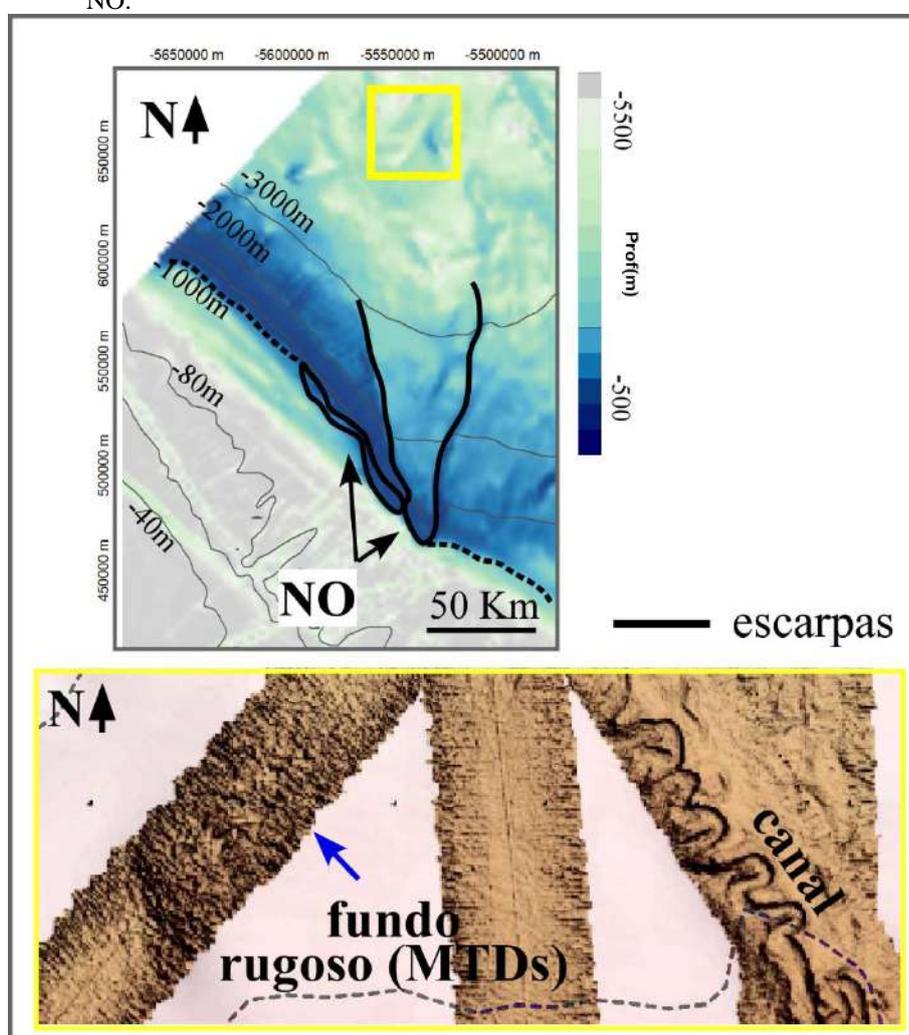
Figura 105 – Ocorrência de diferentes tipos de remobilização na região NO da margem, com intercalação de ecos hiperbólicos e transparentes.



Fonte: A autora, 2020.

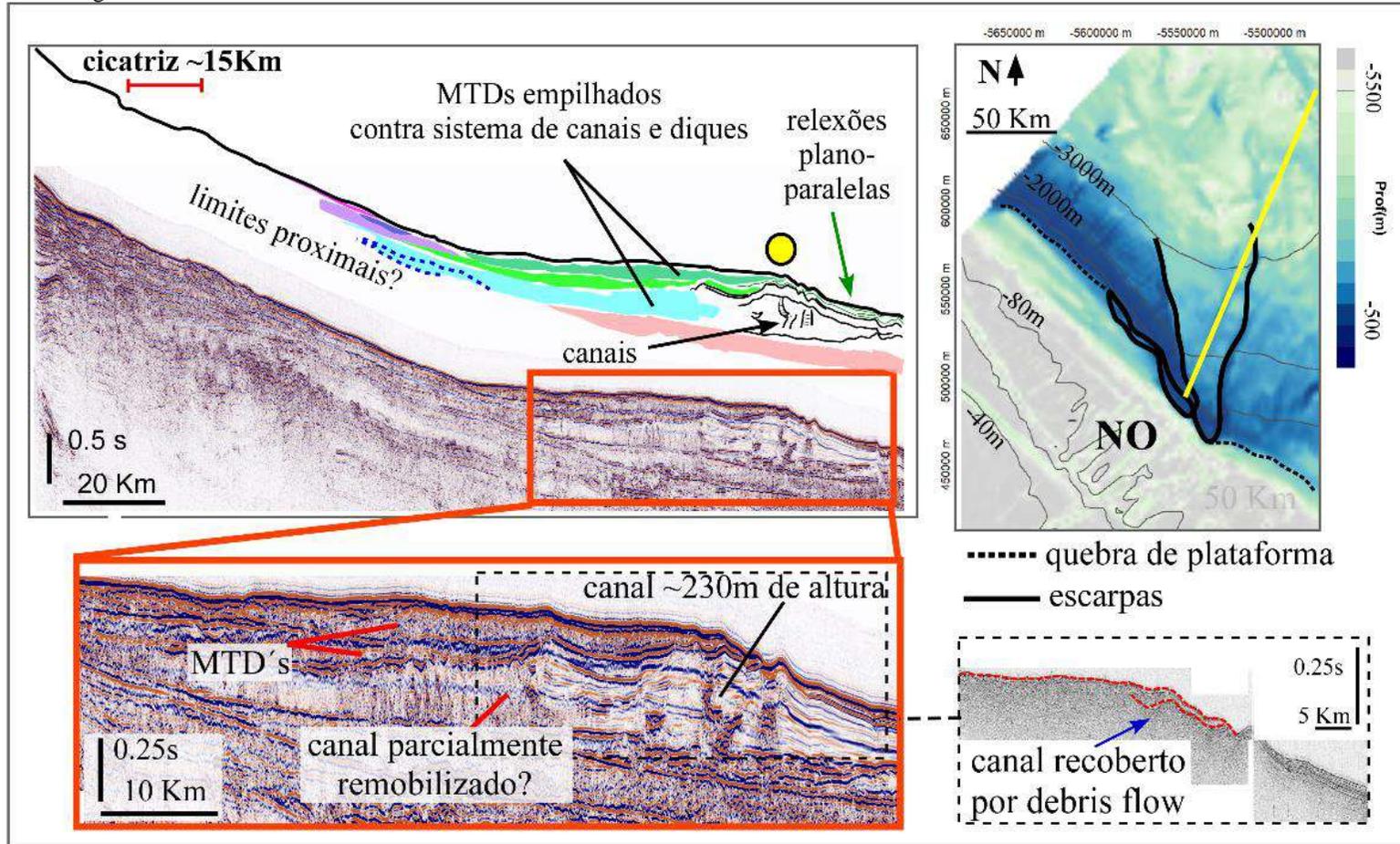
Talude abaixo, um padrão rugoso observado nos dados de batimetria multifeixe (Fig. 106) coincide com um alto preservado no fundo, e indica a presença de massas superficiais remobilizadas em profundidades de até 3600m. Os dados de alta-resolução e sísmicos demonstram que o alto se correlaciona com a morfologia remanescente de um sistema de canal e dique marginal em subsuperfície (Fig.107), onde uma série de MTDs se empilham verticalmente contra o sistema. Estes canais bem desenvolvidos, de até 230m de altura, teriam atuado como barreira ao deslocamento dos MTDs, já que a jusante dos mesmos, somente reflexões acústicas plano paralelas e uniformes são observadas (Fig.107).

Figura 106 – Batimetria multifeixe que ilustra a presença de fundo de textura rugosa na região NO da margem, provavelmente associado à cobertura por massas remobilizadas oriundas da Escarpa NO.



Fonte: A autora, 2020.

Figura 107 – Perfil sísmico que demonstra a presença de canais e diques marginais preservados em subsuperfície e recobertos por MTDs na porção NO e Central da margem.

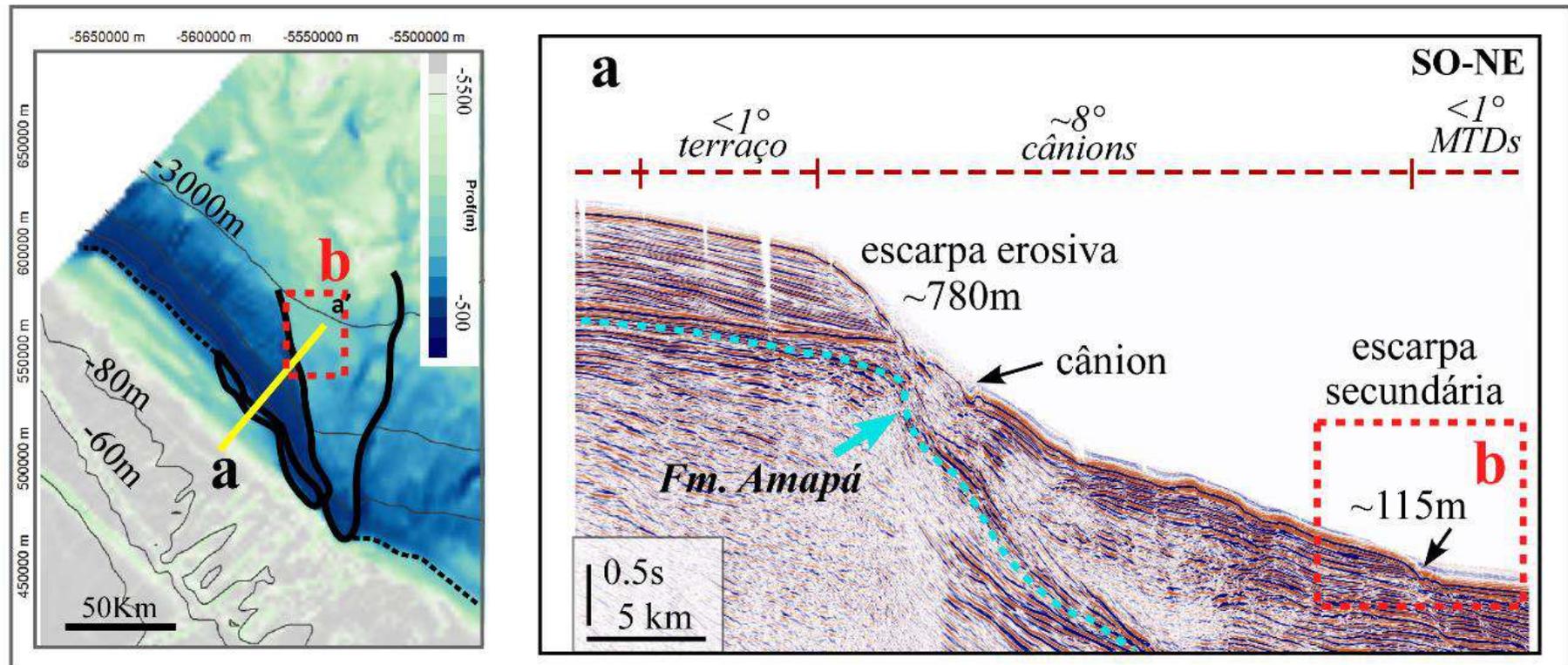


Fonte: A autora, 2020.

Adjacente à Escarpa NO, em direção ao norte da bacia, observa-se a ocorrência de um terraço sedimentar de baixa declividade (gradientes médios  $<1^\circ$ ), que se estende até ~500-600m de profundidade (Fig.108). Este terraço se desenvolve e segue a geometria de um proeminente refletor reconhecido por Cruz (2019) como o topo da plataforma carbonática (Formação Amapá) que se desenvolveu na bacia entre o Paleoceno e Mioceno médio (Wolff & Carozzi, 1984). Esta feição representa a quebra de plataforma na região NO, que se situa em lâminas d'água mais profundas, quando comparadas aos setores SE e Central.

A partir da borda deste terraço destacam-se uma série de indentações que definem escarpas sequenciais, caracterizadas por gradientes máximos de  $8^\circ$ , que se estendem por ~60 Km em direção ao limite da bacia com a Guiana Francesa. Infelizmente, não há perfis de alta resolução interceptando tais feições. No entanto, perfis sísmicos permitiram a visualização de escarpas compostas por refletores erodidos e expostos no fundo, de até 780m de altura (Fig.108). Em uma porção mais distal, entre 1930 e 2600m de profundidade, uma série de escarpas menores foram observadas (Fig.108), com alturas entre 65-115m. Pela posição, parecem ter sido esculpidas pelos fluxos gravitacionais oriundos da porção meridional da Escarpa NO. Não foram identificadas depósitos remobilizados de espessuras e/ou dimensões significativas na superfície ou subsuperfície a jusante das feições erosivas, o que parece indicar que tais depósitos sofreram completa evacuação, e provavelmente, coalesceram talude abaixo com os depósitos oriundos da porção meridional da Escarpa NO.

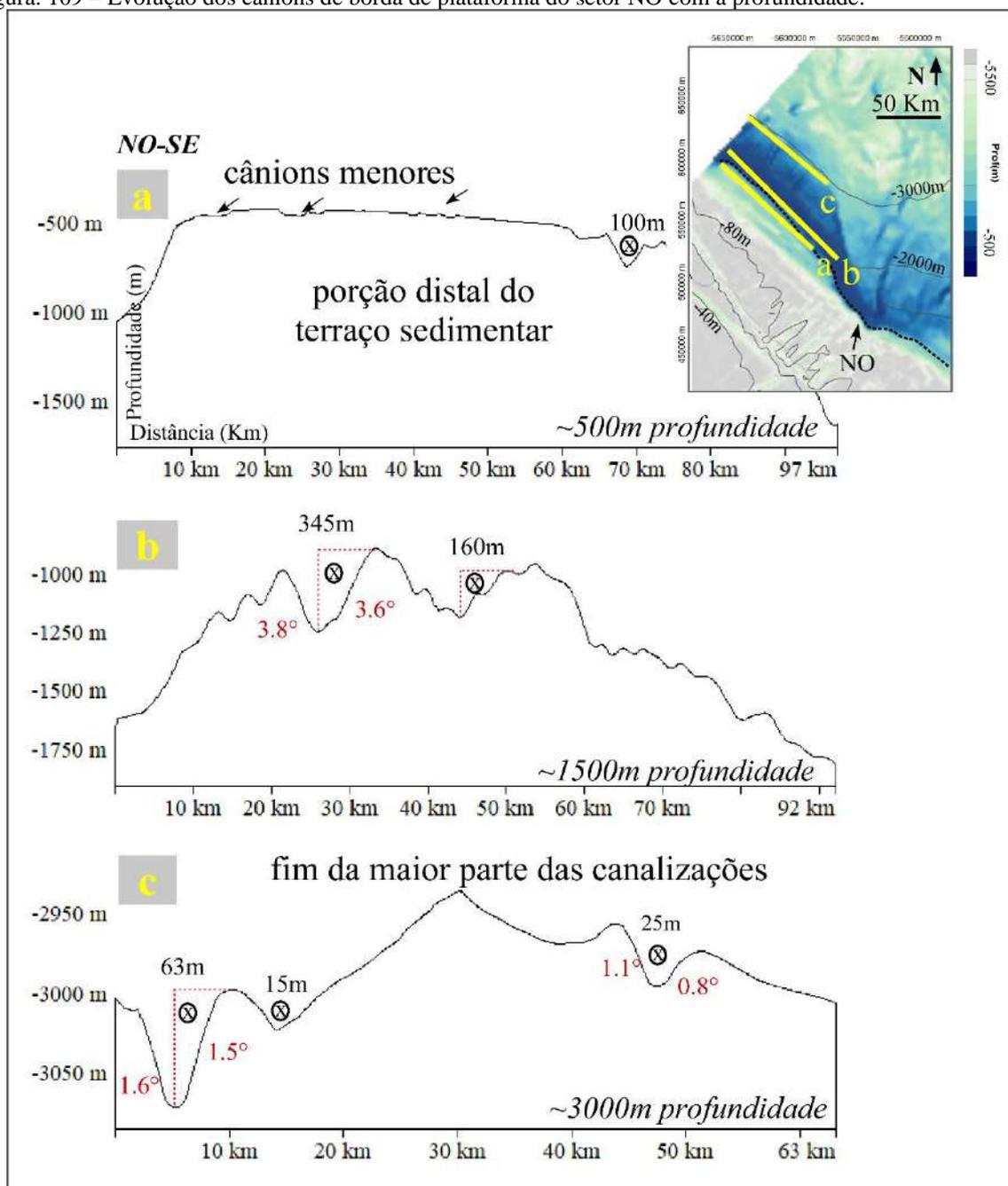
Figura 108 – Escarpa NO caracterizada por refletores truncados e expostos no fundo atual.



Nota: Escarpas secundárias, talude abaixo, provavelmente foram esculpidas pela ação dos fluxos gravitacionais ao longo do tempo geológico.  
 Fonte: A autora, 2020.

Na área contígua às escarpas erosivas, uma série de cânions se desenvolve (Fig.109), de modo muito similar aos observados no setor SE. Estes cânions apresentam trajetórias predominantemente retilíneas, com comprimentos entre 8 e 37 km e talvegues que alcançam máximas profundidades superiores a ~300m. Tais feições apresentam maiores dimensões e maior espaçamento entre si no segmento mais à NO, em direção ao limite norte da bacia. Os cânions se encerram como feição a ~3200m de profundidade, o que coincide com a quebra de gradiente do fundo, que se torna inferior a  $\sim 1^\circ$ . A evolução destes cânions pode ser visualizada em uma série de perfis extraídos em diferentes profundidades ao longo do talude NO (Fig.109). É possível observar ainda que em lâminas d'água inferiores a 1000m, os cânions apresentam majoritariamente perfis em V, enquanto em águas mais profundas, parece predominar o preenchimento agradacional, com perfis de talvegue em U (Fig.110). Para estes últimos, distintas fases de desenvolvimento de corte e preenchimento dos canais podem ser observadas nos perfis, através de discordâncias identificadas na porção mais rasa da coluna sedimentar. Por fim, inúmeros falhamentos parecem ocorrer nas áreas intercanais, o que pode ter contribuído para o desenvolvimento de paleo-instabilidades locais (Fig.110).

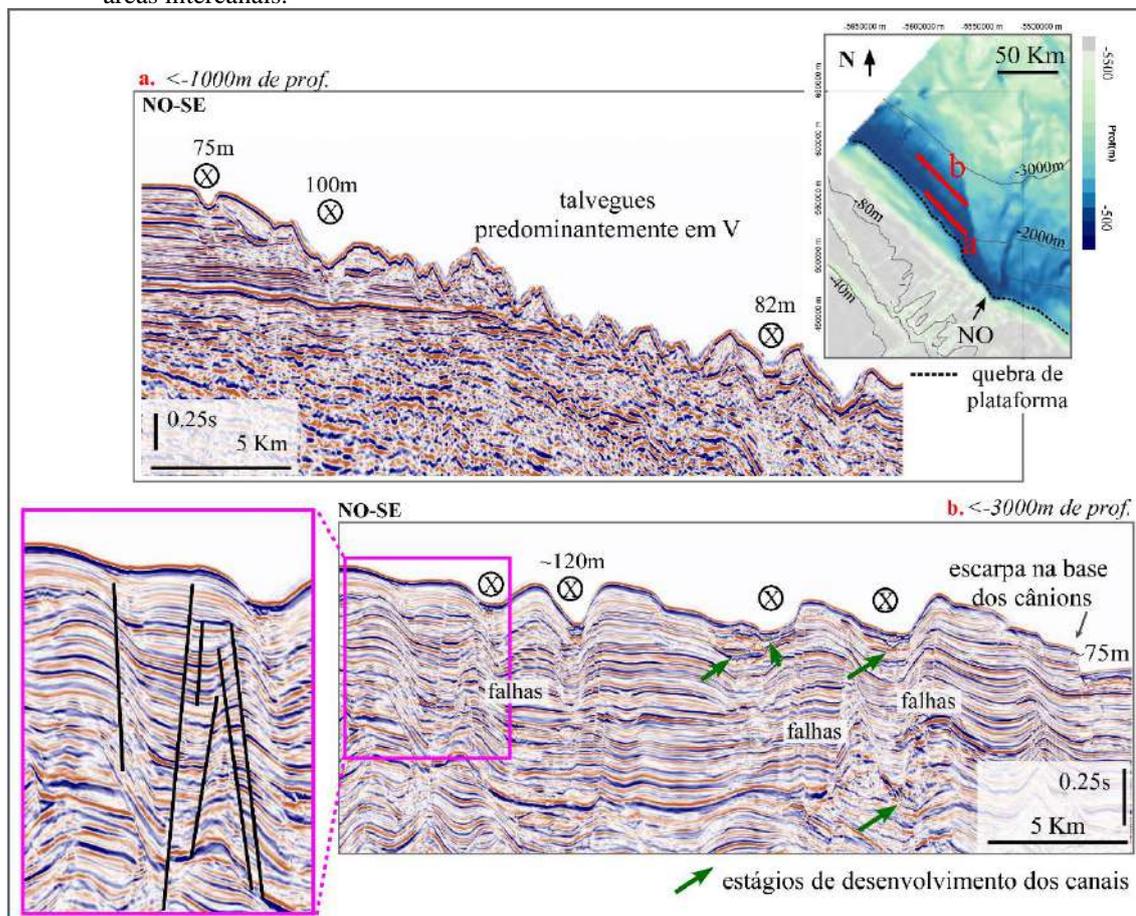
Figura. 109 – Evolução dos cânions de borda de plataforma do setor NO com a profundidade.



Legenda: Em **a**. Terraço sedimentar adjacente à Escarpa NO. Notar a diferença de gradiente de fundo entre esta feição (mais suave) e a área ocupada pelos cânions, no talude superior, com talwegues de centenas de metros de profundidade (**b**); **c**. os cânions se prolongam até pouco mais de 3000m de profundidade, onde a maioria das feições se encerra com a quebra de gradiente.

Fonte: A autora, 2020.

Figura 110 – Perfil sísmico que ilustra a região ocupada pelos cânions no setor NO da bacia, caracterizada por talvegues que gradam de perfis em V para perfis em U, com a profundidade; e por falhamentos nas áreas intercanais.



Fonte: A autora, 2020.

## 6 DISCUSSÃO

### 6.1 Origem das escarpas principais das zonas de remoção

Escarpas e zonas de remoção foram identificadas em escala regional, em todos os setores da bacia (NO, Central e SE), atestando a ocorrência de processos gravitacionais na margem, principalmente entre a quebra de plataforma e 3250m de profundidade – basicamente nos taludes superior e médio. Foram identificadas escarpas com expressão no fundo atual por toda a bacia; e escarpas estruturalmente induzidas observadas principalmente na região central da bacia, relacionadas ao escorregamento das unidades que compõem o Leque do Amazonas sobre superfícies de destacamento basais.

#### 6.1.1 Escarpas com expressão no fundo atual

As escarpas com expressão no fundo atual (Fig.111) apresentam a clássica morfologia semicircular, e, por vezes, se fusionam e originam feições mais amplas, como os anfiteatros vistos na região SE. A maioria das escarpas mostra atividade em tempo geológico relativamente recente – tanto pela presença de estratos expostos, nos perfis geofísicos; quanto pela ausência de significativa cobertura sedimentar – e foram observadas basicamente em profundidades de até 3000m (talude superior). São variáveis em formas e tamanhos, podendo apresentar ou não material colapsado na base (Fig.111A) e tendência à retrogradação (Fig.111B), localmente.

Nos taludes SE e NO foram encontradas as maiores cicatrizes de remoção, com áreas individuais de até 5630 km<sup>2</sup> e desníveis verticais entre 700 e 1000m distribuídos em áreas íngremes (~12° de declividade) da bacia. Uma característica comum a todas as escarpas que pontuam o fundo nos flanco do leque é que se situam na região próxima à quebra de plataforma, onde os respectivos MTDs teriam se originado; demonstrando até mesmo uma leve retrogradação sobre a plataforma externa. Em ambos os setores, estas escarpas de grande porte coincidem espacialmente com relevos negativos de algumas dezenas de metros associados a possíveis canalizações preservadas na plataforma - o que parece indicar que importantes fontes

sedimentares se estabeleceram nestas localidades em épocas pretéritas. Segundo Barreto et al. (1975) *apud* Palma (1979) os bancos e cavas preservados na isóbata de -80m da plataforma continental estariam relacionados a um sistema fluvial pleistocênico preservado, o que confirmaria a presença de paleo-aportes nesta localidade. Sendo assim, os MTDs associados foram considerados como *shelf attached MTDs* (*sensu* Moscardelli & Wood, 2008), por se “alimentarem” de dinâmicas sedimentares originárias na plataforma.

Escarpas também foram identificadas no setor central (~Leque do Amazonas), caracterizado por um fundo marinho mais suave (~1-3°), quando comparado aos flancos do leque. Constituem escarpas menores, tanto em áreas individuais (<1600km<sup>2</sup>) quanto em desníveis verticais observados (alturas máximas de 180m). Por se encontrarem desconectadas da plataforma e de qualquer fonte sedimentar aí presente, provavelmente se desenvolveram a partir de colapsos submarinos (canibalização) do próprio talude. Desta forma, os MTDs associados foram classificados como *detached MTDs* (*sensu* Moscardelli & Wood, 2008). Se distribuem entre 380-2700m de profundidade (~talude superior). Apenas uma escarpa exhibe zona de evacuação fossilizada, marcada pela ausência de remobilizações na superfície e já recoberta por sedimentação plano paralela e uniforme.

Adicionalmente, sulcos erosivos e canais/cânions foram frequentemente observados no interior das principais zonas de remoção. Constituem feições com centenas de desníveis em relação ao fundo adjacente, como recentemente confirmado por Lavagnino et al. (2020). Tais estruturas foram associadas a pequenos colapsos, provavelmente devido à instabilidade de suas margens. Juntamente com falhamentos normais pontuais - identificados em áreas intercanais e na borda de certas zonas de remoção - foram considerados como possíveis fontes de instabilidades secundárias.

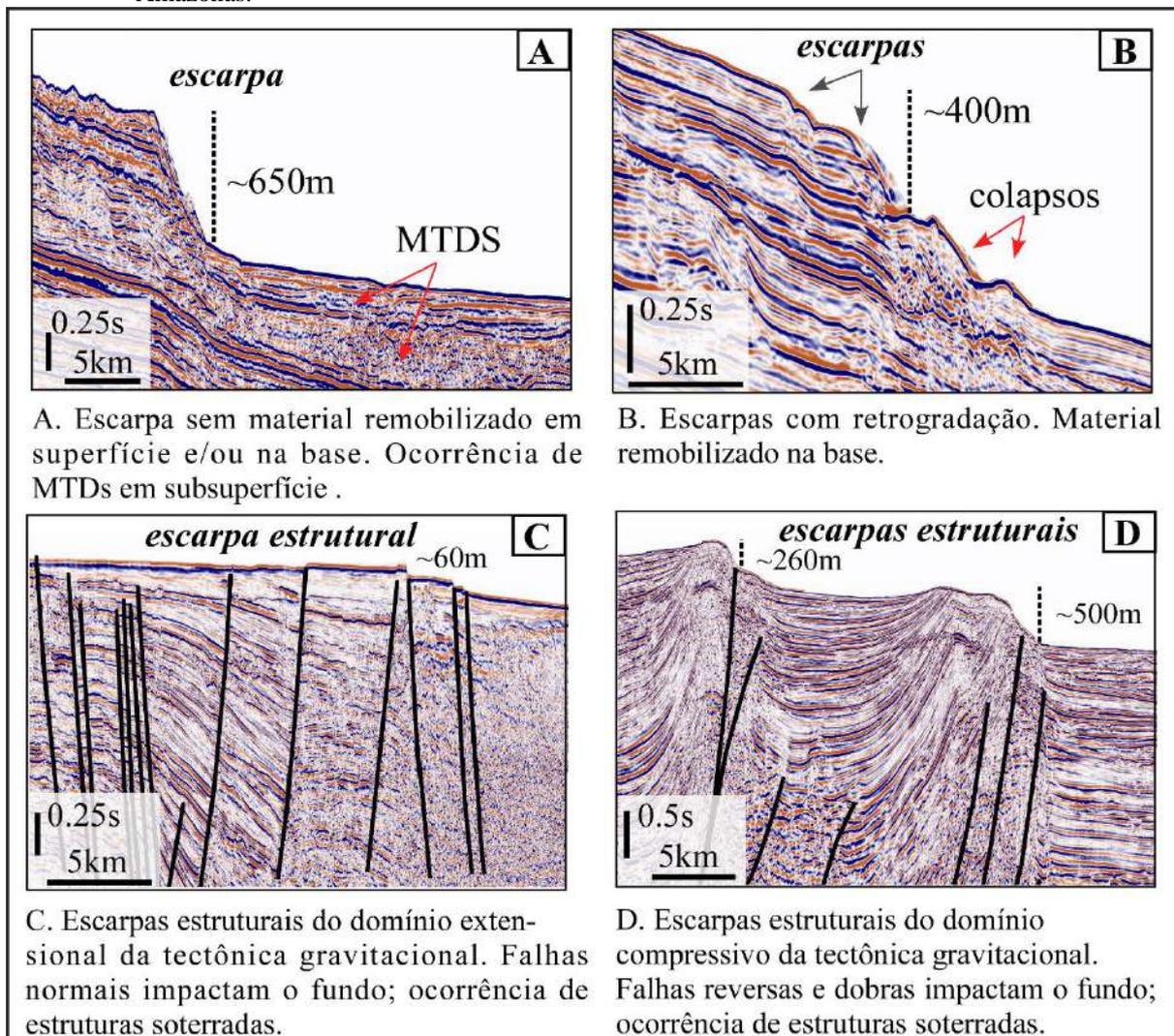
### 6.1.2 Escarpas estruturalmente induzidas

Foram identificadas principalmente no setor central da bacia, entre a quebra de plataforma e os 2020m de profundidade (Figs.111). Se relacionam tanto com as falhas normais lítricas (domínio extensional) quanto com o cinturão de falhas reversas e dobramentos (domínio compressivo) que compõem o regime de tectônica gravitacional que afeta o Leque do Amazonas (Fig.111C e D), descrito em uma série de estudos (Silva et al., 1999, 2009; Cobbold

et al., 2004; Reis et al., 2010, 2016; Perovano et al., 2011). Tal estilo de deformação é reportado para outros leques submarinos, como o delta do Níger (Damuth, 1994). Estas escarpas foram correlacionadas aos *detached* MTDs (*sensu* Moscardelli & Wood, 2008), gerados pela erosão de topografias distais – neste caso, os rejeitos verticais gerados pelos falhamentos associados – sem a influência de quaisquer drenagem ou aporte continental. As escarpas estruturalmente induzidas consideradas neste trabalho constituem as feições originadas pelas estruturas da tectônica gravitacional que se encontram expostas ou parcialmente recobertas – ou seja, estruturas que possuem expressão superficial e impactam o fundo marinho atual. Estas estruturas ocupam área de ~9.000 km<sup>2</sup> e originam escarpas que não evoluem para as clássicas formas semicirculares. Os desníveis reportadas para as escarpas estruturais são mais discretos para o domínio extensional (~entre 80-120m); enquanto desníveis mais espetaculares para o domínio compressivo (entre ~350-560m) foram observados. Em geral, tais escarpas, principalmente as do setor compressivo, se caracterizam por estratos expostos e erodidos no fundo marinho, com ausência de cobertura sedimentar ou mesmo cobertura pouco significativa (Fig.111D).

Por fim, escarpas não foram identificadas nas íngremes regiões dos extremos SE e NO da bacia, onde predominam os cânions de borda de plataforma.

Figura 111 – Tipos de escarpas identificadas nas principais zonas de remoção que compõem a Bacia da Foz do Amazonas.



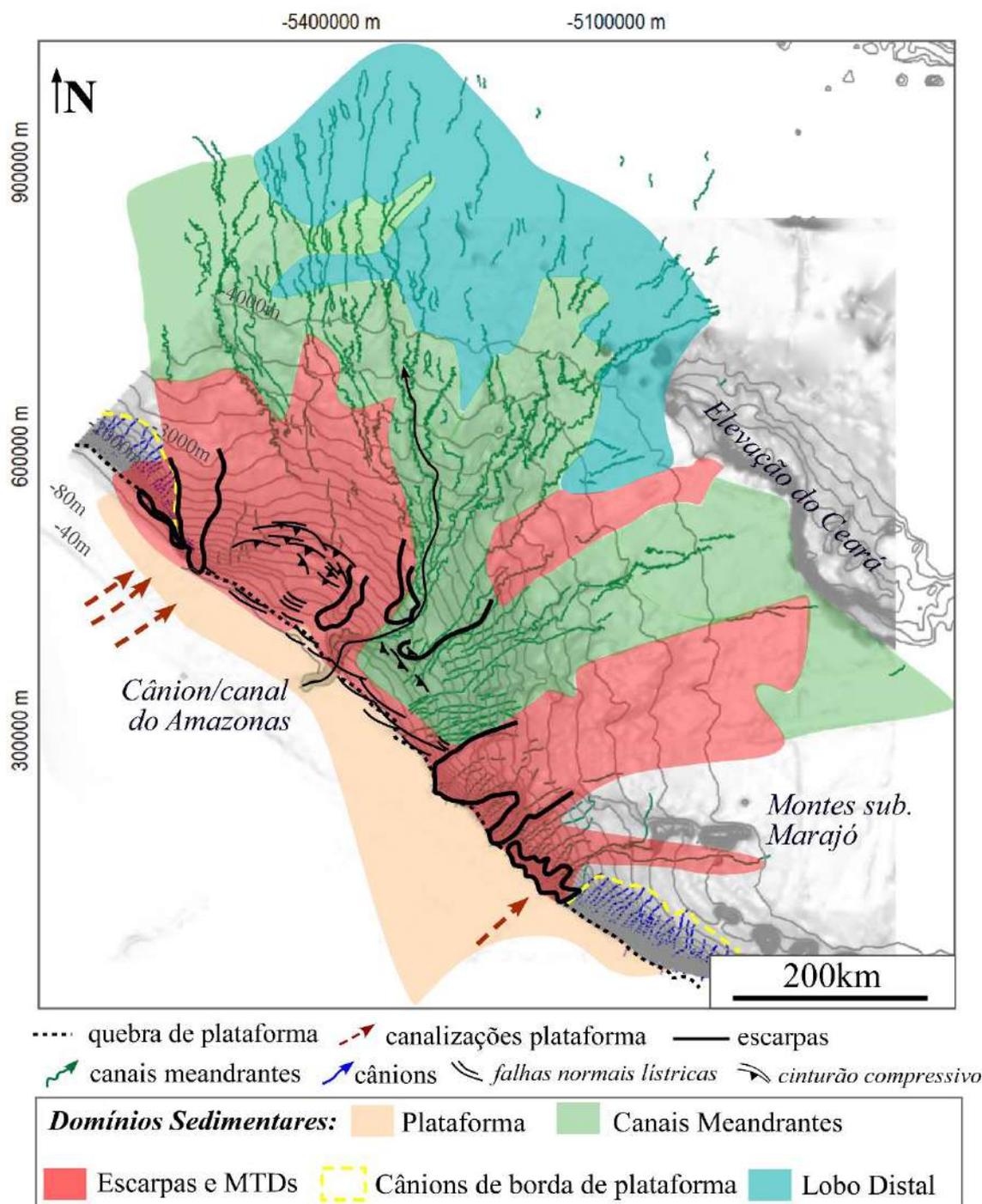
Fonte: A autora, 2020.

## 6.2 Principais domínios dos MTDs Rasos/Modernos e distintos estilos de remobilização na escala da Bacia da Foz do Amazonas

Neste trabalho, cinco ambientes principais de sedimentação (*Domínios sedimentares*) foram identificados, sendo eles: Domínio de Plataforma, de Escarpas e Depósitos de Transporte de Massa, de Cânions de Borda de Plataforma, de Canais Meandantes e de Debris Flows Distais (Fig.112). Foram classificados de acordo com as ecofácies predominantes, assim como pela identificação de elementos morfológicos diagnósticos de tais ambientes, como escarpas e depósitos associados, canais, cânions etc. Segue abaixo uma breve descrição destes domínios:

- a) **Domínio de plataforma:** ocupa uma área aproximada de ~65.120 km<sup>2</sup> nas plataformas média e externa. É representado pelas ecofácies **S1** e **S2**; que indicam sedimentos onde predomina a fração areia. O fundo pode ser plano, sutilmente erodido ou ainda dominado por ondas de sedimentos superficiais. Este domínio provavelmente representa as areias trapeadas na plataforma continental, oriundas do Rio Amazonas e tributários; assim como as areias relíquias reportadas para a plataforma externa local (Palma, 1979);
- b) **Domínio de Escarpas e Depósitos de Transporte de Massa:** associado a ocorrência de ecofácies típicas de processos de remobilização, como as ecofácies hiperbólicas (H's) e transparentes (T's). Incluem áreas onde foram encontradas escarpas preservadas no fundo marinho atual e depósitos de transporte de massa superficiais. Este domínio cobre uma área aproximada de 134.260 km<sup>2</sup>, sendo também associados a padrões de alta rugosidade de fundo e a ocorrência de blocos falhados e basculados;
- c) **Domínio de Canais Meandrantés:** representado pelas ecofácies com acamamento predominantemente preservado (**B1**, **B2** e **B3**) e que se referem a processos de sedimentação mais uniforme, responsáveis pelo desenvolvimento da feição turbidítica (Leque do Amazonas). Ocupa uma área total de ~174.360 km<sup>2</sup>, e canais meandrantés de dimensões variáveis dominam o fundo marinho associado;
- d) **Domínio de Cânions de Borda de Plataforma:** domínio onde predominam redes de cânions, encontrados nas porções mais íngremes SE e NO da bacia (gradientes de até 15°). Constituem feições majoritariamente retilíneas, com talvegues de até centenas de metros e ocupam área de 20.343km<sup>2</sup>. Não se prolongam bacia adentro, desaparecendo com a quebra de gradiente (gradientes <1°);
- e) **Domínio de Debris Flows Distais:** este domínio possui aproximadamente 72.461 km<sup>2</sup> em área e é composto basicamente pelas ecofácies **R**, representada por ecos difusos, que apontam alta razão areia/finos. Domínio que ocorre nos locais mais profundos e distais da bacia da Foz do Amazonas, representando o clássico lobo distal turbidítico, onde ocorre o espraiamento das areais, antes canalizadas. Intercala-se com debritos de localização restrita e pequenos canais isolados.

Figura 112 – Domínios sedimentares da bacia da Foz do Amazonas.



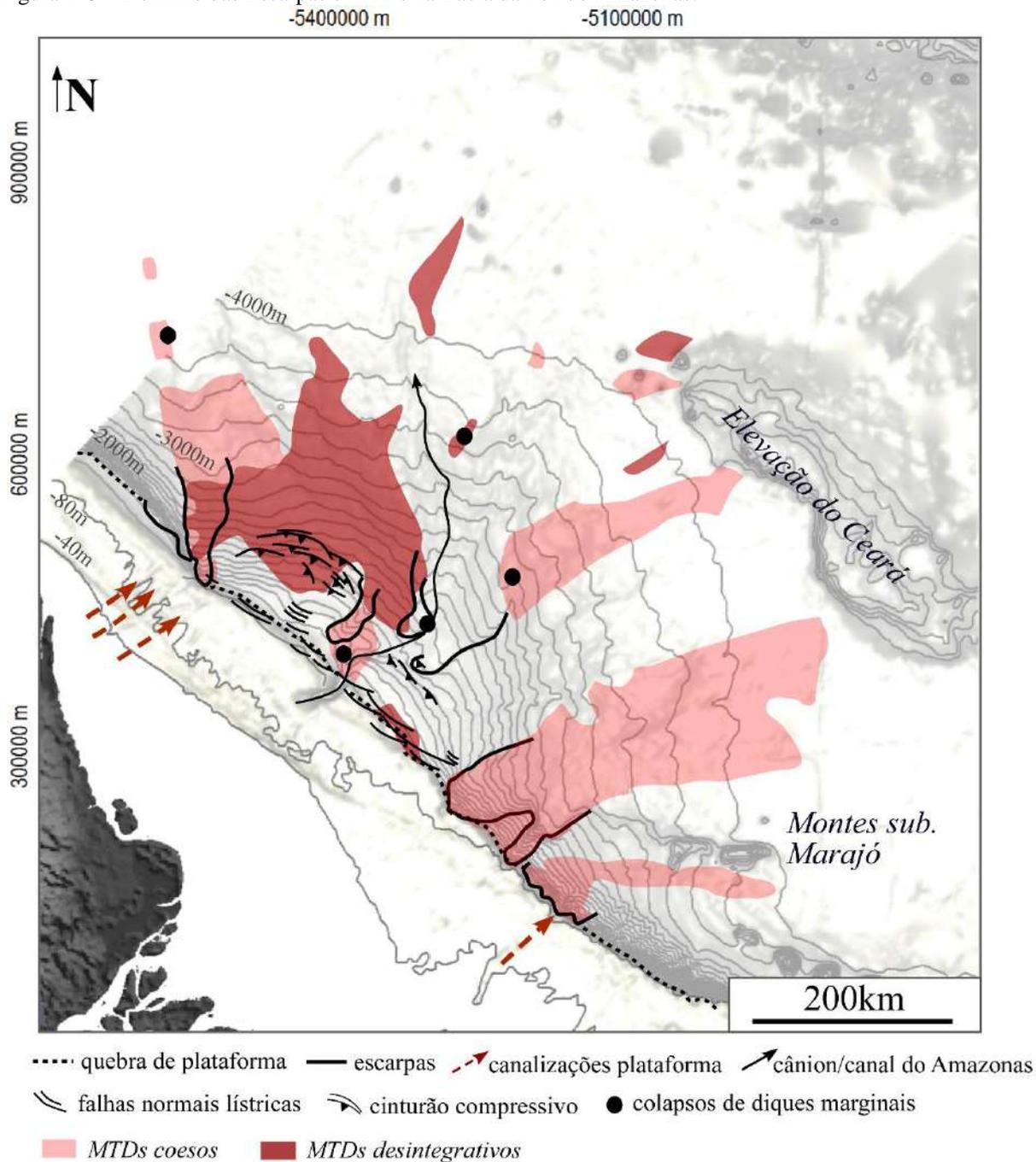
Nota: Limites propostos a partir do mapeamento de ecofácies e de perfis de batimetria multifeixe (padrão de fundo) do reconhecimento de elementos morfológicos típicos, como escarpas e canais.

Fonte: A autora, 2020.

Em relação aos depósitos de transporte de massa, diferenças quanto ao estilos de remobilização foram observadas, influenciando nos padrões dos depósitos resultantes. Os MTDs observados se dividem em dois grupos (Fig.113): MTDs coesos e desintegrativos. Estes

variam entre si em relação ao grau de deformação interna/coerência, como revelado pelo mapeamento de ecofácies.

Figura 113 – Domínio das Escarpas e MTDs na Bacia da Foz do Amazonas.



Nota: Domínio proposto com base no mapeamento de ecofácies e reconhecimento dos elementos morfológicos associados a processos de remobilização, reconhecidos adicionalmente nos dados de batimetria multifeixe e sísmicos. Ocorrências distais e mais restritas de ecofácies de remobilização se relacionam com deformações *in situ*, como colapsos de diques marginais.

Fonte: A autora, 2020.

Os *MTDs coesos* (Fig.113) são representados basicamente pelas ecofácies hiperbólicas (Tabela 2), o que indica um certo grau de coerência interna dos estratos deformados. Estes *MTDs* ocorrem nos taludes de SE e NO e foram identificados desde o interior da zona de remoção até profundidades superiores a 4000m (Fig.113), cujos gradientes são, em geral, inferiores a 3°. Máximos comprimentos (distância medida entre o limite superior da escarpa e o limite distal de fundo marinho perturbado) entre 170 e 285 km foram observados para os *MTDs coesos*, neste estudo.

Os *MTDs coesos* aparecem como um fundo de textura extremamente rugosa (Figs.55,79 e 106) ou como blocos distribuídos pelo fundo quando vistos em planta, nos dados de batimetria multifeixe (Fig.61) e padrão similar foi apresentado em diversos estudos (McAdoo et al., 2000; Minisini et al., 2006; Minisini et al., 2007; Micallef et al., 2007; Casalbore et al., 2016). A alternância entre depressões/altos vista na sísmica e nos dados de alta-resolução (Figs.59 e 61) foi reportada por Micallef et al. (2007) na descrição do Storegga Slide. Os autores correlacionam tal padrão com estratos superficialmente falhados, o que acaba por definir blocos individuais, com estratigrafia razoavelmente preservada. Este padrão em blocos também sugere o colapso de massas mais coesas, compostas por material com reologia mais resistente e maior grau de consolidação – talvez envolvendo a remobilização de material mais antigo, com alta resistência ao cisalhamento (McAdoo et al., 2000). As íngremes regiões de SE e NO constituem a fonte deste tipo de *MTD* (respectivamente, o Pará-Maranhão (PMMC) e Amapá Megaslide Complexes (AMC)), como apontado por Reis et al. (2016). Nestas áreas, blocos falhados localizados no talude superior se encontram afetados por falhamentos normais lítricos (Figs.9 e 12) que definem blocos de até 10Km de comprimento. Este arcabouço poderia favorecer a geração de transportes de massa mais coesos, como os observados nestes setores. Os depósitos coesos foram associados a processos como *slides* e *slumps*, que refletem um nível de fragmentação moderado talude abaixo.

*MTDs coesos* ocorrem ainda no Leque central, nos lados leste e oeste do sistema de cânion-canal do Amazonas. O caráter de alta rugosidade, com aparência de blocos no fundo observado na porção leste do Leque (Figs.78 e 79) é similar aos *MTDs* observados nas porções SE/NO, ainda que a origem deste *MTDs* seja correlacionada a deformação *in situ* de um dique marginal. Os *MTDs* originados das escarpas C2 e C3 (porção oeste do Leque) também apresentam estratos deformados razoavelmente coerentes (Fig.87), que se intercalam com *MTDs* mais fluidos. Apresentam menor estruturação e zonas de remoção mais homogêneas (como demonstrado nos dados de batimetria multifeixe, Fig.88) quando comparados aos

previamente descritos (taludes SE/NO). Provavelmente, se associam a um menor grau de preservação interna, resultando em massas mais homogêneas, envolvendo sedimentos mais novos e/ou menos consolidados (McAdoo et al., 2000). Isto seria de certa forma esperado para a porção central da bacia, onde altas taxas de sedimentação ocorreram no período Quaternário devido ao desenvolvimento do Leque do Amazonas (Damuth & Kumar, 1975; Damuth & Flood, 1984; Damuth et al., 1988). Como observado em outros leques submarinos lamosos, esta rápida acumulação de sedimentos finos - caracterizados por baixa permeabilidade relativa – geraria um acréscimo na pressão de poros, produzindo condições de subcompactação e definindo áreas propensas a colapsos (Hampton et al., 1996; Masson et al., 2006).

O segundo grupo compõem os *MTDs desintegrativos*, composto por fácies acústicas transparentes, cujos limites de topo e base se apresentam de forma mais regular (Table Ib). A assinatura sísmica transparente representa depósitos completamente deformados, que perderam toda a estruturação interna. Trechos de acamamento preservado representariam blocos carregados pela matriz fina. Nos dados de batimetria multifeixe, se associam a zonas de remoção mais homogêneas. Os *MTDs desintegrativos* são associados basicamente às escarpas estruturais do talude central. Ocorrem como depósitos localizados, de até 17m de espessura, na região próxima à quebra de plataforma/talude superior, nas áreas contíguas a ocorrência de falhas normais lítricas (Figs.90 e 91); e, em menor grau, nas zonas entre as estruturas da tectônica gravitacional, constituindo *MTDs* de distribuição limitada (Fig.93). No entanto, aparecem de forma verdadeiramente significativa na área a jusante do cinturão compressivo do setor NO central, associados às escarpas formadas pelas estruturas anticlinais superiores a 500m de altura. Nesta região, os *MTDs desintegrativos* se estendem em direção a bacia e atingem alcances (comprimentos máximos) de ~170 km (Fig.112), em gradientes  $<1^\circ$ . Estas características apontam para *MTDs* menos coesos (*sensu* McAdoo et al., 2000) e indicam o envolvimento de massas provavelmente mais recentes e/ou menos consolidadas (quando comparadas aos *MTDs* coesos), como reportados para outras bacias (McAdoo et al., 2000; Minisini et al., 2006; Minisini et al., 2007; Casalbore et al., 2016). Foram associados a processos do tipo fluxos de detritos, como *debris flows*. O significativo alcance de até 170Km bacia adentro pode ter sido influenciado pelo processo de hidroplanagem das argilas - que tende a ocorrer principalmente em fluxos menos coesos, como mostrou-se o leque do Amazonas. Neste processo, uma camada de fluido (água) é trapeada abaixo da parte frontal de fluxos de deslizamento, atuando como lubrificante e reduzindo o atrito basal, permitindo que os

sedimentos sejam transportados por longas distâncias, apesar dos baixos gradientes (Mohrig et al., 1998).

A interpretação dos MTDs realizada neste trabalho está em acordo com Maslin (2009) e referências que classifica o Leque do Amazonas como um ambiente de MTDs do tipo *slides-slumps* e *debris flows*. De acordo com o autor, o suave talude atravessado ( $< 1^\circ$ ) seria consistente com a presença de *slides-slumps*. No entanto, a presença de clastos lamosos e blocos, amostrados na campanha Leg 155 ODP, parece indicar também a ocorrência de fluxos mais fluidos, como *debris flows*.

A história evolutiva sedimentar da bacia parece de acordo com o modelo proposto neste projeto, onde os sedimentos a SE seriam mais antigos e, possivelmente, mais coesos. O afogamento da plataforma carbonática (Fm. Amapá) teria ocorrido primeiramente no setor SE-Central há ~8Ma, e posteriormente no setor NO-Central, onde teria se dado a partir dos ~5.5 Ma (Cruz et al., 2009). Além disso, pressões de poro anormalmente altas teriam se desenvolvido primeiramente na região SE e posteriormente na região NO, evidenciado pelas idades propostas para os depósitos de base dos megadeslizamentos datados em ambos os setores: Plioceno Inferior - Pará-Maranhão Megaslide Complex (PMMC) e Pleistoceno Médio - Amapá Megaslide Complex (AMC), respectivamente (Reis et al., 2016). Por fim, o desenvolvimento do Leque do Amazonas a partir do Mioceno Superior evidencia a existência de sedimentos mais recentes e provavelmente menos consolidados (condição típica de muitos leques submarinos formados por sedimentos finos em diversas margens do mundo) na região central da bacia.

Sobre a relação gradiente x deslizamentos/instabilidades, McAdoo et al. (1997) propôs que os maiores gradientes tendem a originar deslizamentos profundamente enraizados na coluna sedimentar (*deep seated*), gerando progressivamente taludes mais íngremes, ao longo do tempo. Além disso, após os eventos de remobilização, estratos reologicamente mais resistentes (e, provavelmente, mais antigos) são expostos, o que tenderá a ocasionar remobilizações cada vez mais esporádicas, resultando em MTDs mais espessos. MTDs de maiores alcances seriam esperados dos taludes mais íngremes, de acordo com as leis da física (Scheidegger, 1973). Ao contrário, escarpas com menores gradientes cortariam de forma menos profunda a coluna estratigráfica, resultando em taludes cada vez menos íngremes. Após os eventos de remobilização, sedimentos reologicamente menos resistentes (e, possivelmente, mais recentes) seriam expostos, gerando remobilizações mais frequentes, que, por sua vez, gerariam MTDs menos espessos (McAdoo et al., 1997).

Ainda que os depósitos relacionados aos MTDs (tanto coesos quanto desintegrativos) ocupem áreas de gradientes  $<1^\circ$ , a declividade das áreas-fonte - pelas associações traçadas acima - poderia influenciar no estilo de remobilização observado nos depósitos colapsados da margem, juntamente com a idade/reologia dos estratos remobilizados.

De uma forma geral, considerando-se os diferentes tipos de remobilizações superficiais encontrados na bacia, pode-se dizer que, apesar dos alcances de centenas de quilômetros observados, os MTDs modernos se mostram mais discretos quando comparados aos maiores MTDs reportados em margens continentais ao redor do mundo, como o Sahara Debris Flow (700km), Storegga Slide (810 km) e Agulhas Debris Flow - NW Africa (1500km); este último, o maior dos movimentos de massa reportado para o ambiente subaquático (Masson et al., 1993).

### **6.3 MTDs rasos vistos na escala sísmica versus MTDs modernos distribuídos no fundo marinho atual (identificados neste estudo)**

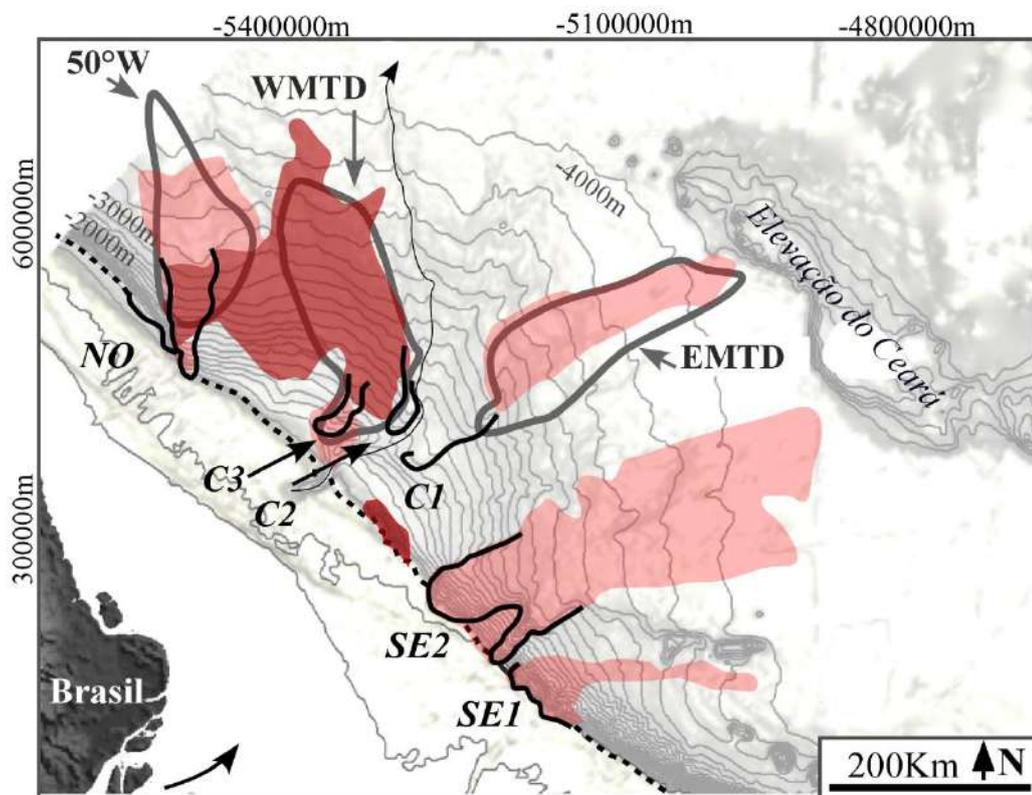
Foi realizada a comparação entre a distribuição espacial dos MTDs expostos no fundo atual (mapeados neste trabalho) e os MTDs observados em trabalhos previamente publicados, que englobam i. Os MTDs quaternários localizados próximos a superfície identificados nos perfis de alta resolução por Damuth & Embley (1981) e Manley and Flood (1988); e ii. Os imensos complexos de MTDs localizados em subsuperfície e considerados, na escala sísmica, como unidades soterradas (Araújo et al., 2009; Silva et al., 2010; Reis et al., 2016; Silva et al., 2016).

No talude central, o MTD identificado a nordeste da Escarpa C1 coincide geograficamente com o *Eastern Debris Flow* identificado por Damuth & Embley, (1981) (Fig. 114). Nossa análise confirma a preposição dos autores - que nenhuma escarpa no talude superior parece se associar a esta remobilização. Ao contrário, um colapso pontual de um dique marginal parece ser a área fonte deste MTD, como citado por Maslin, (2009). A zona fossilizada de *EF C1* coincide com a capa holocênica que recobre a unidade soterrada BMTD (Fig. 114) reportada por Maslin et al. (1998) e Maslin et al. (2005).

O *Western MTD* (WMTD), interpretado como uma delgada unidade transparente variando entre 50-10m de espessura por Damuth & Embley, (1981) é razoavelmente coincidente com os debris flows associados às escarpas estruturais formadas pelas estruturas

compressivas, que se estende para NO juntamente com os depósitos de *slide-slump* oriundos da escarpa C2 e C3 (Fig. 114). Adicionalmente, o extenso MTD que teria se originado a partir da Escarpa NO coincide razoavelmente com o 50°W MTD (Fig. 114) descrito por Damuth & Embley, (1981). Para o talude SE, apenas MTDs em subsuperfície haviam sido mapeados (Araújo et al., 2009; Silva et al., 2010; Reis et al., 2016). No entanto, nossos resultados mostram a ocorrência extensa de massas colapsadas de caráter coeso recobrendo o fundo marinho do setor SE, alcançando lâminas d'água de >4000m (Fig. 114).

Figura 114 – Principais MTDs expostos na superfície (mapeados neste trabalho) comparados aos MTDs rasos mapeados em trabalhos prévios para a Bacia da Foz do Amazonas.



MTDs expostos (mapeados neste trabalho)

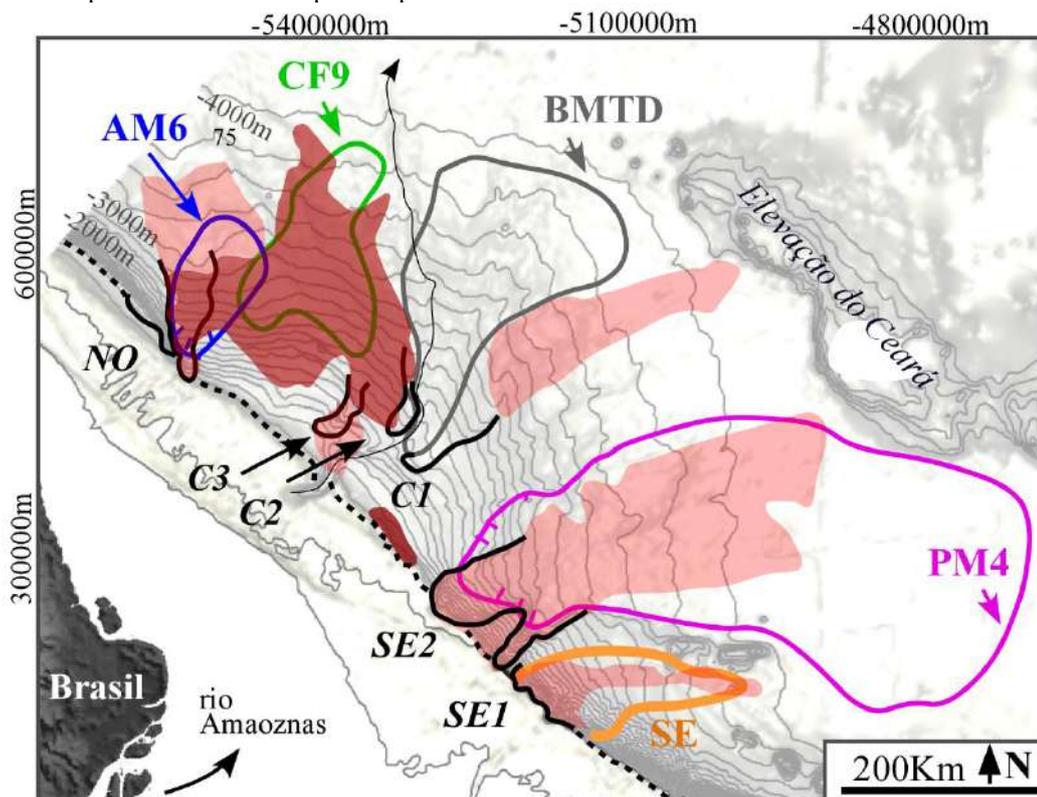
- MTDs coesos
- MTDs desintegrativos
- MTDs próximos a superfície (EMTD, WMTD, 50°W)
- quebra de plataforma
- escarpas modernas
- cânion/canal do Amazonas

Legenda: EMTD, WMTD e 50°W constituem MTDs mapeados por Damuth & Embley (1981) e Manley and Flood (1988); considerados pelos autores como ocorrências rasas (*near surface MTDs*).

Fonte: A autora, 2020.

Para os MTDs soterrados (Araújo et al., 2009; Silva et al., 2010; Reis et al., 2016) mapeados nas regiões noroeste (AM6), central (CF9) e sudeste (PM4), o padrão parece se repetir, e as áreas de ocorrência coincidem de maneira bastante semelhante aos MTDs modernos que recobrem o fundo atual, reconhecidos neste estudo (Fig. 115).

Figura 115 – Principais MTDs expostos na superfície (mapeados neste trabalho) comparados aos MTDs soterrados mapeados em trabalhos prévios para a Bacia da Foz do Amazonas.



MTDs modernos (mapeados neste trabalho)

- MTDs coesos
- MTDs desintegrativos
- MTDs soterrados (AM6,CF9,BMTD,PM4)
- quebra de plataforma
- escarpas modernas
- cânion/canal do Amazonas

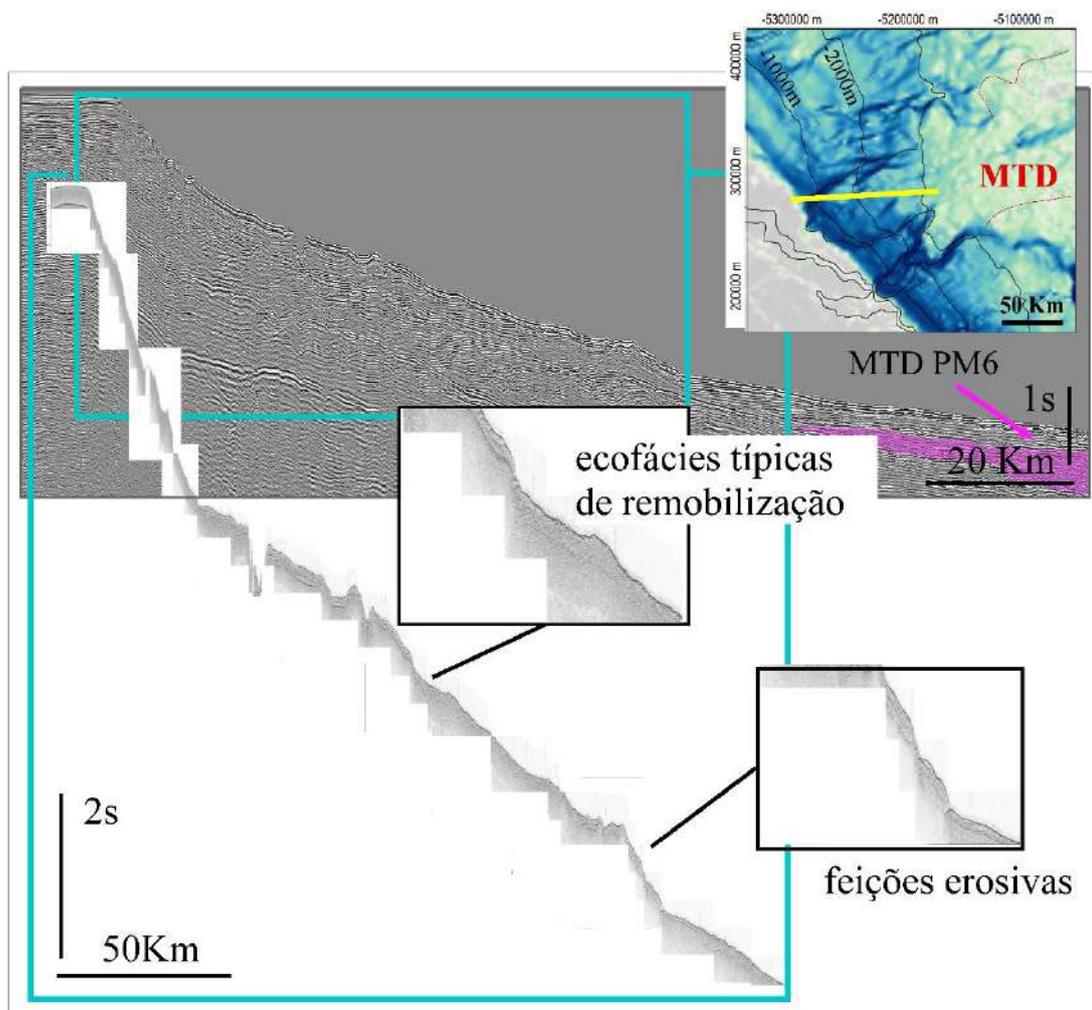
Legenda: AM6, CF9 e PM4 constituem MTDs mapeados por Araújo et al. (2009); Silva et al. (2010); Reis et al. (2016), considerados pelos autores como ocorrências soterradas na escala sísmica.

Fonte: A autora, 2020.

O fato que MTDs em subsuperfície e os MTDs modernos possuem praticamente a mesma distribuição geográfica indica a persistência e recorrência das instabilidades submarinas nestas localidades, ao longo do tempo geológico. Este estudo demonstra, adicionalmente, uma tendência de retrogradação das feições erosivas em ambos os setores, já que os MTDs

superficiais se distribuem desde profundidades mais rasas (Fig.116), quando comparados aos MTDs soterrados; e recobrem suas paleoescarpas, mapeadas nos trabalhos anteriores citados.

Figura 116 – Comparação quanto à distribuição dos MTDs superficiais e soterrados, demonstrando tendência a retrogradação das feições erosivas.



Legenda: Comparação quanto à distribuição dos MTDs para a região dos Anfiteatros de SE: em rosa, na sísmica, o soterrado MTD Pará-Maranhão 4 (mapeado por Araújo et al. 2009; Silva et al. 2010; Reis et al. 2016), que representa a unidade mais superficial do Pará-Maranhão Megaslide Complex (PMMC); no perfil de 3.5 kHz, ocorrências superficiais de massas remobilizadas. Notar como os colapsos atuais se distribuem a partir de porções mais proximais e rasas na bacia em relação aos MTDs de subsuperfície, indicando retrogradação das instabilidades.

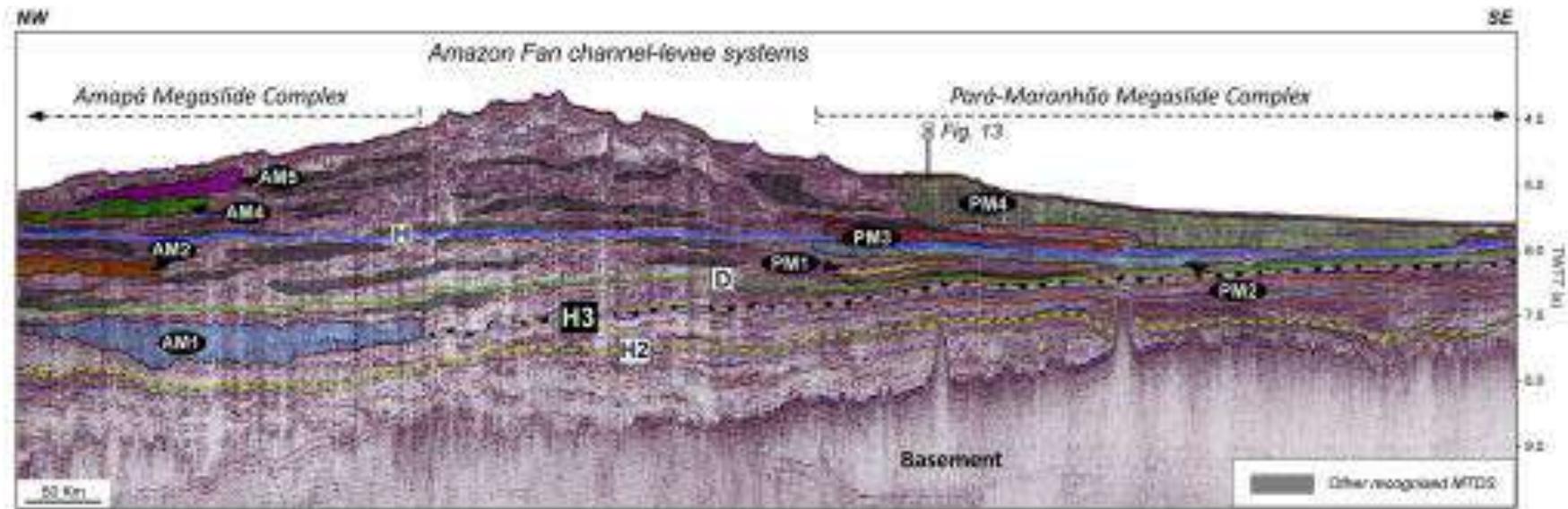
Fonte: A autora, 2020.

Albuquerque, (2009); Araújo et al. (2009) e Cruz (2019) propuseram que, no período Mioceno Superior – Recente, a partir da implementação do Leque do Amazonas na bacia, a ocorrência de MTDs mais extensos e frequentes estaria relacionado à carga sedimentar diferencial experimentada por esta porção da margem. Em uma escala sísmica (Reis et al., 2016) (Fig. 117), os MTDs no setor central ocorreriam como corpos menos espessos e mais

frequentes, interdigitando-se com sistemas de canais e diques marginais; enquanto nas regiões SE e NO, os MTDs seriam representados por massas colapsadas mais espessas, com canais e diques marginais restritos à porção NO superior (canais mais antigos provavelmente teriam sofrido remobilização). O que propomos no presente estudo é que as altas taxas de sedimentação na porção central do Leque teriam causado eventos de instabilidade mais frequentes nos sedimentos menos consolidados e instáveis destas localidades. Desta forma, episódios de remobilização de alta frequência relativa teriam ocorrido, envolvendo menores volumes de sedimentos por vez, o que resultaria em corpos sedimentares mais discretos na coluna estratigráfica. Ao contrário, nos taludes de SE e NO, menores taxas de sedimentação – em relação ao setor central – teriam resultado em processos de remobilização de menor frequência ou mais episódicos, envolvendo maiores volumes sedimentares por ocorrência e gerando MTDs mais espessos. Estes seriam compostos de sedimentos mais antigos, mais consolidados e teriam dado origem a MTDs de natureza mais coesa.

O potencial para colapsos modernos, episódicos e mais catastróficos no período recente é menor, provavelmente, no setor central, caracterizado por gradientes mais suaves e escarpas erosivas menores; enquanto nos talude SE/NO, escarpas mais impressionantes refletiriam áreas mais suscetíveis a amplos processos de remobilização. Este cenário parece de acordo com a tendência observada para antigos MTDs, como descrito acima.

Figura 117 – Perfil sísmico de orientação strike que ilustra a distribuição espacial dos MTDs em subsuperfície, na coluna estratigráfica da bacia da Foz do Amazonas, com destaque para as diferenças entre os setores SE e NO versus setor central.



Legenda: H3 é considerado a base do Leque do Amazonas. De Reis et al. (2016).  
 Fonte: A autora, 2020.

#### 6.4 Fatores pré-condicionantes e mecanismos disparadores atuando nos diferentes domínios de talude

Uma revisão acerca dos principais fatores pré-condicionantes e possíveis mecanismos disparadores que poderiam atuar favorecendo os processos gravitacionais na bacia são descritos abaixo, de acordo com os distintos setores do talude:

Altas/moderadas taxas de sedimentação na bacia: Para a região do Leque do Amazonas, altas taxas de sedimentação (1-50m/kyr) foram estimadas, principalmente para os períodos glaciais (Damuth & Kumar, 1975; Milliman et al., 1975; Damuth & Flood, 1984; Damuth et al., 1988). Este regime provavelmente teria originado altas poropressões nos sedimentos finos inconsolidados, condições comumente encontradas em leques turbidíticos (Hampton et al., 1996; Masson et al., 2006). O próprio Rio Amazonas teria experimentado vários ciclos caracterizados por picos de sedimentação, como a forte orogenia andina estimada para o período entre 13.5 – 13 Ma (Thompson et al., 1995), onde os *near-surface MTDs* (Maslin et al., 2000) teriam se depositado. Tais picos de descarga sedimentar, a semelhança de pulsos, seriam responsáveis por gerar a migração e amplo desenvolvimento dos depocentros na região. Nota-se que as escarpas atuais C1, C2 e C3 coincidem com os depocentros atribuídos a bacia (Oliveira, 2005; Oliveira et al., 2005; Perovano et al., 2009; Cruz et al., 2019). Além disso, a maior parte da deformação observada no Leque do Amazonas (com a reativação de estruturas) teria ocorrido quando as taxas de sedimentação aumentaram drasticamente, nos últimos 2Ma (Cruz et al., 2019) - o que pode ter contribuído para uma erosão mais significativa das estruturas da tectônica gravitacional.

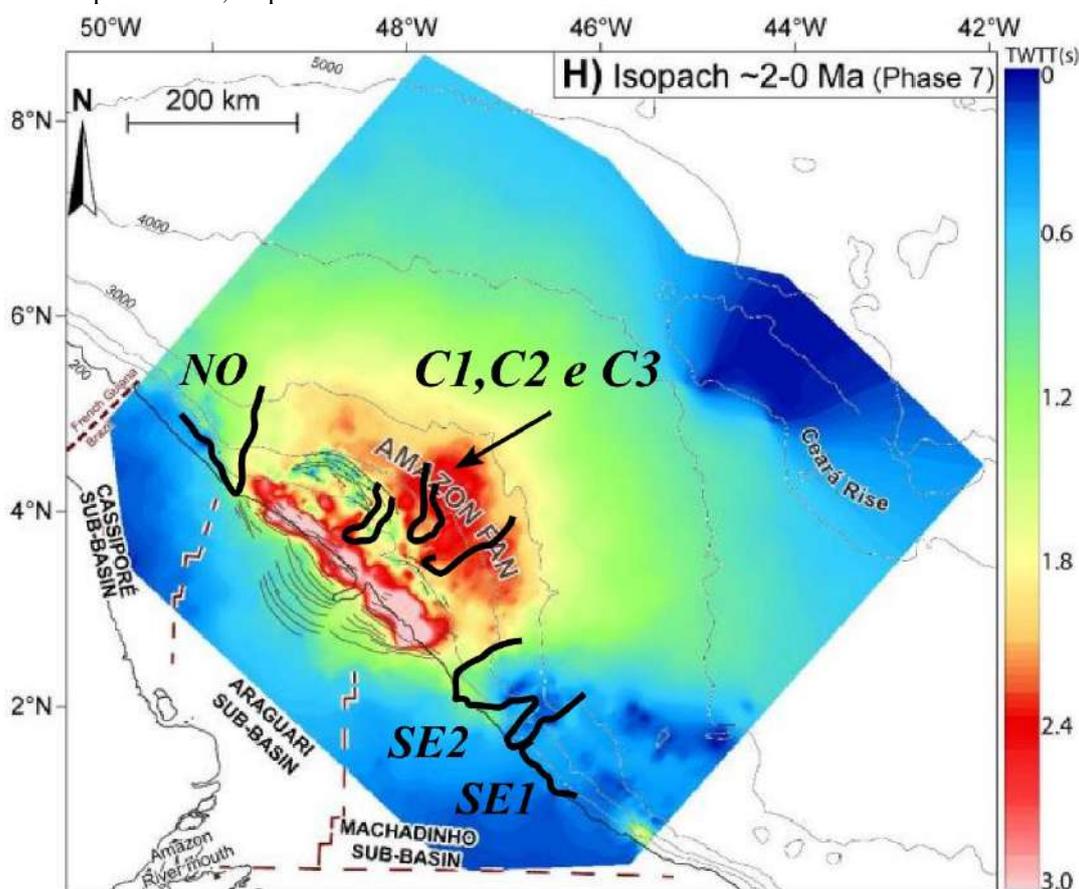
Já os setores SE e NO demonstraram ter uma possível e significativa influência de paleo- aportes sedimentares. Taxas de sedimentação consideráveis provavelmente estiveram envolvidas no desenvolvimento das amplas feições erosivas encontradas nestes setores, caracterizados por gradientes relativamente íngremes (de até 12°). Para ambos os setores, canalizações preservadas na plataforma (entre 60 -100m de profundidade) coincidem com as impressionantes escarpas SE1 e NO, ambas conectadas a borda de plataforma, indicando que estas escarpas provavelmente foram alimentadas por aportes continentais no passado geológico. Palma (1979), Milliman (1982) e Maslin (2009) propuseram que a costa do Amazonas evoluiu de um delta de plataforma para um delta de borda de plataforma durante um rebaixamento global do nível do mar. De acordo com Milliman (1982) e Maslin (2009), um decréscimo de -

50m no nível de mar local já seria capaz de induzir o entrincheiramento dos rios Amazonas e Tocantins na plataforma, promovendo o fornecimento direto para o talude superior. De fato, o paleovale do rio Tocantins preservado na plataforma (primeiramente observado por Palma, 1979) é diretamente conectado a escarpa SE1 e aos MTDs observados talude abaixo (Fig.55). Além disso, a presença de uma rede de cânions de borda de plataforma nos setores SE e NO, vistos também por Palma (1979) e Lavagnino et al. (2020) demonstram que o talude superior recebeu aportes significativos de sedimentos, mesmo fora dos limites do leque. Sendo assim, tanto para o setor central quanto para os setores SE/NO, parece haver um importante controle da sedimentação no desenvolvimento das feições de instabilidades mais recentes. Os gradientes suaves - observados principalmente no setor central - não atuam como fator limitante no desenvolvimento das instabilidades, já que movimentos de talude podem ocorrer mesmo em gradientes inferiores a 1° (Booth et al., 1993; Huhnerbach et al., 2004); especialmente quando outros fatores pré-condicionantes estão envolvidos.

Desenvolvimento de poropressões anômalas na bacia: Na região central da bacia, altas poropressões provavelmente se desenvolveram devido as altas taxas de sedimentação. Tais regimes, marcados por apostes significativos, tendem a não permitir uma correta compactação dos estratos e consequente expulsão de fluidos, principalmente quando ocorrem em sedimentos finos e impermeáveis – gerando unidades superpressurizadas. Este cenário é comumente encontrado em leques submarinos nas margens mundiais (Hampton et al., 1996; Masson et al., 2006) e representam importante fator pré-condicionante de instabilidades submarinas. Na região central da bacia, a unidade superpressurizada mais superficial (Superfície de Destacamento Superior, Perovano et al., 2009) induz o regime de tectônica gravitacional que engloba a sucessão estratigráfica do leque. Neste âmbito, a frente compressiva NO (assim como o domínio extensional, em menores proporções) foi correlacionada neste estudo a MTDs desintegrativos com alcances de quase 200 Km bacia adentro, atestando a ocorrência de MTDs estruturalmente induzidos no fundo atual. No entanto, para a bacia foram mapeadas outras duas superfícies de destacamento, de 100 e 65 Ma (Silva et al., 1999; Cobbold et al., 2004; Perovano et al., 2009), cujas idades antecedem a implementação do leque na margem – e a deformação associada estaria relacionada a outras causas, não contempladas neste documento. Já nos setores SE e NO, a mesma superfície basal de destacamento (~unidade superpressurizada mais recente - Superfície de Destacamento Superior, Perovano et al., 2009) que induz a tectônica gravitacional na porção central da bacia (Leque do Amazonas) provavelmente se estende até os taludes SE e NO (Silva et al., 2016; Reis et al., 2016) onde constitui um nível de destacamento

para o desprendimento e deformação de blocos no talude superior destes setores e que constituem as áreas-fonte dos complexos de megadeslizamentos Amapá e Pará-Maranhão, respectivamente (Figs.9 e 12; Reis et al., 2016). A geração de altas pressões de poro parece ter ocorrido na bacia a partir de, pelo menos, o Plio-Quaternário – estando as mesmas associadas as idades propostas para os depósitos de base dos Complexos de Deslizamento Pará-Maranhão ( Plioceno Inferior) e Amapá (Pleistoceno Médio), como apontado por Silva et al. (2016) e Reis et al. (2016).

Figura 118 – Posição das escarpas modernas mapeadas neste estudo em comparação com os depocentros mapeados para a bacia, no período 2Ma – Recente.



— escarpas preservadas no fundo atual

Nota: As escarpas centrais coincidem com a localização dos principais depocentros da bacia, o que pode indicar forte influência das altas taxas de sedimentação no desenvolvimento das instabilidades neste setor.

Fonte: Cruz (2018).

A dissociação de hidratos de gás constitui outro fator que pode ter contribuído para os processos de remobilização, como apontado por Maslin et al. (1998, 2005). A presença de hidratos de gás na bacia da Foz do Amazonas foi inferida a partir da identificação de BSRs (*bottom simulating reflectors*) em dados sísmicos, como descrito em uma série de trabalhos

(Damuth & Embley; 1981; Flood et al., 1995; Piper et al., 1997; Manley & Flood, 1988; Tanaka et al., 2003; Ketzer et al., 2018). A presença de gás na região também foi confirmada pela recuperação de sedimentos com traços de gás nos testemunhos ODP (Soh, 1997) e nas excursões isotópicas extremamente negativas encontradas em foraminíferos planctônicos (Maslin et al., 2005). Recentemente, Ketzer et al. (2018) mostrou evidências de exudações de gás na coluna d'água e recuperou a primeira amostra contendo hidrato de gás do Leque do Amazonas, entre 250 e 2600m de profundidade. Para Maslin et al. (1998) e Maslin et al. (2005) hidratos de gás não poderiam ter atuado como mecanismo disparador para os MTDs localizados próximos à superfície, já que teriam se depositado durante uma rápida elevação do nível do mar (~13.5ka) e, com isso, os depósitos de hidratos de gás estariam estabilizados pela pressão hidrostática. No entanto, incertezas quanto aos métodos de datação empregados devem ser consideradas, além de ser difícil precisar se as dissociações de hidratos de gás seriam a causa das instabilidades ou vice-versa (Maslin, 2009).

Sismicidade, um clássico fator disparador apontado para inúmeras bacias (Hampton et al., 1996; Masson et al., 2006; Sultan et al., 2004) é relativamente raro na bacia da Foz do Amazonas. Apenas dois terremotos moderados (magnitudes 5.3 e 5.1Mo) foram reportados para o Leque central, a 480 e 2700m de profundidade (Rede Sismográfica Brasileira database - <http://www.rsbr.gov.br/pevjs/evlist.html#brasil>). Devido à pequena frequência destes eventos, não foi considerado como o mais provável gatilho no desenvolvimento de instabilidades, ainda que possa ter influenciado em algum nível.

Finalmente, nos íngremes (gradientes máximos de 15°) taludes de SE e NO escavados por múltiplos cânions, instabilidades seriam esperadas devido a um regime caracterizado por altas taxas de sedimentação, associado à um antigo sistema de delta de borda de plataforma (Palma, 1979; Milliman, 1982; Maslin, 2009). Além disso, a superfície de destacamento basal que ocorre no Leque do Amazonas e nos flancos do mesmo (Silva et al., 2016; Reis et al., 2016) provavelmente se estende até estas áreas, o que constituiria um fator pré-condicionante adicional. No entanto, alguns autores (Weaver et al., 2000; Twitchel et al., 2009) descrevem a ocorrência de MTDs mais discretos em áreas dominadas por cânions. Masson et al. (2010) propõem ainda que a escavação do relevo por estas feições canalizadas promoveria alívio de pressão, diminuindo a susceptibilidade a deslizamentos nestas localidades. Isto explicaria a ausência de escarpas significativas nas porções SE e NO da bacia, apesar de constituírem as porções mais íngremes da bacia.

### 6.5 Zonas críticas propostas para a bacia, de acordo com a distribuição dos processos perigosos mapeados (*Geohazards*)

De acordo com o extenso mapeamento morfobatimétrico e sísmico realizado na Bacia da Foz do Amazonas - que investigou a distribuição e ocorrência dos principais processos perigosos na bacia - tentou-se definir áreas (chamadas de zonas críticas – ZC) onde a ocorrência de deslizamentos submarinos poderiam gerar impactos mais severos às atividades e infraestruturas estabelecidas localmente.

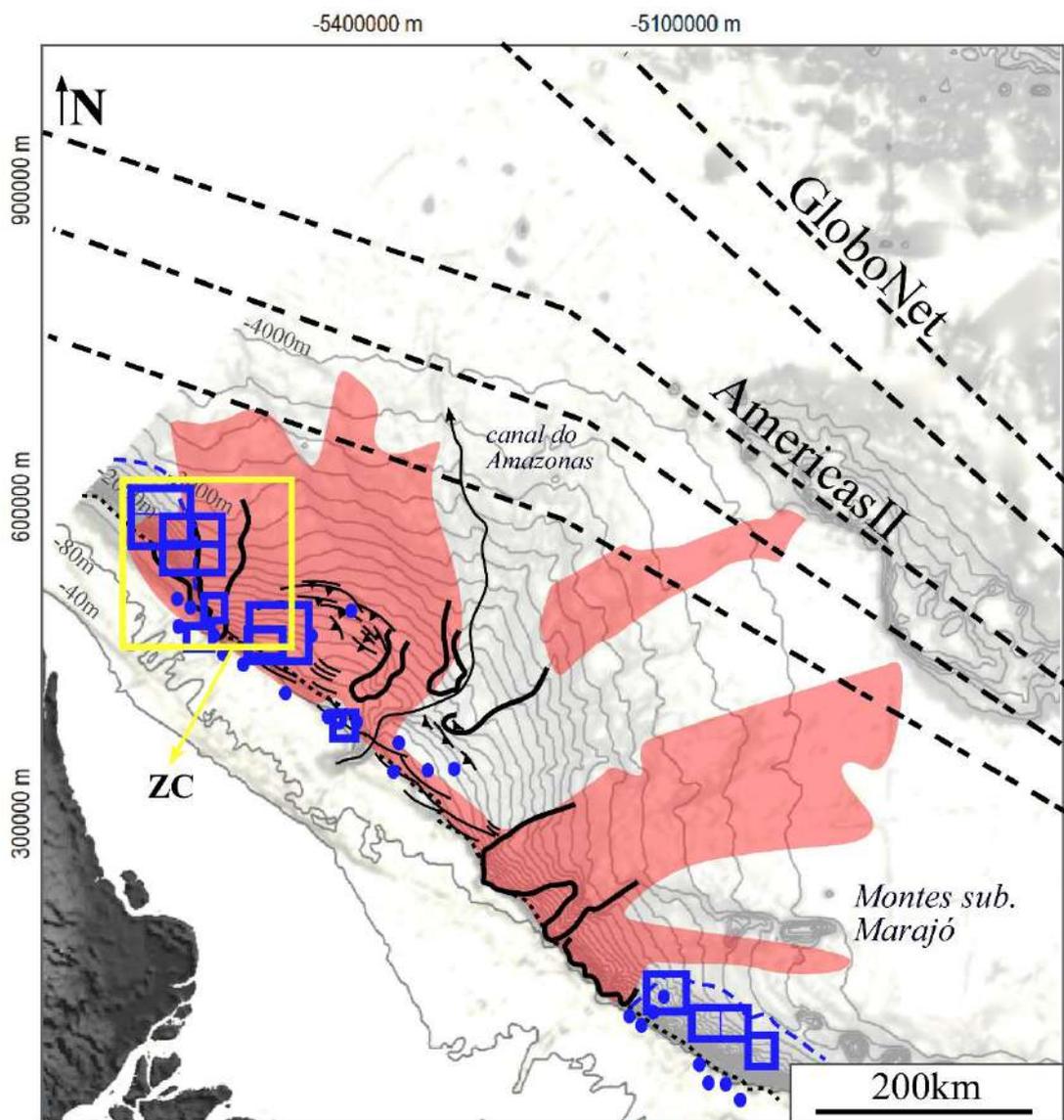
Na área do óleo e gás, a área de estudo é considerada como uma bacia de fronteira ainda pouco explorada, cuja primeira descoberta de gás remete ao campo de Pirapema, em 1963. No entanto, foi a descoberta de um campo de petróleo na Guiana Francesa (Zaedyus), localizado a apenas 50Km do limite com a Bacia da Foz do Amazonas, que a classifica como bacia altamente promissora em termos de potencial de hidrocarbonetos. Atualmente, são aproximadamente 98 poços exploratórios (sendo 10 poços com indícios de hidrocarbonetos); cerca de 154.000 Km e 9.500km<sup>2</sup> de dados sísmicos 2D e 3D levantados na bacia, respectivamente; além de levantamentos gravimétricos e magnetométricos já realizados na área. Além disso, cabos submarinos são encontrados na porção mais profunda da bacia, em lâminas d'água superiores a 3.600m de profundidade. Estes dados foram plotados sobre o Domínio Sedimentar dos MTDs e Escarpas e dos Cânions de Borda de Plataforma, para definição (qualitativa) das ZC's (Fig.119).

Considerando-se as atividades exercidas na bacia, pode-se dizer que a zona crítica desta porção da margem seria a região NO da bacia.

Nesta zona, alguns blocos exploratórios coincidem com a escarpa NO - caracterizada por desníveis de até 780m – e que teria atuado como área-fonte para uma série de transportes de massa, tanto do tipo *slide-slump* quanto *debris flows*. Além disso, a possível presença do nível estratigráfico superpressurizado citado anteriormente (Superfície de Destacamento Superior, Perovano et al., 2009) representaria um perigo adicional, definindo uma ZC. Além disso, tanto a nordeste quanto a sudeste da bacia, blocos exploratórios encontram-se posicionados nas áreas ocupadas por cânions de borda de plataforma. Ainda que amplas instabilidades não tenham sido relacionados a estas feições, podem constituir instabilidades secundárias neste cenário, através da ocorrência de processos como colapsos das margens e canalização de fluxos oriundos da plataforma e talude superior. Por fim, estes cânions encontram-se assentados sobre a plataforma

carbonática (Figs.108 e 110), o que pode representar um risco adicional. De fato, testemunhagens de depósitos remobilizados contendo sedimentos associados a erosão do substrato carbonático relacionado ao regime interglacial foram recuperados para a área (Flood & Piper, 1997), o que parece confirmar o potencial de risco.

Figura 119 – Mapa conjugado das feições erosivas identificadas na Bacia da Foz do Amazonas e atividades desenvolvidas na bacia, para delimitação das zonas críticas na bacia.



- ..... quebra de plataforma    — escarpas    ■ Dm. das Escarpas e MTDs  
 ≡ falhas normais lístricas    ↗ cinturão compressivo    - - - cânions  
 - - - cabos    □ blocos de exploração    ● poços exploratórios

Fonte: A autora, 2020.

## CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS

As interpretações morfobatimétrica e sísmica da porção superior da coluna estratigráfica da bacia da Foz do Amazonas, com foco nos processos gravitacionalmente induzidos, demonstraram que:

- a) Múltiplas cicatrizes de remoção se encontram distribuídas e preservadas por toda a bacia. Todas as escarpas observadas se caracterizaram por refletores sísmicos truncados e aparentes e ausência de cobertura sedimentar significativa, revelando recente atividade no tempo geológico. A maioria das escarpas demonstraram tendência à retrogradação e se localizam, majoritariamente, no talude superior (>3000m de profundidade);
- b) Foram identificadas zonas de remoção com expressão superficial no fundo, tanto 1. conectadas a borda de plataforma, caracterizadas por amplas áreas e desníveis verticais superiores a centenas de metros, distribuídas em zonas de gradientes mais íngremes dos taludes SE e NO; quanto não conectadas a borda de plataforma, com áreas e desníveis mais discretos, em áreas caracterizadas por gradientes mais suaves, na bacia central (~Leque do Amazonas). Adicionalmente, foram identificadas escarpas estruturalmente induzidas, associadas aos domínios extensional e compressivo do regime tectônico gravitacional atuante principalmente na bacia central, cujos rejeitos de centenas de metros e gradientes de até 7° se encontram preservados na região do Leque do Amazonas, entre a quebra de plataforma e 2020m de profundidade;
- c) Dois tipos de MTDs foram observados: i. *MTDs coesos*, com certo grau de estruturação interna e ocorrência de blocos falhados associados e que se correlacionam com material mais consolidado e, provavelmente, mais antigo. Estes MTDs foram interpretados como *slides/slumps* e observados nas regiões adjacentes às escarpas da região SE (principalmente), NO e central; 2. *MTDs desintegrativos*, mais fluidos e homogêneos, interpretados como *debris flows*. Considerando-se a distância entre a porção mais rasa da escarpa e a mais distal do fundo do mar perturbado, comprimentos totais superiores a uma centena de quilômetros foram observadas para ambos os tipos de MTDs, com os *MTDs coesos* apresentando alcances superiores bacia adentro, além

- do predomínio nas ocorrências. Gradientes das áreas-fonte e idade/reologia dos sedimentos envolvidos parecem influenciar no estilo de remobilização observado nos depósitos talude abaixo;
- d) Os principais fatores e mecanismos condicionantes parecem estar relacionados às taxas de sedimentação na bacia, bastante variáveis nos diferentes setores do talude; mas principalmente ao desenvolvimento de altas pressões de poro nas regiões central e dos flancos do leque do Amazonas. Pressões anormalmente altas são, provavelmente, as responsáveis pelo disparo dos mais antigos MTDs mapeados para a bacia, assim como promovem o deslizamento dos sedimentos mais recentes (Mioceno Superior – Recente, correspondente a sucessão estratigráfica do leque do Amazonas) sobre a superfície de destacamento mais superior, promovendo falhamentos, deslocamento e a deformação de blocos, gerando movimentos de massa relativamente recentes, na escala do tempo geológico);
- e) Escarpas e depósitos de remobilização associados (MTDs) demonstram significativa persistência e recorrência na Bacia da Foz do Amazonas desde, ao menos, o Plio-Quaternário, representando expressivo volume sedimentar da coluna estratigráfica da mesma e confirmando o potencial instável deste segmento da margem.

Este estudo teve como objetivo identificar e mapear os elementos geomórficos que caracterizam instabilidades submarinas, propondo um cenário de ocorrência, distribuição e estado de atividade das atuais áreas afetadas por processos gravitacionais na bacia da Foz do Amazonas. O conhecimento acerca da distribuição destes elementos pode subsidiar um futuro monitoramento e avaliação de riscos potenciais na margem, o que envolveria a quantificação do impacto de possíveis remobilizações nas populações costeiras e infraestruturas marítimas. Em termos de cenários catastróficos, modelagens numéricas que se aprofundem sobre processos como a possibilidade de geração de ondas do tipo *tsunamis* seriam de extrema importância em relação a previsão de riscos geológicos. Espera-se que à luz de novos dados e estudos interdisciplinares – envolvendo batimetria multifeixe de alta resolução e cobertura, filmagens ROV, testemunhagens, datações, entre outros – seja possível aprofundar o conhecimento acerca dos riscos geológicos regionais, como por exemplo, determinar intervalos de ocorrência e frequência dos episódios de remobilização e mecanismos envolvidos no disparo das instabilidades.

## REFERÊNCIAS

- ALBUQUERQUE, N.C.. *Estratigrafia Sísmica do Leque Submarino do Amazonas*. 2009. 98 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha). Departamento de Geologia, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2009.
- APLIN, A. C.; MACQUAKER, J. H. S. Mudstone diversity: Origin and implications for source, seal, and reservoir properties in petroleum systems. *AAPG Bulletin*, 95(12), p. 2031–2059. 2011. DOI:10.1306/03281110162.
- ARAÚJO, E.F. *Processos de instabilidade gravitacional multiescala na bacia da Foz do Amazonas: depósitos de transporte de massa e megadeslizamentos*. 2008. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha). Departamento de Geologia, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2008.
- ARAÚJO, E.F.S.; SILVA, C.G.; REIS, A.T.; PEROVANO, R., GORINI, C.; VENDEVILLE, B.C.; ALBUQUERQUE, N.C. Movimentos de massa multiescala na Bacia da Foz do Amazonas - Margem equatorial brasileira. *Rev. Bras. Geofís.* 27, p. 485-508. 2009.
- AYRES NETO, A.; FALCÃO, L.C.; AMARAL, P.J.T. Caracterização de Ecofácies na Margem Continental Norte Brasileira – estado do conhecimento. *Rev. Bras. Geofís.* 27, p. 97-106. 2009.
- BELLAICHE, G.; DROZ, L., COUTELLIER, V.; BERTHON, J.L.; ORSOLINI, P.; RAVENNE, C.; ALOISI, J.C.; GOT, H.; MONACO, A. Detailed morphology, structure and main growth pattern of the Rhône deep-sea fan. *Mar. Geol.* 55, 181-193. 1984. Doi: 10.1016/0025-3227(84)90068-9.
- BELLAICHE, G.; LONCKE, L.; GAULLIER, V.; DROZ, L.; MASCLE, J.; COURP, T.; MOREAU, A.; RADAN, S.; SARDOU, O. The Nile Deep-sea Fan and its Channel-levee System: Results from the PRISMED II and FANIL Cruises. 2002. *In: Turbidite systems and deep-sea fans of the Mediterranean and the Black seas*. Mônaco: CIESM Workshop Series, 2002. p. 49-52.
- BOOTH, J.S.; O'LEARY, D.W.; POPENOE, P.; DANFORTH, W.W. US Atlantic continental slope landslides: their distribution, general attributes, and implications. 1993. *In: SCHWAB, W.C.; LEE, H.J.; TWICHELL, D.C. (Ed.). Submarine Landslides: Selected Studies in the US Exclusive Economic Zone*. USGS Bulletin, 1993. p. 14–22.
- BORGES, R.G.; DE LIMA, A. C.; KOWSMANN, R.O. Áreas Propensas a Escorregamentos no Talude Continental. *In: Kowsmann, R.O.(Ed.). Geologia e Geomorfologia*. Rio de Janeiro: Elsevier. Habitats, v. 1. p. 99-136. 2015.
- BRANDÃO, J.A.S.L.; FEIJÓ, J. Bacia da Foz do Amazonas. *Bol. Geo. Petrob.*,v.8, p. 91-98. 1994.

BRYN P.; SOLHEIM, A.; BERG, K.; LIEN, R.; FORSBERG, C.F.; HAFLIDASON, H.; OTTESEN, D.; RISE, L. The Storegga Slide Complex; Repeated Large Scale Sliding in Response to Climatic Cyclicality. 2003. *In*: LOCAT J.; MIENERT J.; BOISVERT, L. (Eds.) *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Advances in Natural and Technological Hazards Research, vol 19. Dordrecht: Springer, 2003. DOI: 10.1007/978-94-010-0093-2\_24.

CALDAS, N.A.; REIS, A.T.; SILVA, C.G.; PEROVANO, R. Sea floor instabilities on the southern flank of the Amazon Fan and adjacent area, Foz do Amazonas basin: preliminary results. *In*: INTERNATIONAL CONGRESS OF BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY & EXPOGEF, 15, 2017, Rio de Janeiro, Brazil. *SEG Global Meeting Abstracts*. Rio de Janeiro, SEG Library, 2017. p. 467-472. DOI: 10.1190/sbgf2017-092.

CAMPBELL, K.E.; FRAILEY, C.D.; ROMERO-PITTMAN, L. The Pan-Amazonian Ucayali Peneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system: *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, v. 239, p. 166–219. 2006. DOI: 10.1016/j.palaeo.2006.01.020.

CANALS, M.; LASTRAS, G.; URGELES, R.; CASAMOR, J.L.; MIENERT, J.; CATTANEO, A.; DE BATIST, M.; HAFLIDASON, H.; IMBO, Y.; LABERG, J.S.; LOCAT, J.; LONG, D.; LONGVA, O.; MASSON, D.G.; SULTAN, N.; TRINCARDI, F.; BRYN, P. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA Project. *Mar. Geol.*, v.213, p. 9-72. 2004.

CASALBORE, D.; BOSMAN, A.; CHIOCCI, F.L.; INGRASSIA, M.; MACELLONI, L.; SPOSATO, A.; MARTORELLI, E. New Insights on Failure and Post-failure Dynamics of Submarine Landslides on the Intra-slope Palmarola Ridge (Central Tyrrhenian Sea). 2016. *In*: LAMARCHE, G.; MOUNTJOY, J.; BULL, S.; HUBBLE, T.; KRASTEL, S.; LANE, E.; MICALLEF, A.; MOSCARDELLI, L.; MUELLER, C.; PECHER, I.; WOELZ, S. (Eds.). *Submarine Mass Movements and their Consequences*. Advances in Natural and Technological Hazards Research, v. 41. Cham: Springer. 2016. DOI: 10.1007/978-3-319-20979-1\_9.

CASTRO, J.C.; MIURA, K.; BRAGA, J.A.E. Stratigraphic and Structural Framework of the Foz do Amazonas Basin. *In*: ANNUAL OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE, 10, Houston, Texas, 1978, p.1843–1847.

CATUNEANU, O. *Principles of Sequence Stratigraphy*. 1 ed. Amsterdã: Elsevier,. 2006.

CERAMICOLA, S.; PRAEG, D.; COSTE, M.; FORLIN, E.; COVA, A.; COLIZZA, E.; CRITELLI, S. Submarine Mass-Movements Along the Slopes of the Active Ionian Continental Margins and Their Consequences for Marine Geohazards (Mediterranean Sea). 2014. *In*: KRASTEL S.; BEHRMANN, J.H.; VÖLKER, D.; STIPP, M.; BERNDT, C.; URGELES, R.; CHAYTOR, J.; HUHNS, K.; STRASSER, M.; HARBITZ, C.B. (Eds.). *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Advances in Natural and Technological Hazards Research, v. 37. Cham: Springer. 2014. DOI: 10.1007/978-3-319-00972-8\_26.

CHIOCCI, F. L.; RIDENTE, D. Regional-scale seafloor mapping and geohazard assessment. The experience from the Italian project MaGIC (Marine Geohazards along the Italian Coasts). *Mar. Geophys. Res.* v. 32, p. 13-23. 2011.

CLARE, M.; CHAYTOR, J.; DABSON, O.J.; GAMBOA, D.; GEORGIPOULOU, A.; EADY, H.; HUNT, J.E.; JACKSON, C.; KATZ, O.; KRASTEL, S.; LEÓN, R.; MICALLEF, A.; MOERNAUT, J.; MORICONI, R.; MOSCARDELLI, L.; MÜLLER, C.; NORMANDEAU, A.; PATACCI, M.; STEVENTON, M.; URLAUB, M.; VOELKER, D.; WOOD, L.; JOBE, Z. A consistent global approach for the morphometric characterization of subaqueous landslides. *Geol. Soc.: Special Publications*, v. 477, p. 455-477. 2018.

COBBOLD, P.R.; MOURGUES, R.; BOYD, K. Mechanism of thin-skinned detachment in the Amazon Fan: assessing the importance of fluid overpressure and hydrocarbon generation. *Mar. Petrol. Geol.* v. 21, p. 1013-1025. 2004.  
DOI:10.1016/j.marpetgeo.2004.05.003.

COUMES, F.; LE FOURNIER, J. Le Cone de L'Amazone (Mission Orgon II). *Bull. Cent. Rech. Explor.*—Prod. Elf-Aquitaine, v.3, p. 141–211. 1979.

CRUZ, A.M. *Integrated geological and geophysical studies applied to understanding the evolution of the Offshore Amazon Basin*. 2019. Tese (Doutorado em Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement) - Ecole Doctorale Géosciences Ressources Naturelles et Environnement, Sorbonne Université, Paris, 2019.

CRUZ, A.; REIS, A.T.; SUC, J.; SILVA, C.; PRAEG, D.; GRANJEON, D.; RABINEAU, M.; POPESCU, S.; GORINI, C. Neogene evolution and demise of the Amapá carbonate platform, Amazon continental margin, Brazil. *Mar. Petrol. Geol.*, v.105, p. 185-203. 2019.  
DOI: 10.1016/j. marpetgeo.2019.04.009.

DAI, A.; TRENBERTH, K.E. Estimates of Freshwater Discharge from Continents: Latitudinal and Seasonal Variations. *J. Hydrometeorol.*, v. 3, p. 660–687. 2002. DOI: 10.1175/1525-7541(2002)0032.0.CO;2.

DAMUTH, J.; KUMAR, N. Amazon Cone: Morphology, Sediments, Age, and Growth Pattern. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 86, p. 863–878. 1975.

DAMUTH, J.; HAYES, D. Echo character of the East Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. *Mar. Geol.*, v. 24, p. 73-95. 1977. DOI:10.1016/0025-3227(77)90002-0.

DAMUTH, J.E. Quaternary sedimentation processes in the South China Basin as revealed by echo-character mapping and piston-core studies. 1980. In: HAYES, D.E. (Ed.), *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands*. Part 1. American Geophysical Union Geophysical Monograph, v. 23, p.105–125. 1980.

DAMUTH, J. E. Use of high-frequency (3.5–12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Mar. Geol.* v. 38, p. 51-75. 1980a. DOI: 10.1016/0025-3227(80)90051-1.

DAMUTH, J.; EMBLEY, R. Mass-Transport Processes on Amazon Cone: Western Equatorial Atlantic. *AAPG Bull.*, v. 65, 629-643. 1981.

DAMUTH, J.; FLOOD, R.D. Morphology, sedimentation processes, and growth pattern of the Amazon Deep-Sea Fan. *Geo Mar. Lett.*, v.3, p. 109-117. 1983.  
DOI: 10.1007/BF02462455.

DAMUTH, J.; FLOOD, R.; KOWSMANN, R.; BELDERSON, R.H.; GORINI, M. Anatomy and Growth Pattern of Amazon Deep-Sea Fan as Revealed by Long-Range Side-Scan Sonar (GLORIA) and High-Resolution Seismic Studies. *AAPG Bull.*, v. 72, p. 885-911. 1988.

DAMUTH, J. E. Neogene gravity tectonics and depositional processes on the deep Niger Delta continental margin. *Mar. Petrol. Geol.*, v. 11 (3), p. 320-346. 1994.

DOTT, R. H., JR. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *AAPG Bull.*, v.47, p. 104- 128. 1963.

DROZ, L.; MARSSET, T.; ONDREÁS, H.; LOPEZ, M.; SAVOYE, B.; SPY-ANDERSON, F.L. Architecture of an active mud-rich turbiditic system: The Zaire Fan (Congo-Angola margin southeast Atlantic: results from Zaigo 1 and 2 cruises. *AAPG Bull.*, v. 87 (7), p. 1145-1168. 2003.

EMBLEY, R.; JACOBI, R. Distribution and morphology of large submarine sediment slides and slumps on Atlantic continental margins. *Mar. Geotechnol.*, v. 2, p. 205-228. 1977.  
DOI:10.1080/10641197709379780.

EMBLEY, R. The role of mass transport in the distribution and character of deep-ocean sediments with special reference to the North Atlantic. *Mar. Geol.*, v. 38, p. 23-50. 1980.  
DOI: 10.1016/0025-3227(80)90050-X.

FIGUEIREDO, J.; ZALÁM, P.V.; SOARES, E.F. Bacia da Foz do Amazonas. *Bol. Geo. Petrob.*, v. 15, p. 299-309. 2007.

FIGUEIREDO, J.; HOORN, C.; VEN, P.F.; SOARES, E.S. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology*, v.37, p. 619-622. 2009. Doi: 10.1130/G25567A.1.

FLOOD, R.; PIPER, D. Amazon Fan Sedimentation: the relationship to equatorial climate change, continental denudation, and sea-level fluctuations. 1997. In: FLOOD, R.D.; PIPER, D.J.W.; KLAUS, A.; PETERSON, L.C. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 155, 1997. p. 653-675.

FLOOD, R.D.; MANLEY, P.L.; KOWSMANN, R.O., APPI, C.J.; PIRMEZ, C. Seismic facies and late quaternary growth pattern of Amazon submarine fan. 1991. In: WEIMER, P.; LINK, M.H. (Eds.) *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Frontiers in Sedimentary Geology, New York: Springer. 1991. p.413- 433.

FLOOD, R.D.; PIRMEZ, C.; YIN, H. The Compressional-wave velocity of Amazon Fan Sediments: Calculation from Index Properties and variation with clay content. 1997. In:

FLOOD, R.D.; PIPER, D.J.W.; KLAUS, A.; PETERSON, L.C. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 155. 1997. p. 477-493.

FREY-MARTÍNEZ J.; CARTWRIGHT, J.; JAMES, D. Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: a 3D seismic characterisation. *Mar. Petrol. Geol.*, v. 23: p. 585-604. 2006.

GAULLIER, V.; BELLAICHE, G. Near-Bottom Sedimentation Processes Revealed by Echo-Character Mapping Studies, Northwestern Mediterranean Basin. *AAPG Bull.*, v.82 (6), p.1140-1155. 1998.

GEE, M.; GAWTHORPE, R.; FRIEDMANN, S. Giant Submarine Landslide Triggering and Evolution Revealed by 3D Seismic Stratigraphy and Geomorphology Offshore Angola. *J. Sed. Res.*, v.76, p. 9-19. 2006. DOI: 10.2110/jsr.2006.02

GORINI, C.; HAQ, B.U.; DOS REIS, A.T.; SILVA, C.G.; CRUZ, A.M.; SOARES, E.; GRANGEON, D. Late Neogene sequence stratigraphic evolution of the Foz do Amazonas Basin, Brazil: *Terra Nova*, v. 26, p. 179–185. 2014. DOI: 10.1111/ter.12083.

GROZIC, J.L.H. Interplay between gas hydrates and submarine slope failure. 2010. In: MOSHER, D.C.; SHIPP, R.C.; MOSCARDELLI, L.; CHAYTOR, J.D.; BAXTER, C.D.P.; H.J. LEE; URGELES, R. (Eds.). *Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazard Research*, Dordrecht: Springer. v. 28, 2010. p.11–30.

HAFLIDASON, H.; SEJRUP, H.P.; NYGARD, A.; MIENERT, J.; BRYN, P.; LIEN, R.; FORSBERG, C.F.; BERG, K.; MASSON, D. The Storegga slide: architecture, geometry and slide development. *Mar. Geol.*, v. 213, p.201–234. 2004.

HAMPTON, M.A.; LEE, H.; LOCAT, J. Submarine landslides. *Rev. Geophys.*, v. 34, p. 33-59. 1996.

HEEZEN, B.; EWING, W. Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks [Newfoundland] earthquake. *Am. J. Sci.*, v. 250, p. 849–873. 1952. DOI:10.2475/ajs.250.12.849.

HOORN, C.; WESSELINGH, F.P.; TER STEEGE, H.; BERMUDEZ, M. A.; MORA, A.; SEVINK, J.; SANMARTÍN, I.; SANCHEZ-MESEGUER, A.; ANDERSON, C.L.; FIGUEIREDO, J.P.; JARAMILLO, C.; RIFF, D.; NEGRI, F.R.; HOOGHMSTRA, H.; LUNDBERG, J.; STADLER, T.; SÄRKINEN, T.; ANTONELLI, A. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. *AAA Sci.*, v. 330, p.927–931. 2010. DOI: 10.1126/science.1194585.

HOORN, C.; BOGOTÁ-A, G.R.; ROMERO-BAÉZ, M.; LAMMERTSMA, E., FLANTUA, S.; DANTAS, E.; DINO, R.; CARMO, D.; CHEMALE, F. The Amazon at sea: Onset and stages of the Amazon River from a marine record, with special reference to Neogene plant turnover in the drainage basin. *Glob. Planet. Change*, v.153, p. 51-65. 2017. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2017.02.005.

HÜHNERBACH, V.; MASSON, D. Landslides in the North Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behavior. *Mar. Geol.* v. 213, p. 343-362. 2004. DOI:10.1016/j.margeo.2004.10.013.

IOUALALEN, M.; MIGEON, S.; SARDOUX, O. Landslide tsunami vulnerability in the Ligurian Sea: case study of the 1979 October 16 Nice international airport submarine landslide and of identified geological mass failures, *Geoph. J. Inter.*, v. 181, p. 724–740. 2010. DOI:10.1111/j.1365-246X.2010.04572.x.

JÉGOU, I.; SAVOYE, B.; PIRMEZ, C.; DROZ, L. Channel-mouth lobe complex of the recent Amazon Fan: The missing piece. *Mar. Geol.* 252, 62-77. 2008. DOI:10.1016/j.margeo.2008.03.004.

KAYEN, R. E.; LEE, H. J. Pleistocene slope instability of gas hydrate-laden sediment on the Beaufort sea margin. *Mar. Geotechnol.*, v. 10:1-2, 125-141, 1991. DOI: 10.1080/10641199109379886

KELNER, M.; MIGEON, S.; TRIC, E.; COUBOULEX, F.; DANO, A.; LÉBOURG, T.; TABOADA, A. Recent Morphological Changes of the Nice Continental Slope. 2014. In: LOLLINO, G.; MANCONI, A.; LOCAT, J.; HUANG, Y.; CANALS, M. (Eds.), *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 4*, Marine and coastal processes, Cham: Springer, 2014. DOI: 10.1007/978-3-319-08660-6\_42.

KETZER, J.M.; AUGUSTIN, A.; RODRIGUES, L.F.; OLIVEIRA, R.; PRAEG, D.; PIVEL, M.A.G.; REIS, A.T.; SILVA, C.; LEONEL, B. Gas seeps and gas hydrates in the Amazon deep-sea fan. *Geo Mar. Lett.*, v. 38, p. 429-438. 2018. DOI: 10.1007/s00367-018-0546-6.

KOWSMANN, R. O.; DE LIMA, A. C.; VICALVI, M.A. Feições Indicadoras de Instabilidade Geológica no Talude Continental e no Platô de São Paulo. 2015. In: KOWSMANN, R.O. (Ed.) *Geologia e Geomorfologia*. Rio de Janeiro: Elsevier. Habitats, v.1, p. 71-98. 2015.

KRASTEL, S.; WEFER, G.; HANEUBUTH, T.J.; ANTOBREH, A.A.; FREUDENTHAL, T.; PREU, B.; SCHWENK, T.; STRASSER, M.; VIOLANTE, R.A.; WINKELMANN, D.; PARTY, M.S. Sediment dynamics and geohazards off Uruguay and the de la Plata River region (northern Argentina and Uruguay). *Geo Mar. Lett.*, v. 31, p.271-283. 2011. Doi:10.1007/s00367-011-0232-4.

KUMAR, N., Sediment distribution in the western Atlantic off northern Brazil—structural controls and evolution. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, v.62, p. 273–294. 1978.

LASTRAS, G.; CANALS, M.; URGELES, R.; HUGHES-CLARKE, J. E.; ACOSTA, J. Shallow slides and pockmark swarms in the Eivissa Channel, Western Mediterranean Sea. *Sedimentol.*, v. 51, p. 837 -850. 2004. DOI:10.1111/j.1365-3091.2004.00654.x.

LATRUBESSE, E.; COZZUOL, M.; SILVA-CAMINHA, S.; RIGSBY, C.; ABSY, M.; JARAMILLO, C. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system. *Earth-Sci. Rev.*, 99, p. 99–124. 2010. DOI:10.1016/j.earscirev.2010.02.005.

LAVAGNINO, A. C.; BASTOS, A. C.; AMADO FILHO, G. M.; DE MORAES, F. C.; ARAUJO, L. S.; DE MOURA, R. L. Geomorphometric Seabed Classification and Potential Megahabitat Distribution in the Amazon Continental Margin. *Front. Mar. Sci.*, v.7, p. 190. 2020. Doi:10.3389/fmars.2020.00190.

LEE, H. J.; LOCAT, J.; DESGAGNÉS, P.; PARSONS, J. D.; MCADOO, B. G.; ORANGE, D.L.; PUIG, P.; WONG, F.L.; DARTNELL, P.; BOULANGER, E. Submarine mass movements on continental margins. 2007. In: NITTROUER, C.A.; AUSTIN, J. A.; FIELD, M. E.; KRAVITZ, J.H.; SYVITSKI, J. P. M.; WIBERG, P. L. (Eds.). *Continental margin sedimentation: From sediment transport to sequence stratigraphy*. International Association of Sedimentologists Special Publication, v.37, p. 217–274. Malden: Willey, 2007.

LOCAT, J.; LEE, H.J. Submarine landslides: Advances and challenges. *Canad. Geotech. J.*, v.39, p. 193–212. 2002. DOI: 10.1139/t01-089.

LONCKE, L.; DROZ, L.; GAULLIER, V.; BASILE, C.; PATRIAT, M.; ROEST, W.R. Slope instabilities from echo-character mapping along the French Guiana transform margin and Demerara abyssal plain. *Mar. Petrol. Geol.*, v. 26, p.711-723. 2009. DOI:10.1016/j.marpetgeo.2008.02.010.

LOPEZ, M. Architecture and depositional pattern of the Quaternary deep-sea fan of the Amazon Fan. *Mar. Petrol. Geol.*, v. 18, p. 479-486. 2001.

MANLEY, P.; FLOOD, R.D. Cyclic Sediment Deposition Within Amazon Deep-Sea Fan. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, v.72, p. 912–925. 1988.

MASLIN, M. Review of the timing and causes of the Amazon Fan Mass Transport and avulsion deposits during the latest Pleistocene. 2009. In: KNELLER, B.; MARTINSEN, O. J.; MCCAFFREY, B.(Eds). *External controls on deep-water depositional systems*. SEPM Special Publication, n. 92, p. 133–144. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 2009. DOI:10.2110/sepm.092.133

MASLIN, M.A.; BURNS, S.J.; DURHAM, E.; GREIG, S.; GROOTES, P.; NADEAU, M.J.; PLATZMAN, E.; SCHLEICKER, M.; SCHNEIDER, R. High resolution marine paleoclimate records of the Amazon River discharge over the last 12,000 years. *J. Quat. Sci.*, v. 15, p. 419–434. 2000.

MASLIN, M.; MIKKELSEN, N. Amazon Fan mass-transport deposits and underlying interglacial deposits: Age estimates and fan dynamics. 1997. In: FLOOD, R.D.; PIPER, D.J.W.; KLAUS, A.; PETERSON, L.C. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 155, p. 353-365. 1997.

MASLIN, M.; MIKKELSEN, N.; VILELA, C.; HAQ, B.U. Sea-level and gas hydrate controlled catastrophic sediment failures of the Amazon Fan. *Geol.*, v.6, p.1107-1110. 1998.

MASLIN, M.; VILELA, C.; MIKKELSEN, N.; GROOTES, P. Causes of catastrophic sediment failures of the Amazon Fan. *Quat. Sci. Rev.*, v. 24, p. 2180-2193. 2005. DOI:10.1016/j.quascirev.2005.01.016.

MASSON, D.G.; HARBITZ, C.; WYNN, R.; PEDERSEN, G.; LØVHOLT, F. Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Phil. Trans. R. Soc. A.* v. 364, p. 2009-2039. 2006. DOI: 10.1098/rsta.2006.1810.

MASSON, D.; WYNN, R.; TALLING, P. Large Landslides on Passive Continental Margins: Processes, Hypotheses and Outstanding Questions. 2010. *In: MOSHER, D.C.; SHIPP, R.C.; MOSCARDELLI, L.; CHAYTOR, J.D.; BAXTER, C.D.P.; H.J. LEE; URGELES, R. (Eds.). Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazard Research, Dordrecht: Springer.* v. 28. 2010. DOI: 10.1007/978-90-481-3071-9\_13.

MATOS, R. M. D. From oblique rifting to a transform margin: the opening of the Equatorial Atlantic. *In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 6, 1999, Rio de Janeiro. Short papers.* Rio de Janeiro: SBGf, 1999 p. 1-4.

MATOS, R.M.D. Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic. 2000. *In: MOHRIAK, W.U.; TALWANI, M. (Eds.). Atlantic rifts and Continental Margins,* v. 115, Washington: AGU Geophys. Monogr., 2000. p. 331-354.

MCADOO, B.G.; ORANGE, D.L.; SCREATON, E.; LEE, H.; KAYEN, R Slope basins, headless canyons and submarine paleoseismology of the Cascadia accretionary complex. *Basin Res.* 9, 313-324. 1997.

MCADOO, B.G.; PRATSON, L.; ORANGE, D. Submarine landslide geomorphology, US continental slope. *Mar. Geol.,* v.169, p.103–136. 2000. DOI:10.1016/s0025-3227(00)00050-5.

MEADE, R.H. Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco rivers: *Quatern. Int.,* v. 21, p. 29–39. 1994.

MEADE, R.H.; DUNNE, T.; RICHEY, J.E.; SANTOS, U.; SALATI, E. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon river of Brazil. *Science (New York, N.Y.),* v. 228, p. 488–490. 1985.

MECKEL, L.D. Reservoir characteristics and classification of sand-prone submarine mass-transport deposits in deepwater settings. 2011. *In: SHIPP, R.C.; WEIMER, P.; POSAMENTIER, H.W. (Eds.). Mass Transport Deposits in Deepwater Settings.* Tulsa: SEPM Special Publication v.96. 2011. p.423–452. DOI: 10.2110/sepm.096.423.

MICALLEF, A.; MASSON, D.; BERNDT, C.; STOW, D. Morphology and mechanics of submarine spreading: a case study from the Storegga Slide. *J. Geophys. Res. Atmos.,* v. 112. 2007. DOI:10.1029/2006JF000739.

MIENERT, J.; VANNESTE, M.; BÜNZ, S.; ANDREASSEN, K.; HAFLIDASON, H.; SEJRUP, H. P. Ocean warming and gas hydrate stability on the mid-Norwegian margin at the Storegga Slide. *Mar. Petrol. Geol.,* v. 22, p. 233-244. 2005.

MIGEON, S.; CATTANEO, A.; HASSOUN, V. ;LARROQUE, C.; CORRADI, N.; FANUCCI, F.; DANO, A.; LEPINAY, B.M.; SAGE, F.; GORINI, C. Morphology, distribution and origin of recent submarine landslides of the Ligurian Margin (North-western

Mediterranean): some insights into geohazard assessment. *Mar. Geophys. Res.*, v. 32, p. 225-243. 2011. DOI: 10.1007/s11001-011-9123-3.

MIKKELSEN, N.; MASLIN, M.A.; GIRAUDEAU, J.; SHOWERS, W. Biostratigraphy and sedimentation rates of the Amazon Fan. 1997. In: FLOOD, R.D.; PIPER, D.J.W.; KLAUS, A.; PETERSON, L.C. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 155. 1997. p. 577-594.

MILANI, E.J.; RANGEL, H.D.; BUENO, G.V.; STICA, J.M.; WINTER, W.R.; CAIXETA, J.M.; NETO, O. C. Bacias Sedimentares Brasileiras - Cartas Estratigráficas. *Bol. Geoc. Petr.*, v. 15, p. 183-205. 2007.

MILLIMAN, J.D. ; BUTENKO, J.; BARBOT, J.P.; HEDBERG, J. Depositional patterns of modern Orinoco and Amazon muds on the Northern Venezuelan shelf. *J. Mar. Res.*, v. 40, p. 643-657. 1982.

MILLIMAN, J.; SUMMERHAYES, C.; BARRETTO, H.T. Quaternary Sedimentation on the Amazon Continental Margin: A Model. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 86, p. 610-614. 1975.

MILLIMAN, J. D. Morphology and structure of Amazon upper continental margin. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 63, p. 934-950. 1979.

MINISINI, D.; TRINCARDI, F.; ASIOLI, A. Evidence of slope instability in the Southwestern Adriatic Margin., *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 6, 1-20. 2006. DOI:10.5194/nhess-6-1-2006.

MINISINI, D.; TRINCARDI, F.; ASIOLI, A.; CANU, M. ; FOGLINI, F. Morphologic variability of exposed mass-transport deposits on the eastern slope of Gela Basin (Sicily channel). *Basin Res.*, v.19, p. 217-240. 2007. DOI: 10.1111/j.1365-2117.2007.00324.x.

MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7: Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure: Application of Previous Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation. 1977. In: PAYTON, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir, vol. 26. AAPG Memoir, 1977. p. 135-143.

MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SANGREE, J.B. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences: Application of Previous Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation. In: PAYTON, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir, vol. 26. AAPG Memoir, 1977. p. 117-133. DOI:10.1038/272400a0.

MOHRIAK, W. U. Bacias Sedimentares da Margem Equatorial Brasileira. In: Bizzi, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTO, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, 2003. p. 151-165.

MOHRIG, D.; WHIPPLE, K.X.; HONDZO, M.; ELIS, C.; PARKER, G. Hydroplaning of subaqueous debris flows. *GSA Bull.* 110 (3), p. 387-394. 1998.

MORGENSTERN, N.R. Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. *In: Richards, A. (Eds.). Marine Geotechnique. University of Illinois Press, Urbana, p.189-210. 1967.*

MOSCARDELLI, L.; WOOD, L.J. New classification system for mass transport complexes in offshore *Trinidad. Basin Res.*, v. 20, p. 73–98. 2008. DOI:10.1111/j.1365-2117.2007.00340.x.

MOSCARDELLI, L.; WOOD, L. Morphometry of mass-transport deposits as a predictive tool. *GSA Bull.*, v.128 (1-2), p. 47-80. 2015.

OLIVEIRA, V. *A Tectônica Gravitacional no Cone do Amazonas: Compartimentação Estrutural e Mecanismos Controladores*. 2005. 83p. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) – Departamento de Geologia, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2005.

OLIVEIRA, V.; REIS, A. T.; SILVA, C. G. Fatores condicionantes do arcabouço estrutural da tectônica gravitacional do Cone do Amazonas. *In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 9, 2005, Salvador. Global Meeting Abstracts, Salvador: SEG Library, 2005, p. 1-6.*

PALMA, J. Geomorfologia da plataforma Continental Norte Brasileira. 1979. *In: CHAVES, H. A. F. (Ed.). Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira, Projeto Remac. Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. Petrobrás, CENPES, DINTEP, 1979. p.25-52.*

PAPADIMITRIOU, N. *Geodynamics and synchronous filling of a rift type basin evolved through compression Tectonics* (The western margin of Levant Basin). 2017. 246 p. Tese (Doctorat de Géoscience) - Institut de Sciences de la Terre de Paris, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 2017.

PEROVANO, R.; REIS, A.T.; SILVA, C.G.; VENDEVILLE, B.C.; GORINI, C.; FERREIRA, E.; MATTIODA J. A tectônica gravitacional na Bacia da Foz do Amazonas – Leque Submarino do Amazonas: estruturação de um sistema gravitacional sob influência de múltiplos níveis de destacamento. *In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, 3, 2008. Belém. Anais... Belém: SBGf, 2008. p. 6.*

PEROVANO, R.; REIS, A.T.; SILVA, C.G.; VENDEVILLE, B.C.; GORINI, C.; OLIVEIRA, V.; ARAÚJO, E.F.S. O Processo de colapso gravitacional da seção marinha da Bacia da Foz do Amazonas - Margem equatorial brasileira. *Rev. Bras. Geofís.*, v. 27, p. 459–484. 2009.

PEROVANO, R.; VENDEVILLE, B.; REIS, A.T.; SILVA, C.G.; GORINI, C.; ARAÚJO, E.F.S. Modelagem física experimental de mecanismos de deformação gravitacional simulando múltiplos intervalos superpressurizados: aplicação à Bacia da Foz do Amazonas. *Rev. Bras. Geofís.*, v. 29, p. 583-607. 2011. DOI:10.22564/rbgf.v29i3.101.

PIPER, D.J.W.; PIRMEZ, P.L.; MANLEY, P.L.; LONG, D.; FLOOD, R.D.; NORMARK, W.R.; SHOWERS, W. Mass-transport deposits of the Amazon fan. 1997. *In: FLOOD, R.D.;*

PIPER, D.J.W.; KLAUS, A.; PETERSON, L.C. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 155, 1997. p. 109-146.

PRATSON, L.; LAINE, E.P. The relative importance of gravity-induced versus current-controlled sedimentation during the Quaternary along the Mideast U.S. outer continental margin revealed by 3.5 kHz echo character. *Mar. Geol.*, v. 89, p. 87-126. 1989. DOI:10.1016/0025-3227(89)90029-7.

REIS, A.T.; PEROVANO, R.; SILVA, C.; VENDEVILLE, B.; ARAÚJO, E.; GORINI, C.; OLIVEIRA, V.D. Two-scale gravitational collapse in the Amazon Fan: a coupled system of gravity tectonics and mass-transport processes. *J. Geol. Soc. Lond.*, v. 167, p. 593-604. 2010. DOI: 10.1144/0016-76492009-035.

REIS, A.T.; ARAÚJO, E.; SILVA, C.; CRUZ, A.M.; GORINI, C.; DROZ, L.; MIGEON, S.; PEROVANO, R.; KING, I.; BACHE, F. Effects of a regional décollement level for gravity tectonics on late Neogene to recent large-scale slope instabilities in the Foz do Amazonas Basin, Brazil. *Mar. Pet. Geol.*, v.75, p. 29-52. 2016. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2016.04.011.

REZENDE, W. M.; FERRADAES, J. O. Integração geológica regional da bacia sedimentar da Foz do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. *Anais...*, São Paulo: SBG, 1971, v. 3, p. 203-214.

RICHEY, J.E.; NOBRE, C.; DESER, C. Amazon river discharge and climate variability: 1903 to 1985. *Science*, v. 246, p. 101-103. 1989.

SAVOYE, B.; BABONNEAU, N.; DENNIELOU, B.; BEZ, M. Geological overview of the Angola-Congo Margin, the Congo deep-sea fan and its submarine valleys. *Deep-sea Res. II*, v. 56, p. 2169-2182. 2009. DOI:ff10.1016/j.dsr2.2009.04.001ff. ffinsu-00429479f.

SCHALLER, H. Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar da Foz do Amazonas. 1971. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. *Anais...*, São Paulo: SBG, 1971, v. 3, p. 189-202.

SHANMUGAM, G. *Deep-Water Processes and Facies Models: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs* (Handbook of Petroleum Exploration and Production,5). 1 ed. Amsterdã: Elsevier, 2006.

SHANMUGAM, G.; WANG, Y. The landslide problem. *J. Palaeogeo.*, v. 4, n. 2, p.109- 166. 2015.

SILVA, S.; MACIEL, R.; SEVERINO, M. Cenozoic tectonics of Amazon Mouth Basin. *Geo Mar. Lett.* 18, 256-262. 1999. DOI: 10.1007/s00367005 0077.

SILVA, C.; ARAÚJO, E.; REIS, A.T.; PEROVANO, R.; GORINI, C.; VENDEVILLE, B.; ALBUQUERQUE, N. Megaslides in the Foz do Amazonas Basin, Brazilian Equatorial Margin. 2010. In: MOSHER, D.C.; SHIPP, R.C.; MOSCARDELLI, L.; CHAYTOR, J.D.; BAXTER, C.D.P.; H.J. LEE; URGELES, R. (Eds.). *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Advances in Natural and Technological Hazard Research, Dordrecht: Springer. v. 28, 2010. p.581-591.

SILVA, C.C.; REIS, A.T.; PEROVANO, R.; GORINI, M.A.; SANTOS, M.; JECK, I.K.; TAVARES, A.; GORINI, C. Multiple Megaslide Complexes and Their Significance for the Miocene Stratigraphic Evolution of the Offshore Amazon Basin. 2016. In: LAMARCHE, G.; MOUNTJOY, J.; BULL, S.; HUBBLE, T.; KRASTEL, S.; LANE, E.; MICALLEF, A.; MOSCARDELLI, L.; MUELLER, C.; PECHER, I.; WOELZ, S. (Eds.). *Submarine Mass Movements and their Consequences*. Advances in Natural and Technological Hazards Research, v. 41. Cham: Springer. 2016. DOI: 10.1007/978-3-319-20979-1\_5.

SOH, W. Computed tomography scan analysis of site 941 cores, Western mass-transport deposit, Amazon fan. 1997. In: FLOOD, R.D.; PIPER, D.J.W.; KLAUS, A.; PETERSON, L.C. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 155, 1997. p. 465-475.

SOLHEIM, A.; BERG, K.; FORSBERG, C.; BRYN, P. The Storegga Slide complex: repetitive large scale sliding with similar cause and development. *Mar. Petrol. Geol.*, v.22, p. 97-107. 2005. DOI:10.1016/j.marpetgeo.2004.10.013.

SULTAN, N.; COCHONAT, P.; FOUCHER, J.P.; MIENERT, J.; HAFLIDASON, H.; SEJRUP, H.P. Effect of gas hydrates dissociation on seafloor slope stability. 2003. In: LOCAT, J.; MIENERT, J. (Eds.). *Submarine Mass Movements and their Consequences*. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 2003. p. 103 – 111.

SULTAN, N.; COCHONAT, P.; FOUCHER J.P.; MIENERT, J. Effect of gas hydrates melting on seafloor slope instability. *Mar. Geol.*, v. 213, p. 379–401. 2004.

SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J. B. L.; ZANOTTO, O.; WOLFF, S. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17 (2), p. 180-188. 1987.

TALLING, P.; WYNN, R.; MASSON, D.; FRENZ, M.; CRONIN, B.T.; SCHIEBEL, R.; AKHMETZHANOV, A.M.; DALLMEIER-TIESSEN, S.; BENETTI, S.; WEAVER, P. P. E.; GEORGIOPOULOU, A.; ZUHLSDORFF, C.; AMY, L. A. Onset of submarine debris flow deposition far from original giant landslide. *Nature*, v. 450, p. 541–544. 2007. DOI:10.1038/nature06313.

TALLING, P.J.; CLARE, M.; URLAUB, M.; POPE, E.; HUNT, J.E.; WATT, S.F.L. Large submarine landslides on continental slopes: Geohazards, methane release, and climate change. *Oceanography*, v. 27(2), p. 32–45. 2014. DOI: 10.5670/oceanog.2014.38.

TANAKA, M. D.; SILVA, C. G.; CLENNELL, M. B. Gas hydrates on the Amazon submarine fan, Foz do Amazonas Basin, Brazil. Em: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRASILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 8, 2003, Salt Lake. AAPG, 2003.

TAPPIN, D. R.; WATTS, P.; GRILLI, S. T. The Papua New Guinea tsunami of 17 July 1998: anatomy of a catastrophic event. *Nat. Haz. Ear. Syst. Sci.*, v.8, p. 243-266. 2008.

LOCAT, J.; MIENERT, J.; BOISVERT, L. (Eds.). *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Advances in Natural and Technological Hazards Research, v. 19. Dordrecht: Springer, 2003. p. 383-389. DOI:10.1007/978-94-010-0093-2\_42.

Tappin, D.R.; Watts, P.; Matsumoto, T. (2008) Architecture and Failure Mechanism of the Offshore Slump Responsible for the 1998 Papua New Guinea Tsunami. *Natural Hazards Earth System Sciences* 8, p.243–266.

THOMAS, S.; HOOPER, J.; CLARE, M. Constraining Geohazards to the Past: Impact Assessment of Submarine Mass Movements on Seabed Developments. 2010. *In*: MOSHER, D.C.; SHIPP, R.C.; MOSCARDELLI, L.; CHAYTOR, J.D.; BAXTER, C.D.P.; H.J. LEE; URGELES, R. (Eds.). *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Advances in Natural and Technological Hazard Research, Dordrecht: Springer. v. 28, 2010. DOI:10.1007/978-90-481-3071-9\_32.

THOMPSON, L.; MOSLEY-THOMPSON, E.; DAVIS, M.; LIN, P.; HENDERSON, K.; COLE-DAI, J.; BOLZAN, J.; LIU, K. Late Glacial Stage and Holocene Tropical Ice Core Records from Huascarán, Peru. *Science*, v. 269, p. 46-50. 1995. DOI:10.1126/science.269.5220.46.

TWICHELL, D.; CHAYTOR, J.; BRINK, U.S.; BUCZKOWSKI, B.J. Morphology of late Quaternary submarine landslides along the U.S. Atlantic continental margin. *Mar. Geol.*, v. 264, p. 4-15. 2009. DOI: 10.1016/j.margeo.2009.01.009.

URLAUB, M.; TALLING, P.J.; MASSON, D.G. Timing and frequency of large submarine land-slides: Implications for understanding triggers and future geohazard. *Quat. Sci. Rev.*, v. 72, p. 63–82, 2013. DOI: 10.1016/j.quascirev.2013.04.020.

VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M.; THOMPSON, S. Seismic Stratigraphy and Global Change in Sea Level, Part 3: Relative Change of Sea Level from Coastal Onlap. 1977. *In*: PAYTON, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir, v. 26. AAPG Memoir, 1977. p. 63-81.

VAIL, P. R.; TODD, R. G.; SANGREE, J. B. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 5: Chronostratigraphy Significance of Seismic Reflections. 1977. *In*: PAYTON, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir, v. 26. AAPG Memoir, 1977. p. 99-116.

VARNES, D.J. Slope movement types and processes, Special Report v.176, p. 11-33. 1978.

VEEKEN, P. *Seismic stratigraphy, basin analysis and reservoir characterization*. 1 ed. Amsterdã: Elsevier, 2007.

WEAVER, P.; WYNN, R.; KENYON, N.; EVANS, J. Continental margin sedimentation, with special reference to the north-east Atlantic margin. *Sedimentology*, v. 47, p. 239-256. 2000. DOI: 10.1046/j.1365-3091.2000.0470s1239.x.

**APÊNDICE A – Parâmetros morfométricos aproximados medidos para as zonas de remoção identificadas no talude da Bacia da Foz do Amazonas**

Tabela 3 – Parâmetros morfométricos aproximados medidos para as zonas de remoção identificadas no talude da Bacia da Foz do Amazonas.

<b>Zona de Remoção (ZR)</b>									
	<b>Nome</b>	<b>Tipo escarpa</b>	<b>Alt.Máx(m)</b>	<b>Comp. Máx.(Km)</b>	<b>Larg.Máx.(km)</b>	<b>Área(Km<sup>2</sup>)</b>	<b>Prof. Distrib.(m)</b>	<b>Grad.Méd.(°)</b>	<b>Grad.Max.(°)</b>
<b>Setor SE</b>	<b>SE1</b>	erosiva	700	29	60	1435	100-2196	5	12.26
	<b>A1 (SE2)</b>	erosiva	800	60	23	1815	90-3247	3.6	10.3
	<b>A2 (SE2)</b>	erosiva	1300	73	50	5630	108-3000	2.15	6.46
<b>Setor Central</b>	<b>C1</b>	erosiva	100	82	14	1622	1370-2850	1.09	2.9
	<b>MTD a leste do C.Amazonas</b>	sem escarpa associada	X	X	X	X	X	X	X
	<b>C2</b>	erosiva	75	53	26	1143	1390-2630	1.4	3.48
	<b>C3</b>	erosiva	180	55	15	1290	380-1760	1.69	3.36
	<b>Dm.Extensional (NO;SE)</b>	estrut.erosiva	70-120	X	X	5980	130-1840	0.7;1.4	2;6
	<b>Dm.Compressivo(NO;SE)</b>	estrut.erosiva	350-520	X	X	2544	1150-2225	2;X	7.4;X
<b>Setor NO</b>	<b>NO</b>	erosiva	780	91	41	5900	135-3240	2	9

X - não foi possível efetuar a medição ou ausência de feição

Alt.Máx(m) - medida na porção mais íngreme (escarpa) da zona de remoção

Fonte: A autora, 2020.

**APÊNDICE B** – Parâmetros morfométricos aproximados medidos para os depósitos de transporte de massa identificados na região de talude e bacia profunda da Bacia da Foz do Amazonas

Tabela 4 – Parâmetros morfométricos aproximados medidos para os depósitos de transporte de massa identificados na região de talude e bacia profunda da Bacia da Foz do Amazonas.

Depósitos de Transporte de Massa											ZR + depósito
	Nome	Compr.(Km)	Larg.Máx.(km)	Area(Km <sup>2</sup> )	Prof. Distrib.(m)	Grad.Méd.(°)	Grad.Max.(°)	Esp.Máx(m)	Padrão	Attach/Detach	Compr. Tot.**(Km)
Setor SE	SE1	143	35	3058	2310-3900	0.9	3	X	coeso	attached	170
	A1 (SE2)	270	100	37500	1500-4225	0.5	9	X	coeso	attached	285
	A2 (SE2)							X	coeso	attached	
Setor Central	C1	(82)feição fóssil	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	MTD a leste do C.Amazonas	185	48	10000	2900-4090	0.5	2.2	X	coeso	detached	185
	C2	122	48	8260	750-3260	1	3.3	X	desintegrativo	detached	128
	C3							X	desintegrativo	detached	
	Dm.Extensional (NO;SE)	12	51	6000	120-540	0.7;1.4	2;6.6	40	desintegrativo	detached	16
	Dm.Compressivo(NO;SE)	166	75	2545	1930-4000	2;X	7.2;X	10	desintegrativo	detached	188
Setor NO	NO	182	34	15170	1440-4000	0.6	3.6	70	coes/desint.	attached	203

X - não foi possível efetuar a medição ou ausência de feição

Compr. - a partir dos primeiros indícios de cobertura do fundo por massas remobilizadas

Attached/detached - *sensu* Moscardelli & Wood (2008)

Compr.(Km) - distância medida a partir dos primeiros indícios de cobertura do fundo por massas remobilizadas

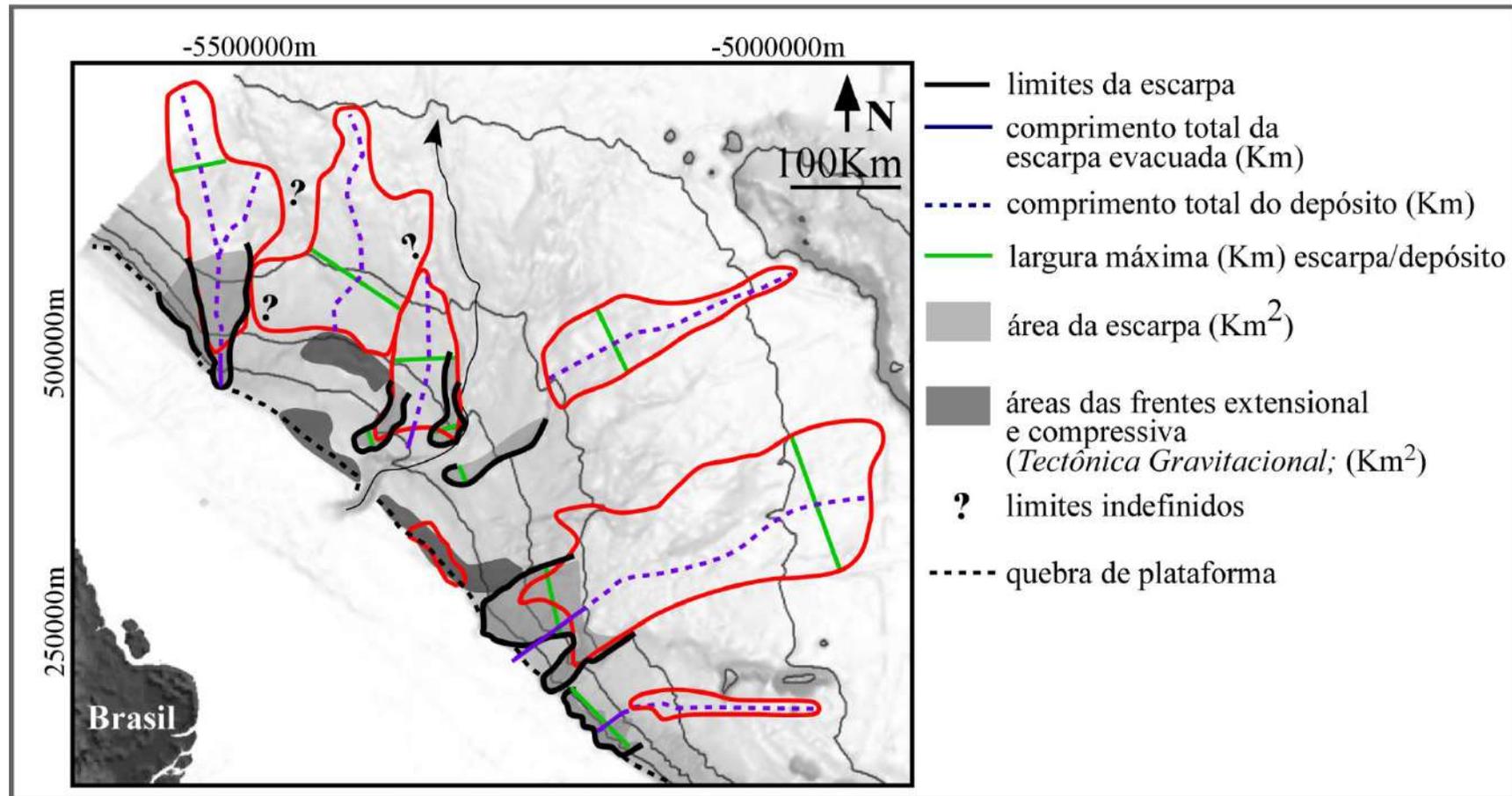
Comp.Tot\*\* (Km) - distância medida entre porção mais rasa da escarpa e região mais distal de fundo do mar perturbado

Comp.Tot\*\* (Km) dos MTDs dos Domínios extensional e compressivo: distância medida a partir da estrutura mais proximal (posição mais rasa na coluna d'água) observada e região mais distal de fundo do mar perturbado

Fonte: A autora, 2020.

**APÊNDICE C** – Mapa batimétrico com os principais parâmetros morfométricos medidos para as escarpas, depósitos de remobilização e áreas ocupadas pelas estruturas da tectônica gravitacional na bacia da Foz do Amazonas

Figura 120 – Mapa batimétrico ilustrando a medição dos principais parâmetros morfométricos obtidos neste trabalho.

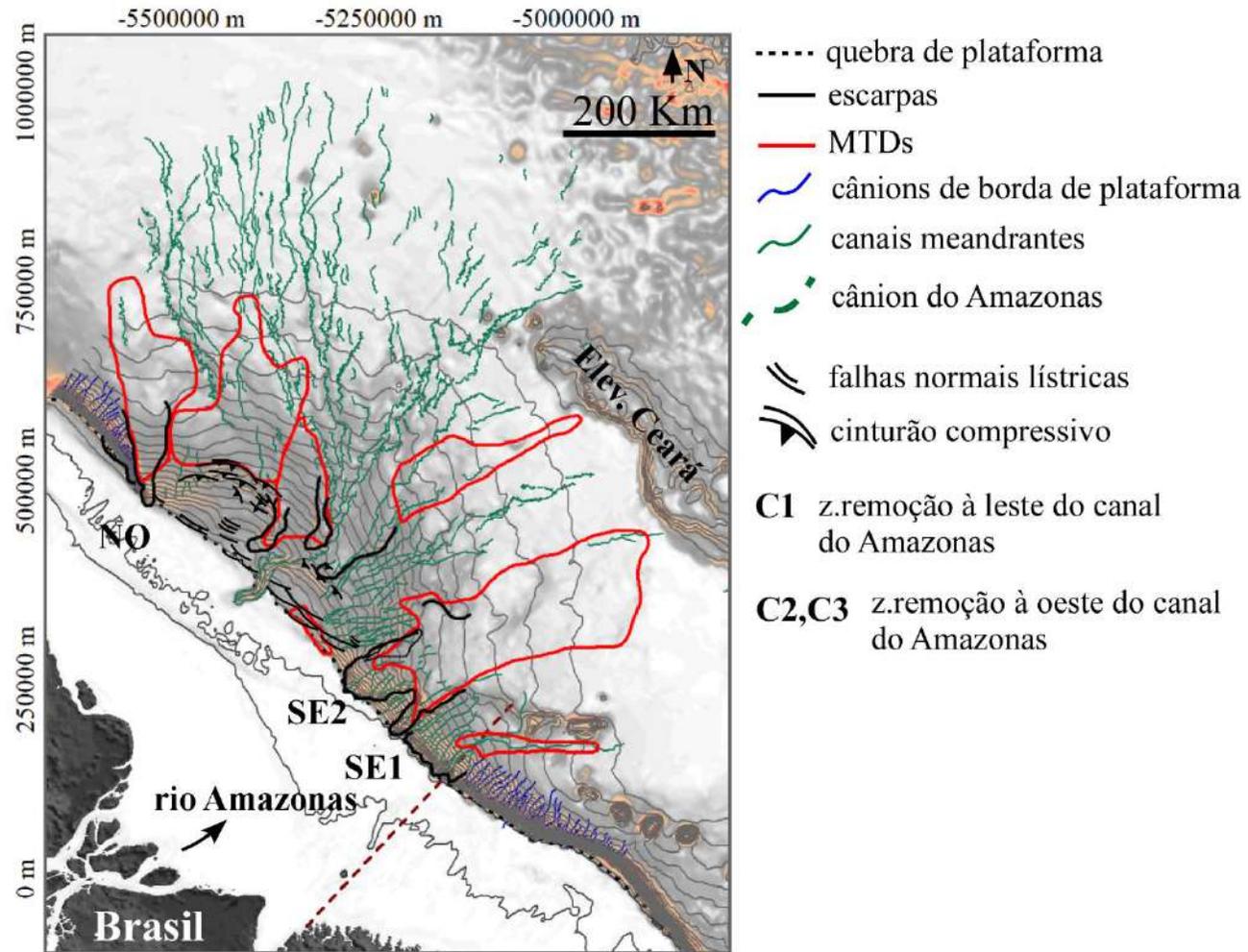


Legenda: Valores listados nos Apêndices A e B. Contornos de profundidade: -1000m, -2000, -3000, -4000m.

Fonte: A autora, 2020.

APÊNDICE D – Mapa geomorfológico da Bacia da Foz do Amazonas

Figura 121 – Mapa geomorfológico da Bacia da Foz do Amazonas.



Fonte: A autora, 2020