

MOVIMENTOS DE MASSA MULTIESCALA NA BACIA DA FOZ DO AMAZONAS – MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA*

Érika Ferreira da Silva Araújo¹, Cleverson Guizan Silva¹, Antonio Tadeu dos Reis², Rodrigo Perovano¹, Christian Gorini³, Bruno C. Vendeville⁴ e Natália Caldas de Albuquerque¹

Recebido em 17 junho, 2009 / Aceito em 11 setembro, 2009
Received on June 17, 2009 / Accepted on September 11, 2009

ABSTRACT. Analysis of 2D multi-channel seismic data provided evidences that sediment slides are recurrent elements in the sedimentary succession of the Foz do Amazonas Basin. In the Amazon Fan, a linked extensional-contractional system glides along weak levels, forming gravitational fold-and-thrust belts of regional scale. Gravity-related fault scarps and sea-floor uplifts (up to 500 m high) induced surficial sediment slides along thrust-faults (average thickness between 200-300 m), resulting in structurally-driven mass movement deposits, as large as 10^4 km². We document, as well, the occurrence of two thick large-scale megaslides along the steep margin to the NW and to the SE of the fan. Megaslides can remobilize siliciclastic series downslope as allochthonous masses over areas as large as thousands of km²: the *Pará-Maranhão Megaslide* (up to 1000 m thick) extends downslope to the Pará-Maranhão Basin over an area of about 90,000 km². To the Northwest of the fan, the *Amapá Megaslide Complex* consists of a series of recurrent megaslides (each one as thick as 300-700 m), forming a thick stratigraphic succession related to mass transport processes, across an area of about 80,000 km². The instability that triggers megaslides is most likely created by pore overpressure as indicated by the seismic attributes of their respective base of slides, characterized by seismic signals of negative polarity.

Keywords: mass movement, submarine megaslides, gravity tectonics, Amazon Deep-sea Fan, Brazilian equatorial margin.

RESUMO. A análise de dados de sísmica multicanal 2D evidenciou que depósitos de transporte de massa são elementos recorrentes na coluna estratigráfica da Bacia da Foz do Amazonas. Na área do Leque do Amazonas, um sistema extensivo-compressivo interligado desliza sobre níveis de destacamento basais, formando cinturões gravitacionais de dobramento e cavalgamento de escala regional. Escarpas de falha e soerguimentos de fundo associados (de até 500 m de altura) induzem o disparo de transporte de massa da ordem 200-300 m de espessura, envolvendo áreas de cerca de 10^4 km². Neste estudo também foi mapeada a ocorrência de espessos megadeslizamentos nas porções de talude íngreme a NW e a SE do Leque do Amazonas. Os megadeslizamentos remobilizam espessas séries sedimentares de milhares de km²: o *Megadeslizamento Pará-Maranhão* (até 1000 m de espessura) localiza-se a SE do leque, se estende à Bacia do Pará-Maranhão, ocupando uma área de aproximadamente 90.000 km²; a NW do leque, o *Complexo de Megadeslizamentos Amapá* consiste numa série de megadeslizamentos (espessuras entre 300-700 m), formando uma espessa coluna sedimentar alóctone, de aproximadamente 80.000 km². No contexto destes megadeslizamentos, a instabilidade gravitacional pode ter sido criada pelo aumento da pressão intersticial, como indicada por atributos sísmicos das superfícies basais dos deslizamentos, caracterizados por sinais sísmicos de polaridade negativa.

Palavras-chave: movimento de massa, megadeslizamentos submarinos, tectônica gravitacional, Leque Submarino do Amazonas, margem equatorial brasileira.

*Esta é uma contribuição do grupo de estudos GEOMARGEM – Geologia e Oceanografia de margens continentais passivas (<http://www.geomargem.org>).

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Departamento de Geologia, LAGEMAR, Instituto de Geociências/UFF, Av. General Milton Tavares de Souza, s/n, 4º andar, Campus da Praia Vermelha, Gragoatá, 24210-346 Niterói, RJ, Brasil. Tel.: (21) 2629-5930/2629-5932; Fax: (21) 2629-5931 – E-mails: erikafsa@gmail.com; cleverson@igeo.uff.br; rperovano@gmail.com; natacaldas@yahoo.com.br

²Programa de Mestrado em Oceanografia, Faculdade de Oceanografia/UERJ, Rua São Francisco Xavier, 524, 4º andar, Maracanã, 20550-900 Rio de Janeiro, RJ, Brasil. Tel.: (21) 2587-7838 – E-mail: antonio.tadeu@pq.cnpq.br

³Laboratoire Evolution et Modélisation des Bassins Sédimentaires, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP) – CNRS UMR 7193, Université Pierre et Marie Curie – Paris 6. 4 place Jussieu – case 117, Tour 56-66, 5ème étage, 75252 Paris cedex 05 France – E-mail: christian.gorini@upmc.fr

⁴Université des Sciences et Technologies de Lille I, U.F.R. des Sciences de la Terre, Cite Scientifique – Batiment SN5, UMR 8110, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France – E-mail: bruno.vendeville@univ-lille1.fr

INTRODUÇÃO

Os fluxos gravitacionais e seus depósitos associados são reconhecidamente importantes na construção sedimentar das margens continentais, principalmente em regiões de aporte sedimentar significativo, como nos leques submarinos de águas profundas (ex: Bouma et al., 1985; Damuth, 1994; Combellas-Bigott & Galloway, 2006; Anka et al., 2009). O disparo dos processos de instabilidade gravitacional do fundo submarino tem sido relacionado a vários fatores, tais como: o aumento da pressão intersticial de fluidos decorrente de elevações eustáticas (e.g. Reading & Richards, 1994; Stow et al., 1996; Flood & Piper, 1997; Vendeville & Gaullier, 2003; Sultan et al., 2004a); à compactação e expulsão de água em regiões de altas taxas de sedimentação (e.g. Sultan et al., 2004a; Bilotti & Shaw, 2005); e à dissociação de hidratos de gás em períodos de rebaixamento eustático (e.g. Maslin & Mikkelsen, 1997; Mienert et al., 2001; Sultan et al., 2004b).

No Leque Submarino do Amazonas (a partir daqui referenciado como Leque do Amazonas), diversos estudos chamam a atenção para a ocorrência de depósitos de massa nas unidades sedimentares de idade quaternária do leque (Damuth & Embley, 1981; Manley & Flood, 1988; Piper et al., 1997a; Maslin & Mikkelsen, 1997; Maslin et al., 2005), constituindo elementos importantes na evolução da arquitetura sedimentar deste complexo turbidítico (Damuth et al., 1988; Pirmez & Imran, 2003; Maslin & Mikkelsen, 1997; Maslin et al., 2005). Vários autores sugerem que a dissociação de hidratos de gás ocasionada por rebaixamentos eustáticos durante o Quaternário Superior tenha representado um dos principais fatores indutores dos múltiplos eventos catastróficos de remobilização, transporte e depósito de massa (*MTDs*) mapeados na área (e.g. Flood & Piper, 1997; Maslin & Mikkelsen, 1997; Piper et al., 1997a, 1997b; Maslin et al., 2005).

Por outro lado, o Leque do Amazonas é também afetado por eventos deformacionais relacionados à tectônica gravitacional (*gravity tectonics*). Esta modalidade de deformação resulta no deslizamento de espessas seqüências sedimentares da bacia sobre múltiplos níveis de *décollement* ou descolamento basais (Silva et al., 1999; Cobbold et al., 2004; Oliveira, 2005; Da Silva, 2008; Perovano et al., 2008; Reis et al., 2008a, b; Reis et al., no prelo). Este processo envolve a deformação das seqüências marinhas da Bacia da Foz do Amazonas da ordem de milhares de metros de espessura (~10 km), englobando áreas de dimensões regionais de dezenas milhares de km² (~45.000 km², segundo Perovano et al., 2009).

No entanto, apesar de conhecidos, e muitas vezes mapeados, os depósitos de transporte de massa do leque e da Bacia da Foz do

Amazonas, não foram, até o momento, analisados no contexto da tectônica gravitacional. O objetivo do presente trabalho é desta forma, o mapeamento das feições erosivas e dos depósitos associados à instabilidade gravitacional e remobilização de massa na região do Leque Superior do Amazonas e na Bacia da Foz do Amazonas como um todo, focalizando sua relação espacial com as estruturas do arcabouço da tectônica gravitacional que afetam o fundo submarino da região.

METODOLOGIA E BASE DE DADOS

O trabalho baseia-se na interpretação de cerca de 15.000 km de linhas sísmicas de reflexão multicanal 2D com penetração de até 13s, compreendendo linhas sísmicas do Projeto de “Delimitação da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (Projeto LEPLAC)”, cedidos pela Secretaria da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (SECIRM), linhas sísmicas disponibilizadas pelas empresas GAIA e FUGRO, além de algumas seqüências sísmicas fornecidas pelo BDEP-ANP (Banco de Dados de Exploração e Produção – Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis) (Fig. 1).

Os dados batimétricos utilizados são uma compilação de dados públicos ETOPO2 (Smith & Sandwell, 1997) e dados de batimetria do Leque Superior e Médio do Amazonas, fornecidos pela Diretoria de Hidrografia e Navegação, DHN-Marinha do Brasil, compilados a partir de diversas fontes (Petrobras, GEODAS, GEBCO).

Os dados sísmicos foram interpretados buscando-se mapear as feições e depósitos superficiais e subsuperficiais associados a movimentos de massa (escarpas erosivas e de falha, blocos deslizados e/ou rotacionados e depósitos de movimento e fluxo de massa associados). Estas feições e depósitos foram associados às estruturas (falhas normais e reversas, e dobras) formadas pela tectônica gravitacional, mapeadas por Da Silva (2008) a partir da mesma base de dados (Perovano et al., 2009). A interpretação sísmica foi realizada através do programa SMT (8.0) da Kingdom Suite[®] onde foram interpretados os horizontes sísmicos e elaborados os mapas de distribuição das feições e depósitos mapeados.

GEOLOGIA REGIONAL E ÁREA DE ESTUDOS

A Bacia da Foz do Amazonas é a mais extensa das bacias da margem equatorial brasileira (Matos, 2000). Seus limites coincidem, a noroeste, com o Platô de Demerara e, a sudeste, com a Ilha de Santana (Bacia do Pará-Maranhão) totalizando aproximadamente 360.000 km², desde a plataforma continental até a bacia profunda (Brandão & Feijó, 1994; Figueiredo et al., 2007) (Fig. 2).

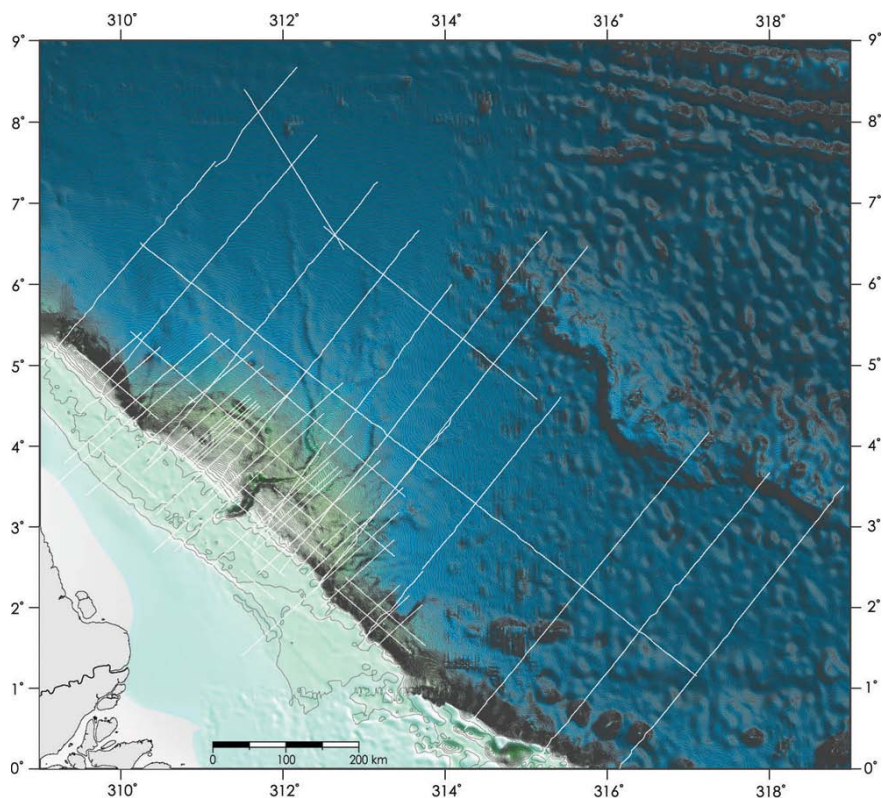


Figura 1 – Mapa batimétrico regional da Bacia da Foz do Amazonas com localização das linhas sísmicas utilizadas neste estudo. Dados batimétricos regionais do ETOPO2 (Smith & Sandwell, 1997) e locais, no Leque Superior e Médio do Amazonas, fornecidos pela Diretoria de Hidrografia e Navegação, DHN-Marinha do Brasil.

A evolução sedimentar da Bacia da Foz do Amazonas teve início com a fase rifte, estabelecida no final do Barremiano, e que se estendeu ao final do Albiano (~102 Ma), quando uma transgressão marinha estabeleceu condições abissais na área (Figueiredo et al., 2007). Em seguida, um progressivo preenchimento da bacia por seqüências progradantes de arenitos e folhelhos (Formação Limoeiro) se estendeu até o Paleoceno (Brandão & Feijó, 1994; Figueiredo et al., 2007). Do Paleoceno ao Mioceno Médio, ocorreu o estabelecimento de uma plataforma carbonática estável em águas rasas, denominada Formação Amapá. Enquanto em águas profundas observa-se a presença de folhelhos, que caracterizam a Formação Travosas. A deposição das últimas grandes formações sedimentares da bacia ocorreu a partir do Mioceno Superior, com o estabelecimento da drenagem do Rio Amazonas para o Oceano Atlântico entre 11,8 e 11,3 Ma (Figueiredo et al., 2009), em conseqüência do aumento da taxa de soergimento dos Andes (Damuth & Kumar, 1975; Hoorn et al., 1995; Maslin & Mikkelsen, 1997; Rimington et al., 2000; Lopez, 2001; Maslin et al., 2005). Uma enorme carga de cerca de 10 km

de espessura de sedimentos resultou na formação e progradação do Leque do Amazonas e na deformação flexural da margem. Os sedimentos desta fase estão incluídos no Grupo Pará, que engloba os arenitos costeiros e de plataforma interna da Formação Tucunaré, os siltitos, arenitos e folhelhos de plataforma média e talude da Formação Pirarucu e os arenitos, siltitos e predominantemente argilitos da Formação Orange, que compõe a maior parte dos sedimentos do Leque do Amazonas (Rezende & Ferradaes, 1971; Silva & Rodarte, 1989; Brandão & Feijó, 1994; Silva et al., 1999; Figueiredo et al., 2007).

As taxas de sedimentação foram expressivas durante a deposição do Grupo Pará, sendo ainda profundamente afetadas pelas variações eustáticas, especialmente durante o Quaternário. Considerando-se uma espessura de cerca de 10 km depositadas em aproximadamente 10 Ma, Cobbold et al. (2004) estimaram uma taxa deposicional média de 1,0 m/ka. Recentemente, Figueiredo et al. (2009) estabeleceram, a partir de dados bioestratigráficos e isotópicos, três estágios de desenvolvimento para o Leque do Amazonas, segundo taxas médias de deposição se-

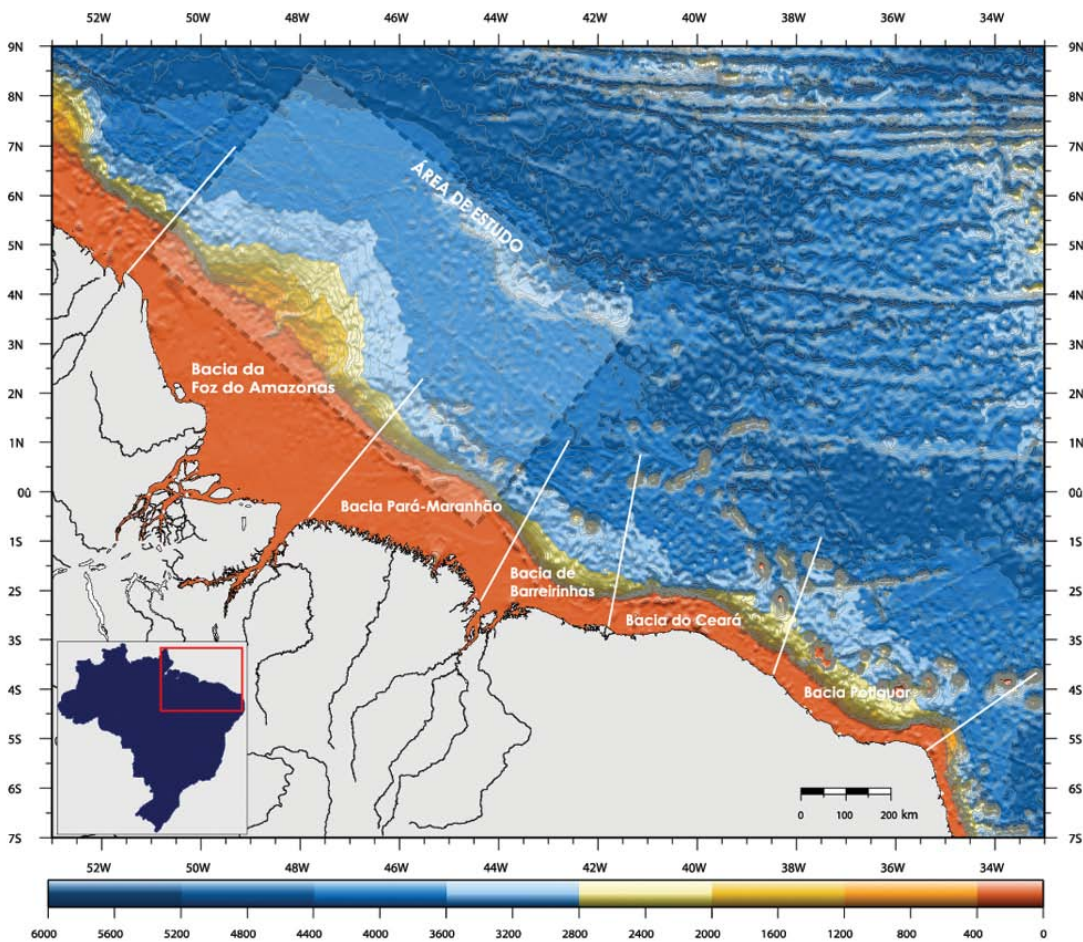


Figura 2 – Mapa regional da margem equatorial brasileira com a localização da área de estudos (dados batimétricos regionais do ETOPO2, Smith & Sandwell, 1997).

dimentar variáveis a partir de 11.8-11.3 Ma, data de estabelecimento do Rio Amazonas como um rio transcontinental: uma taxa de deposição relativamente baixa de 0,05 m/ka teria prevalecido entre 11.8-6.8 Ma, com parte da deposição tendo se dado inicialmente em bacias continentais; numa fase intermediária, entre 6.8-2.4 Ma, a taxa de deposição média aumentaria cerca de seis vezes, para valores médios de 0,3 m/ka; finalmente, entre 2.4 Ma e o presente, a taxa de deposição teria aumentado ainda mais quatro vezes, para atingir valores médios de 1,22 m/ka. No entanto, são calculadas taxas de sedimentação de até 5 m/ka para o Pleistoceno Superior (Mikkelsen et al., 1997; Piper et al., 1997b; Rimington et al., 2000) durante as fases de mar baixo (glaciais), quando o Rio Amazonas esteve diretamente conectado ao seu cânion, na borda da plataforma e talude continental.

O Leque do Amazonas é a feição morfológica de maior expressão na Baía da Foz do Amazonas (Fig. 3). O leque é caracte-

terizado por um espesso prisma de sedimentação siliciclástica, com espessura que chega a 9.000 m (Silva et al., 1999) e está entre os mais expressivos complexos turbidíticos modernos, se estendendo por cerca 700 km além da quebra de plataforma continental (Rimington et al., 2000) e cobrindo uma área de cerca de 360.000 km² da porção noroeste da margem equatorial brasileira (Silva et al., 1999). O leque possui gradiente médio de 0.4° e estende-se por profundidades entre 1000 a 4800 m (Damuth & Flood, 1985; Silva et al., 1999; Lopez, 2001).

Os trabalhos pioneiros de Damuth & Kumar (1975) subdividiram e delimitaram as províncias fisiográficas do Leque do Amazonas em leque superior (até 3000 m de profundidade), médio (até 4200 m de profundidade) e inferior (até 4800 m de profundidade), com base nas mudanças de gradiente e no funcionamento dos sistemas de canal-dique marginal.

Embora estudos anteriores indiquem que o desenvolvimento

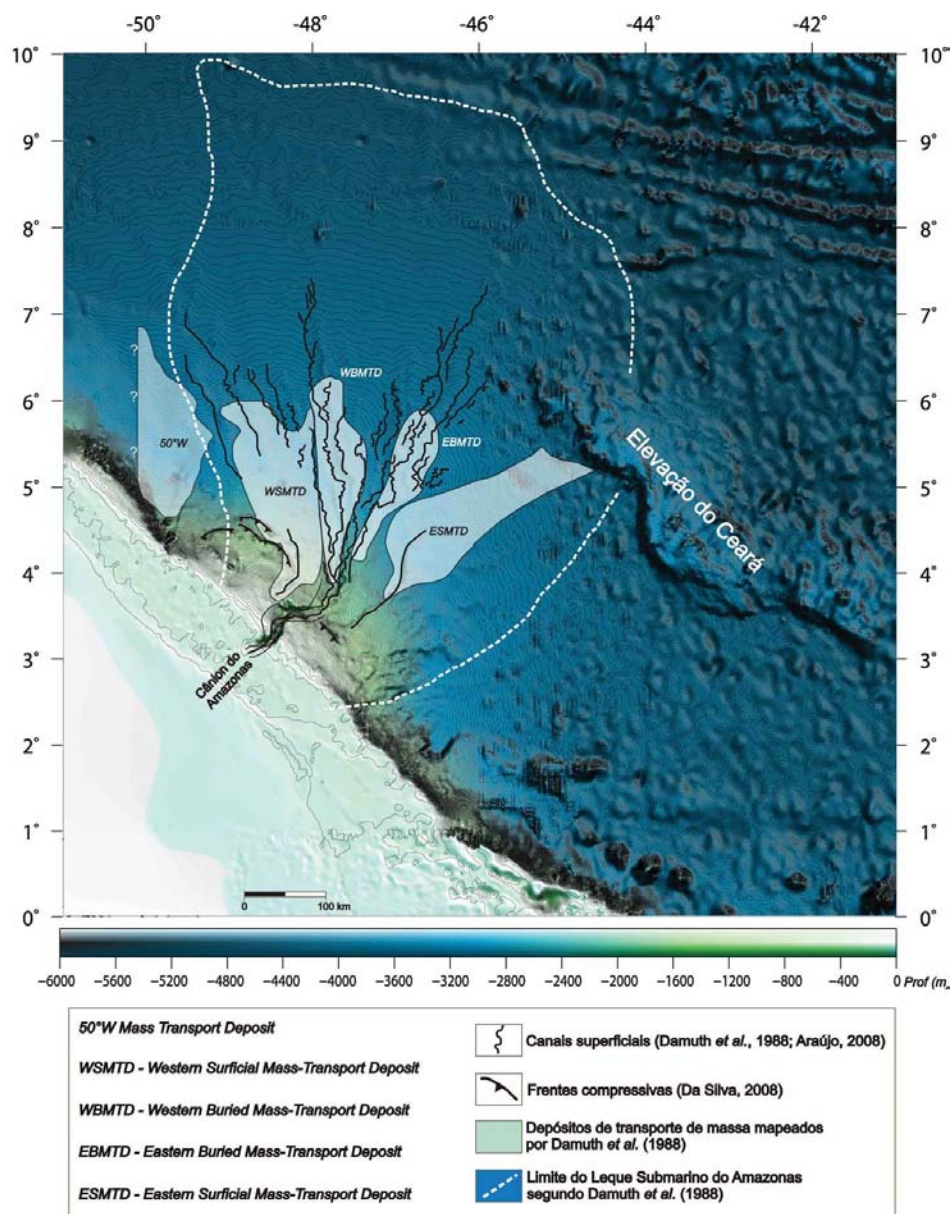


Figura 3 – Mapa batimétrico da Bacia da Foz do Amazonas mostrando a localização dos depósitos de transporte de massa (MTDs) regionais mapeados por Damuth et al. (1988) na área do Leque Submarino do Amazonas. Os MTDs estão na maioria das vezes localizados à frente dos cinturões de dobramento gravitacional que deformam as seqüências do leque.

do sistema Leque Submarino do Amazonas ocorreu a partir do Mioceno Superior (e.g. Brandão & Feijó, 1994; Maslin & Mikkelsen, 1997; Rimington et al., 2000; Lopez, 2001; Maslin et al., 2005; Figueiredo et al., 2009), os estudos sobre o padrão de crescimento do sistema turbidítico se concentram sobretudo na porção sedimentar mais superior (até cerca de 500-700 m de espessura), ou seja, nas unidades de canal-dique marginal que se agrupam nos chamados quatro complexos Plio-Quater-

nários mais recentes, segundo, por exemplo, Flood et al. (1995), Flood & Piper (1997) e Lopez (2001). Os complexos de canal-dique marginal se intercalam em subsuperfície com eventos recorrentes de transporte de massa (Manley & Flood, 1988; Damuth et al., 1988; Flood et al., 1995; Maslin & Mikkelsen, 1997; Piper et al., 1997a; Maslin & Mikkelsen, 1997; Maslin et al., 1998; Pirmez & Imran, 2003; Maslin et al., 2005). Segundo Flood et al. (1995) e Maslin et al. (2005), dois conjuntos de depósitos

de transporte de massa são reconhecidos na área, com base no mapeamento sísmico e datações através de sondagens da LEG 155 do Ocean Drilling Program (ODP): *depósitos subsuperficiais* e *depósitos superficiais*.

Segundo vários autores (Manley & Flood, 1988; Pirmez & Flood, 1995; Flood & Piper, 1997; Piper et al., 1997a; Maslin & Mikkelsen, 1997; Maslin et al., 2005), os depósitos de transporte de massa subsuperficiais, denominados “Depósito Profundo de Oeste” e “Depósito Profundo de Leste” (Fig. 3), encontrados na porção mais central do leque, foram formados a partir de deslizamentos gravitacionais que tiveram início no talude continental em profundidades entre 200 a 600 m (Maslin et al., 2005). Estes depósitos subsuperficiais apresentam idades de 41–45 ka (Depósito Profundo de Oeste) e de 35–37 ka (Depósito Profundo de Leste), respectivamente (Piper et al., 1997a, Maslin & Mikkelsen, 1997; Maslin et al., 2005).

Damuth & Embley (1981) e Piper et al. (1997a) também reconheceram três grandes depósitos de transporte de massa superficiais: os depósitos Oeste (*WSMTD*) e Leste (*ESMTD*), localizados respectivamente nos flancos oeste e leste dos complexos de canal-dique marginal, e ainda um terceiro mais a oeste, chamado de *50°W* (Fig. 3). Cada depósito possui em torno de 10^4 km² de área e volumes da ordem de 10^3 km³, podendo estender-se até profundidade de cerca de 4000 m, com espessuras variando entre 50 e 100 m (Piper et al., 1997a). As idades estimadas por Piper et al. (1997a) para os depósitos superficiais, com base em análises isotópicas em foraminíferos, situam-se próximas ao último máximo glacial (20 ka). Já análises bioestratigráficas conduzidas por Maslin & Mikkelsen (1997) e Maslin et al. (2005) indicam idades mais jovens, situadas entre 11 e 14 ka, correspondendo ao início da fase de rápida transgressão marinha.

Na verdade, a maioria dos autores (e.g. Piper et al., 1997a; Maslin & Mikkelsen, 1997) acredita que os depósitos de movimentos de massa (*MTDs*) do Leque do Amazonas são climaticamente induzidos, modulados por variações glacio-eustáticas: durante fases de rebaixamento de nível eustático, a dissociação dos hidratos de gás seria um dos principais mecanismos iniciadores de deslizamentos submarinos no leque; enquanto que durante fases de subida do nível eustático, o deslocamento dos depocentros para regiões de borda de plataforma, e o conseqüente aumento da pressão intersticial dos sedimentos, seria a causa de maior importância. Piper et al. (1997a) indicam ainda a movimentação de “diápiros de lama” como possível mecanismo causador dos movimentos de massa, sem, contudo, explorar esta hipótese. Aliás, Kowsmann (2002) discute o resultado da análise de um testemunho coletado no topo de uma destas estruturas “diapíricas”. O

autor mostra a ocorrência de calcilitos bioturbados de idade Plio-Pleistocênica, com matriz micrítica e presença de microfauna quimiossintética, com valores isotópicos de oxigênio indicativos de estágios climáticos glaciais no talude da região. Estas evidências favorecem a interpretação de processos de dissociação de hidratos de gás em períodos de mar baixo e de exudação de gás metano ao longo destas estruturas do leque.

Mas na realidade, inúmeras estruturas deformacionais no Leque do Amazonas, inicialmente interpretadas como “domos e diápiros de lama” (Bruno, 1987), foram posteriormente reinterpretadas como falhas reversas e de cavalgamento agrupadas em frentes compressivas (Silva et al., 1999; Cobbold et al., 2004; Oliveira, 2005; Da Silva, 2008; Reis et al., 2008a, b; Perovano et al., 2009). Assim, a Bacia da Foz do Amazonas é hoje uma área reconhecida pela ocorrência de estruturas atribuídas à tectônica gravitacional induzida por níveis basais de descolamento. A deformação, concentrada na província morfológica do leque superior (Oliveira, 2005), compreende a translação de espessa cobertura sedimentar Paleoceno-Recente sobre níveis basais de descolamento (argilas superpressurizadas?), o que resultou na formação de uma série de megaestruturas distribuídas em um domínio de falhas normais proximais (até cerca de 500 m de profundidade) e um domínio compressivo distal, formado por dobramentos e falhas de cavalgamento agrupadas em cinturões gravitacionais de dobramento e cavalgamento (*fold-and-thrust belts*), presentes entre 900–2100 m de profundidade (Fig. 4). As falhas reversas, quando aflorantes, podem impactar significativamente o fundo submarino formando escarpas de falha de até 480 m de desnível morfológico.

RESULTADOS

O Leque do Amazonas é uma construção sedimentar de águas profundas (Fig. 3), cuja deposição turbidítica se deu preferencialmente durante os períodos de rebaixamento relativo do nível do mar que se sucederam desde o início de sua construção a partir do Mioceno Superior (Damuth et al., 1983; Brandão & Feijó, 1994; Maslin & Mikkelsen, 1997; Flood & Piper, 1997; Rimington et al., 2000; Lopez, 2001; Maslin et al., 2005; Caldas et al., 2008; Figueiredo et al., 2009). Contudo, além da deposição turbidítica, é observada em diversas regiões da Bacia da Foz do Amazonas, uma série de depósitos associados a transporte de massa. Estes depósitos apresentam espessura, área e volume bastante variados e estão associados a diferentes causas, dentre as quais se destacam a morfologia da margem e a tectônica gravitacional. Os resultados descritos nos itens a seguir apresentam uma análise

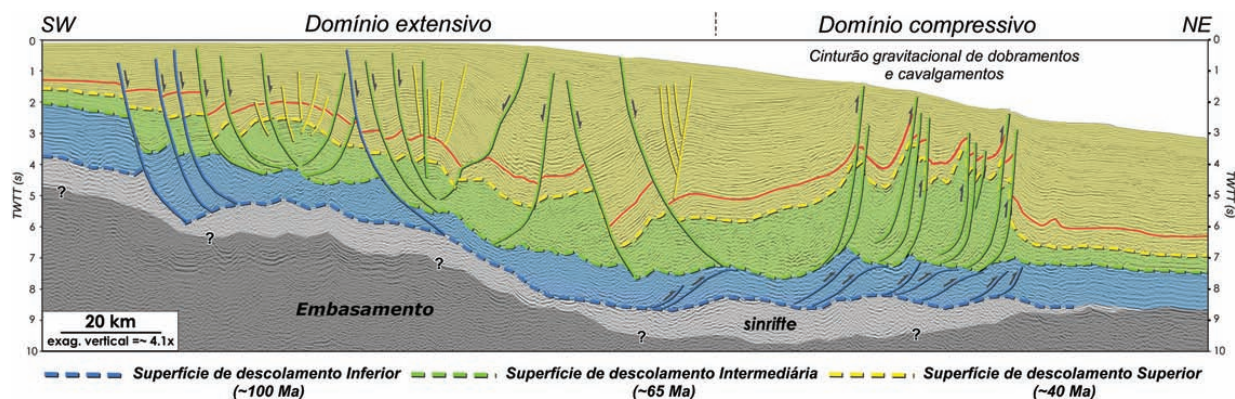


Figura 4 – Perfil sísmico (em tempo) ilustrando as estruturas extensivas e compressivas da tectônica gravitacional da Bacia da Foz do Amazonas, bem como os diversos níveis de descolamento basais (modificado de Da Silva, 2008). As linhas pontilhadas são: a Superfície de descolamento Azul (horizontes Albiano de ~100 Ma segundo Silva et al., 1999), a Superfície de descolamento Verde (horizontes de ~65 Ma, localizado no limite Cretáceo-Terciário segundo Silva et al., 1999) e a Superfície de descolamento Amarelo (horizontes Eoceno Médio de ~40 Ma, inferido através de correlação com dados sísmicos publicados de Silva et al., 1999). Localização na Figura 5.

da morfologia da margem continental da Bacia da Foz do Amazonas, em associação com a descrição das principais feições e domínios deformacionais relacionados à tectônica gravitacional. Por fim, são caracterizados os depósitos de transporte de massa (*MTDs*) no Leque do Amazonas e os depósitos de megadeslizamentos presentes nas regiões da bacia adjacentes a NW e SE do leque submarino.

MORFOLOGIA DA MARGEM CONTINENTAL – BACIA DA FOZ DO AMAZONAS

A margem continental da Bacia da Foz do Amazonas apresenta grandes variações morfológicas que refletem a influência da tectônica crustal, dos processos deposicionais do Leque do Amazonas e da tectônica gravitacional atuante na área. Esta última também afeta significativamente a morfologia da bacia, formando escarpamentos e soerguimentos estruturais em diversas escalas (Araújo, 2008; Silva et al., 2009).

Desníveis morfológicos no Leque Submarino do Amazonas

O Leque Superior do Amazonas coincide com os dois principais compartimentos estruturais da tectônica gravitacional, definidos por Oliveira (2005) e recentemente detalhados por Da Silva (2008) (Fig. 5), a partir da variação do estilo estrutural das frentes compressivas (*fold-and-thrust belts*): o *Compartimento Sudeste* e o *Compartimento Noroeste*, que são limitados via rampa de revezamento “*relay-ramp*”, ao longo da qual o sistema cânion-canal do Amazonas é estruturalmente controlado. As estruturas com-

pressivas que compõem este sistema afetam morfológicamente o fundo submarino, formando escarpas de falhas e soerguimentos de fundo em ambos os compartimentos estruturais (Fig. 6).

O domínio compressivo NW está localizado aproximadamente entre as isobatimétricas de 1600 m e 2100 m (Perovano et al., 2009), perfazendo uma larga faixa de cerca de 60-90 km de largura que se estende lateralmente por mais de 140 km (Fig. 5). Este domínio é marcado pela presença de megaestruturas representadas por falhas reversas ativas, com vergência para o continente, agrupadas em cinturões compressivos de cavalgamento (*fold-and-thrust belts*), parcialmente superpostos e de direção geral NW-SE. O maior desenvolvimento estrutural deste compartimento em relação ao Compartimento SE se revela através de uma sucessão de falhas reversas aflorantes formando escarpas de falha e uma série de degraus morfológicos sucessivos (Fig. 6A), que impactam localmente o fundo submarino. Estas escarpas tendem a ser mais elevadas na região de maior convexidade dos planos de falhas reversas, com relevos de até cerca de 500 m de desnível.

O domínio compressivo SE está localizado entre as isobatimétricas de 400 m e 1400 m (Fig. 5), compondo uma faixa de estruturas compressivas mais estreita, com cerca de 30 km de largura e estende-se lateralmente por cerca de 50 km. Este domínio é marcado pela compressão ativa restrita a um par de falhas reversas, resultando num cinturão compressivo (*thrust-and-fold belts*) menos desenvolvido que no Compartimento NW (Fig. 6B). Neste compartimento, as falhas reversas mostram-se sub-aflorantes, podendo soerguer o fundo submarino e provocar desníveis morfológicos locais de cerca de até 300 m, caracterizados por uma morfologia de rampa.

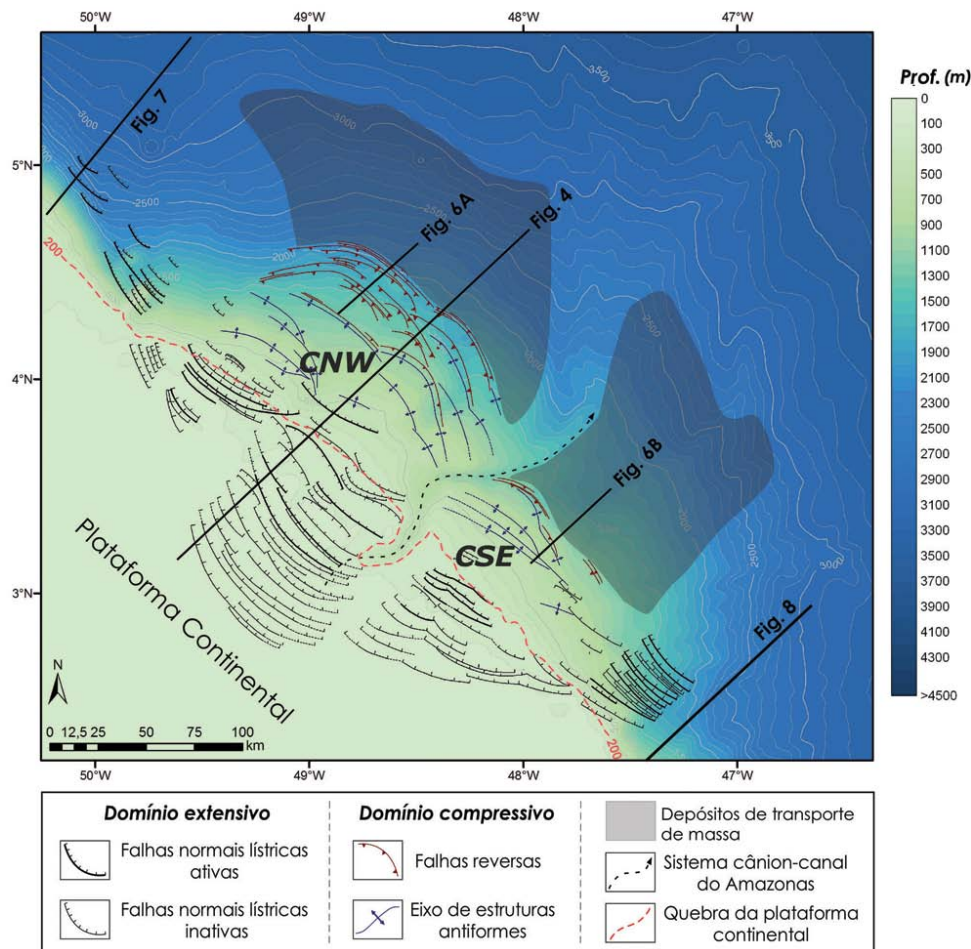


Figura 5 – Mapa conjugado das estruturas da tectônica gravitacional na Bacia da Foz do Amazonas (modificado de Perovano et al., 2009) e localização de ocorrências de depósitos de transporte de massa à frente dos cinturões de dobramento gravitacional que deformam as seqüências do leque. *CNW* = Compartimento Noroeste e *CSE* = Compartimento Sudeste de Oliveira (2005).

Morfologia da margem continental a Noroeste e a Sudeste do Leque Submarino do Amazonas

Enquanto a porção central da Bacia da Foz do Amazonas é caracterizada por uma morfologia suavizada (cerca 0.8° de gradiente), as porções do talude continental localizadas imediatamente a SE e a NW do leque são caracterizadas por margens continentais mais magras, refletindo mais claramente a herança estrutural da margem.

O talude continental da porção NW da Bacia da Foz do Amazonas apresenta os mais altos valores relativos de gradientes ($\sim 5.6^\circ$) observados na margem continental da bacia, em função de um grande escarpamento erosivo que se estende pelo talude superior da área até cerca de 2.500 m de profundidade, truncando a cobertura sedimentar da região de quebra da plataforma (Fig. 7). O gradiente de fundo suaviza-se fortemente para valores de 0.93°

a 0.12° , refletindo o predomínio de processos deposicionais do fundo submarino na região, sob a influência distal da deposição do Leque Submarino do Amazonas.

O talude continental da porção SE da Bacia da Foz do Amazonas apresenta valores relativos de gradientes comparativamente menores que o talude NW, com valores medidos em torno de 2.6° (Fig. 8). Porém, o talude continental SE é marcado por maiores irregularidades morfológicas locais, com a presença de escarpas erosivas em posição de pé de talude. Uma primeira escarpa erosiva (mais proximal), aqui chamada *escarpa 1*, distribui-se ao longo do talude superior por cerca de 180 km de continuidade lateral, e altura máxima de cerca de 1000 m, truncando o acamamento sedimentar da cobertura. Esta escarpa tem sua origem aparentemente por falhamentos normais lítricos, produto de processos de instabilidade gravitacional. Uma segunda grande escarpa

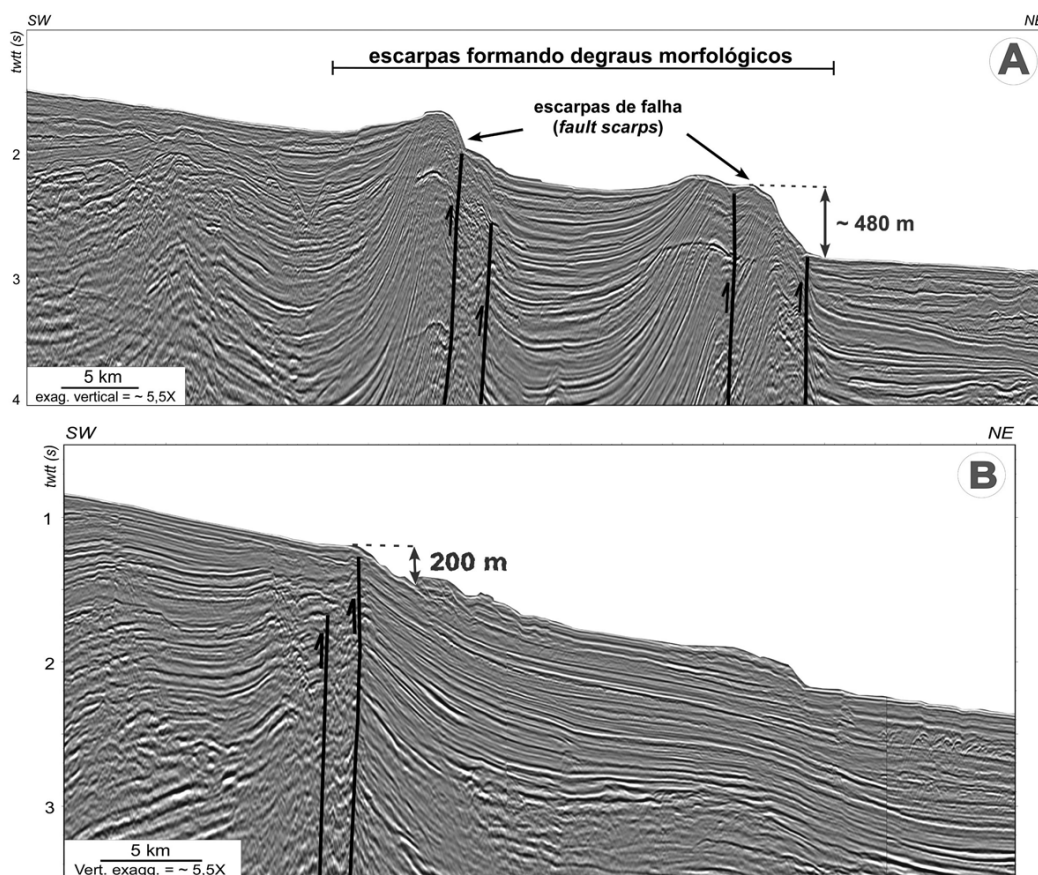


Figura 6 – A) Perfil sísmico (em tempo) localizado sobre o domínio compressivo NW do Leque Submarino do Amazonas, mostrando os cinturões compressivos e a ocorrência de escarpas de falha de maior desnível batimétrico da bacia. Observa-se também a morfologia do fundo submarino em forma de degraus morfológicos sucessivos. B) Perfil sísmico (em tempo) sobre o domínio compressivo SE onde se observa a formação de rampas associadas às frentes compressivas com truncamento do pacote sedimentar superficial. Localização na Figura 5.

mais distal (aqui chamada *escarpa 2*) é observada a cerca de 4500 m de profundidade, sendo representada por uma feição em forma de anfiteatro com dimensões regionais de cerca de 260 km de extensão e desnível morfológico de até 720 m. Esta escarpa possui um caráter fortemente erosivo, marcada pelos refletores truncados ao longo de todo o plano da escarpa.

MAPEAMENTO DE DEPÓSITOS DE MOVIMENTOS DE MASSA NA BACIA DA FOZ DO AMAZONAS

Na escala regional da Bacia da Foz do Amazonas foram reconhecidas quatro grandes ocorrências de depósitos de transporte de massa. Estas ocorrências envolvem diferentes áreas de diferentes dimensões, diferentes espessuras de pacotes sedimentares remobilizados, e distintos graus de desestruturação e/ou reestruturação da massa alóctone (Araújo, 2008).

Feições e depósitos de transporte massa (MTDs) no Leque Submarino do Amazonas

Duas ocorrências principais de depósitos de transporte massa foram mapeadas na região central do Leque do Amazonas, correspondendo às províncias de leque superior e médio. Tais depósitos estão localizados em posição contígua às estruturas compressivas que compõem os cinturões gravitacionais de dobramento e falhamentos dos compartimentos SE e NW que deformam o leque (Fig. 9), descritos anteriormente. Contudo, vale ressaltar que os limites distais das ocorrências mapeadas correspondem apenas aos limites dos dados sísmicos disponíveis, bem como aos depósitos mais superficiais.

Região contígua à frente compressiva SE

À jusante do domínio compressional SE foi mapeada uma ocorrência regional de depósitos de transporte de massa (MTDs),

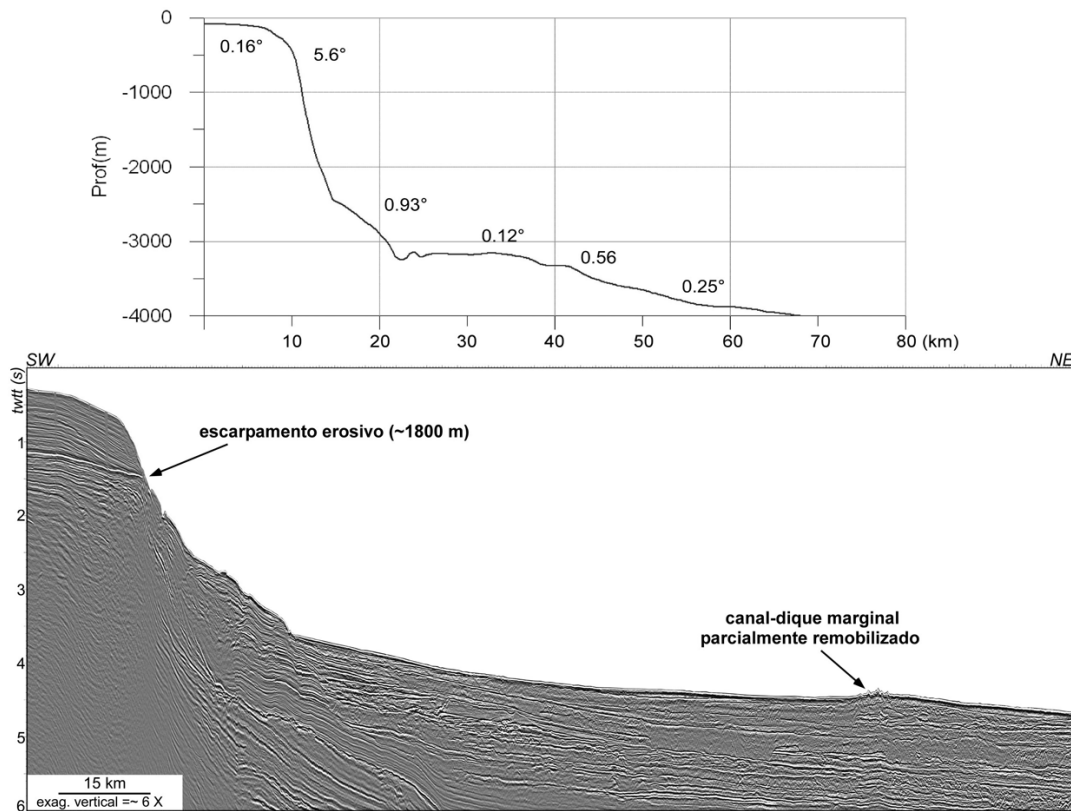


Figura 7 – Perfil morfológico e seção sísmica (em tempo) sobre o talude continental NW da Bacia da Foz do Amazonas, adjacente ao Leque Submarino do Amazonas. No perfil morfológico observa-se o maior gradiente calculado neste trabalho para a bacia; enquanto na seção sísmica observa-se o caráter erosivo da escarpa. Localização na Figura 5.

com cerca de 8.000 km² e que se estendem entre as isobatimétricas de 1000 e 2700 m. A região de cabeceira deste depósito pode ser caracterizada por blocos remobilizados, de espessuras da ordem de 200-250 m, com grau de deformação variável. Estes blocos podem se apresentar falhados (falhamentos normais lítricos) e/ou levemente rotacionados, e por vezes destacados a partir de escarpas erosivas bem caracterizadas (Fig. 10A), que demarcam a principal cicatriz de remoção da ocorrência (*headwall scar*).

Os depósitos, de forma geral, se espessam gradiente abaixo, atingindo espessuras da ordem de 350-600 m, e resultando num leve abaulamento do fundo submarino (Fig. 10A). Internamente, os depósitos apresentam variações de sismofácies no sentido vertical, caracterizadas ora por refletores plano-paralelos e subparalelos descontínuos (sismofácies **a**, Fig. 10A), ora por sismofácies mais caóticas e/ou transparentes, sugerindo eventos de deformacionais discretos (sismofácies **b**, Fig. 10A). A parte inferior do depósito é caracterizada por uma camada (~300 m de espessura) dominada por refletores internos contorcidos e falhamen-

tos reversos sucessivos, indicando uma deformação de natureza compressional.

Região contígua à frente compressiva NW

Imediatamente à frente do cinturão compressivo NW, também foi mapeada uma ocorrência de depósitos de transporte de massa (Fig. 9). No entanto, esta ocorrência se insere num contexto morfológico diferenciado em relação ao setor SE, além de apresentar variações de fácies sísmicas mais significativas. Estes depósitos estão localizados entre as isobatimétricas de aproximadamente 1600-3400 m, correspondendo a uma área de cerca de 10.000 km². A região de cabeceira é, em quase toda sua extensão, caracterizada por sucessivas escarpas de falha. Contudo, devido à resolução e à densidade dos dados, só foram mapeados os depósitos que se encontram à frente das escarpas mais distais, aqui consideradas como as cicatrizes de remoção principais (Fig. 10B). Estes depósitos são caracterizados por um padrão de reflexão interna, no geral transparente, às vezes contendo refletores contorcidos descontínuos, sugerindo mais alto grau relativo

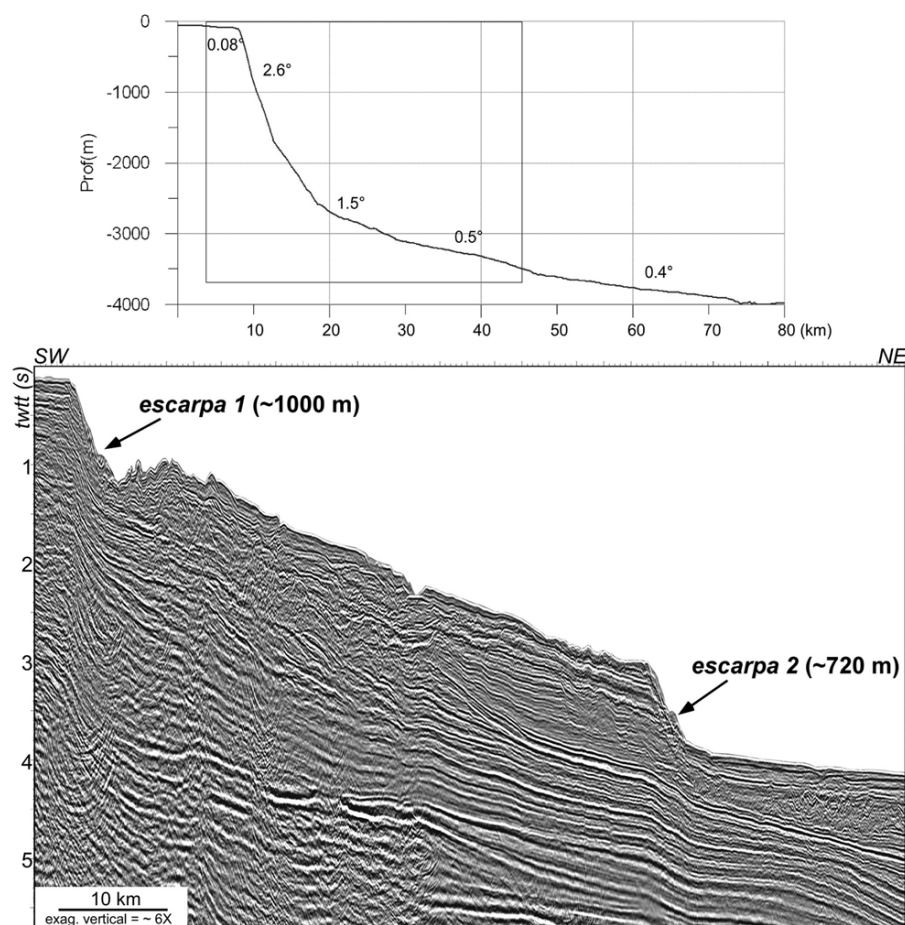


Figura 8 – Perfil morfológico e seção sísmica (em tempo) sobre o talude continental SE da Bacia da Foz do Amazonas, adjacente ao Leque Submarino do Amazonas, ilustrando feições erosivas que impactam significativamente a área, denominados *escarpa 1* e *escarpa 2*. Localização na Figura 5.

de destruturação interna da massa remobilizada (sismofácies **a**, Fig. 10B). Tais depósitos podem atingir espessuras da ordem de 150-250 m e resultar num leve abaulamento do fundo submarino.

Feições e depósitos de transporte de massa (MTDs) nas porções SE e NW da Bacia da Foz do Amazonas

Ao longo das porções de talude continental localizadas imediatamente a SE e a NW do Leque do Amazonas, foram mapeadas ocorrências de feições e depósitos de deslizamentos de massa que se inserem num contexto morfológico diferenciado em relação aos depósitos localizados na área do leque.

Porção SE da bacia – Megadeslizamento Pará-Maranhão

Na porção SE da Bacia da Foz do Amazonas foi mapeada a ocorrência de deslizamentos de massa entre as isobatimétricas de

aproximadamente 700-5000 m, que avança em direção à Bacia do Pará-Maranhão. Este deslizamento envolve uma área calculada da ordem de 90.000 km² e espessura máxima da ordem de 1000 m, resultando em megadeslizamentos envolvendo um volume sedimentar remobilizado da ordem de 63.000 km³ (Fig. 9).

Este grande evento de remobilização sedimentar foi nomeado neste trabalho de *Megadeslizamento Pará-Maranhão*. As feições de instabilidade gravitacional se iniciam num contexto morfológico de altos valores de gradiente (da ordem de 2.6°) que marcam o talude da margem magra do SE da Bacia da Foz do Amazonas (Fig. 8). No sentido talude-bacia, o megadeslizamento pode ser claramente dividido em três grandes setores: região de cabeceira, região intermediária e região lateral/distal.

Na região de cabeceira, a *escarpa 1* representa a primeira feição erosiva (cicatriz de remoção) indicativa de ruptura da estabilidade do pacote sedimentar na área (Fig. 11). Esta escarpa dá lugar gradiente abaixo a blocos deslizados de dezenas de

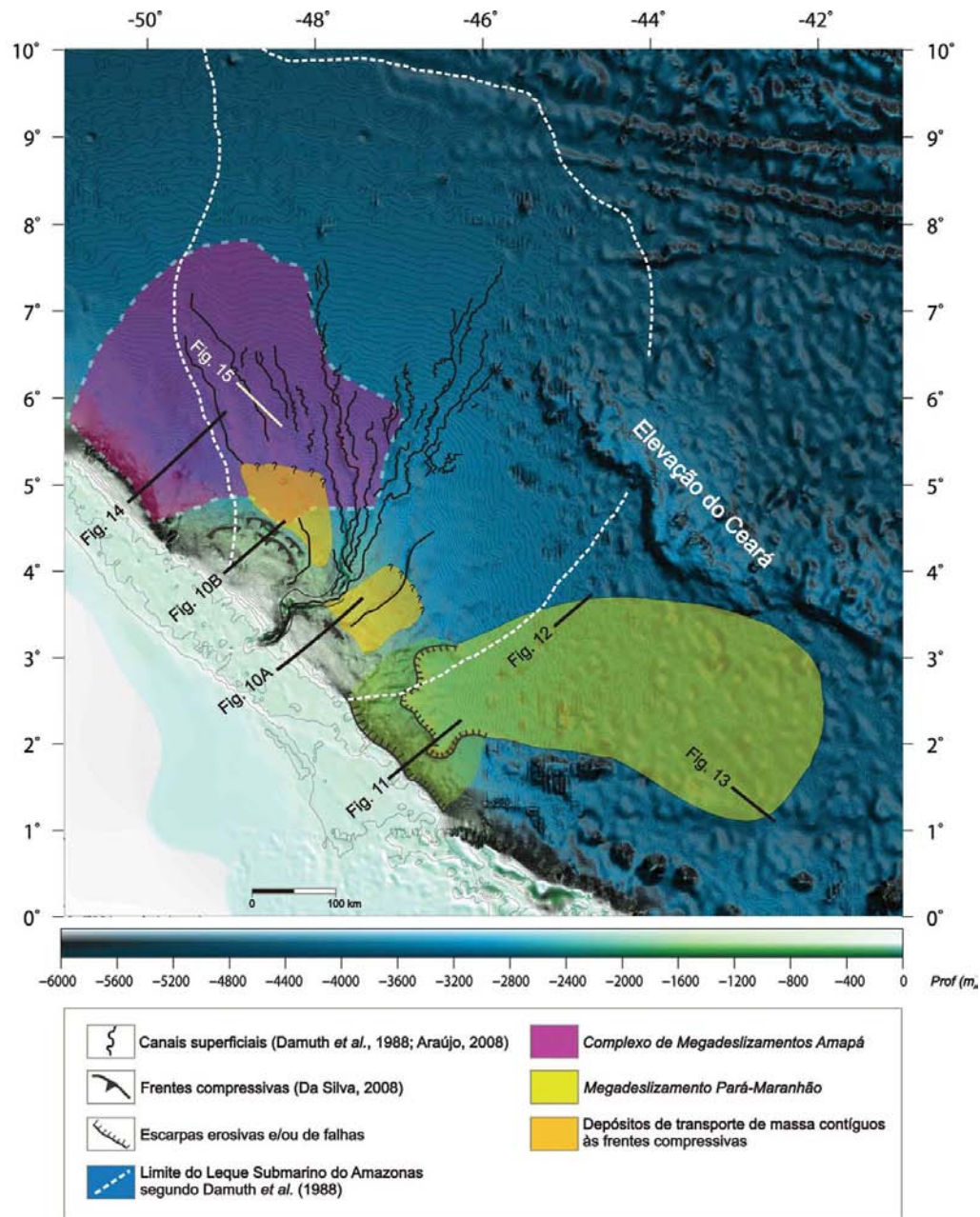


Figura 9 – Mapa ilustrando as ocorrências de movimentos de transporte de massa e megadeslizamentos mapeadas neste trabalho, na escala da Bacia da Foz do Amazonas.

quilômetros de largura e espessura da ordem de 1000 m, totalizando uma área calculada de cerca de 12.800 km². Estes blocos encontram-se fortemente falhados (falhas normais lítricas), marcados por feições rotacionais proximais (ao longo do plano de falha da cicatriz principal) e por uma escarpa mais distal (*escarpa 2*) localizada a cerca de 4500 m de profundidade. No setor intermediário do megadeslizamento é observada uma camada ba-

sal (cerca de 750 m de espessura máxima) com assinatura sísmica interna caótica a transparente, com presença de pacotes sedimentares *in situ*, que conservam suas estruturas originais (refletores plano-paralelos) (Fig. 11).

Lateralmente, observa-se o surgimento de falhas reversas, formando uma série contínua de unidades estruturais compressivas (*thrust sheets*), ao mesmo tempo em que a massa deses-

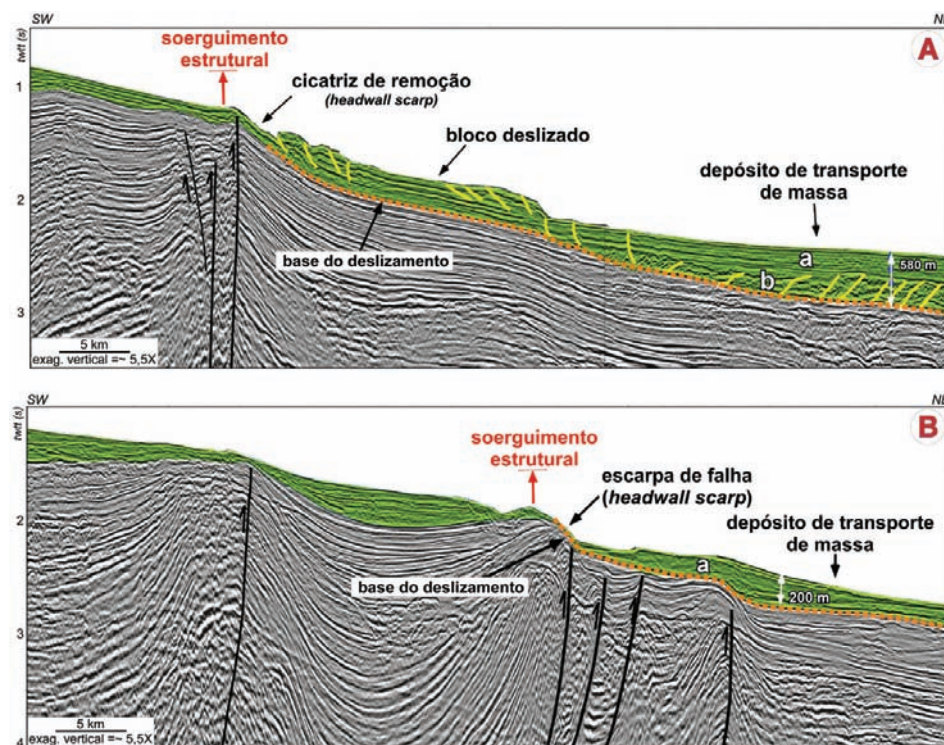


Figura 10 – A) Perfil sísmico (em tempo) localizado sobre a frente compressiva SE ilustrando um bloco deslizado, e levemente rotacionado, e depósitos de transporte de massa associados. B) Perfil sísmico (em tempo) localizado sobre a frente compressiva NW ilustrando escarpas de falha de acentuado relevo e depósitos de transporte de massa associados. Os depósitos em verde representam aqueles mapeados neste trabalho e representados na Figura 5. As linhas pontilhadas representam superfícies de *décollement* inferidas; **a** e **b** correspondem a fácies ou unidades sísmicas. Localização na Figura 9.

truturada tende a migrar para horizontes estratigráficos superiores (Fig. 12). As unidades estruturais compressivas se desenvolvem em resposta à compressão da massa deslizada contra os anteparos da superfície de deslizamento, marcando também um limite lateralmente confinado (Fig. 12), expresso por uma crista de pressão (*pressure ridge*) com dezenas de metros de desnível.

Já na região da Bacia do Pará-Maranhão, o domínio distal do megadeslizamento se assemelha ao domínio lateral, tanto pela presença de unidades compressivas quanto pela migração da massa deslizada para horizontes estratigráficos superiores. No entanto, neste domínio o afinamento progressivo da massa deslizada (de 600 m para cerca de 300 m) não é acompanhado de feições mapeáveis de confinamento distal e/ou espraiamento (Fig. 13).

Porção NW da bacia – Complexo de Megadeslizamentos Amapá

Em comparação com o talude SE, seu equivalente NW possui um gradiente relativo maior ($\sim 5.6^\circ$) desde o talude superior até cerca de 2500 m de profundidade (Fig. 7), a partir de onde o gradiente sofre significativa diminuição. No entanto, no talude NW observa-

se uma coluna sedimentar mais espessa em relação ao SE (cerca de 1800 a 2700 m), marcada por uma sucessão de megaeventos de instabilidade de fundo e deslizamento de massa, de espessuras (mínima de ~ 300 m e máxima de ~ 700 m) e extensões variáveis (não calculadas), sendo estes eventos de difícil individualização na escala do trabalho efetuado (Fig. 14). Esta sucessão de eventos de instabilidade gravitacional totaliza uma área estimada de cerca de 80.000 km^2 que se estende desde cerca de 2600 m, a partir do pé do talude atual, aqui denominado de *Complexo de Megadeslizamentos Amapá*.

De modo geral, a região de cabeceira dos eventos discretizados é marcada por cicatrizes de ruptura, ou seja, uma transição brusca entre refletores internos plano-paralelos de pacotes *in situ* para fácies sísmicas caóticas e/ou transparentes. Uma exceção a este padrão é ilustrada pelo primeiro “megaevento” de instabilidade (unidade basal do complexo, a cerca de 5s de profundidade na Fig. 13), que tem sua região de cabeceira caracterizada por uma ampla cicatriz de remoção e pela presença de pacotes sedimentares *in situ*, que conservam suas estruturas originais (Fig. 13).

Nas porções mais proximais do complexo de megadesliza-

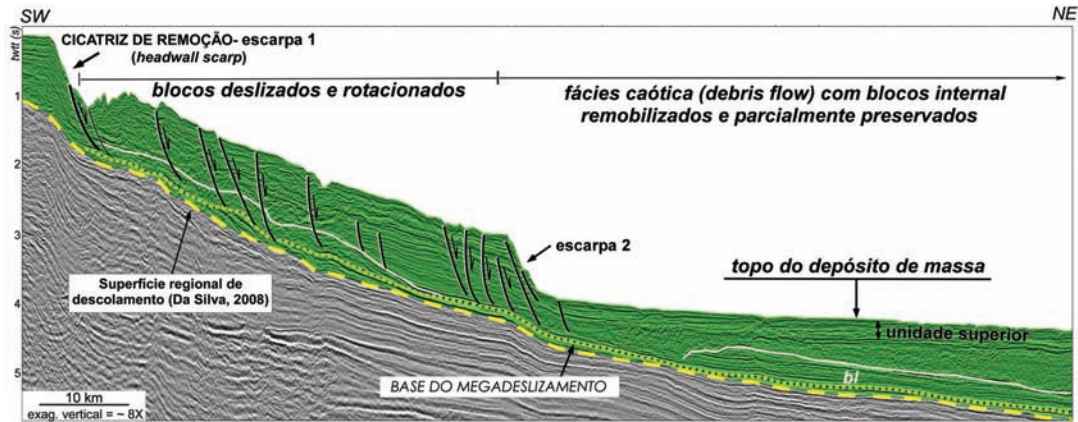


Figura 11 – Perfil sísmico (em tempo) ilustrando a região de cabeceira (blocos deslizados) e parte da massa alóctone que compõe a porção proximal do *Megadeslizamento Pará-Maranhão*, desenvolvido ao longo do talude continental SE da Bacia da Foz do Amazonas. **sl** = pacote sedimentar *in situ* parcialmente preservado. Localização na Figura 9.

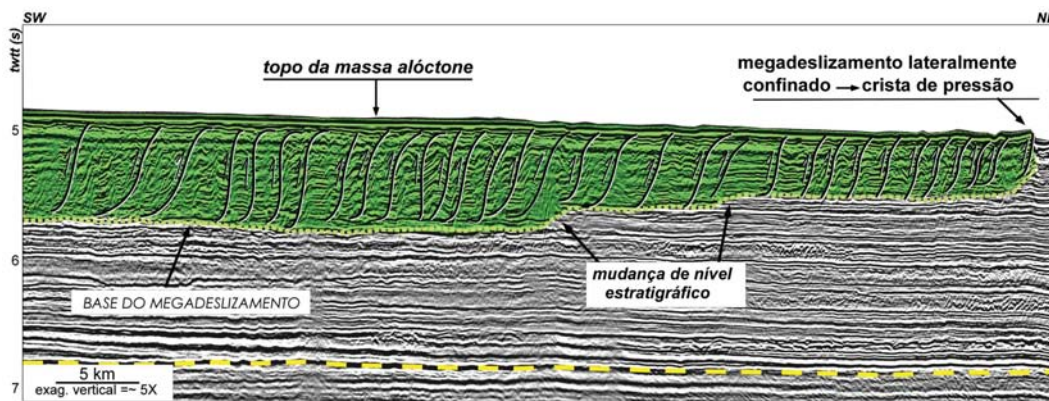


Figura 12 – Perfil sísmico (em tempo) ilustrando o limite lateralmente confinado do *Megadeslizamento Pará-Maranhão*, evidenciado pelo imbricamento de falhamentos reversos e pela formação de uma feição de crista de compressão com impacto morfológico no fundo submarino. Localização na Figura 9.

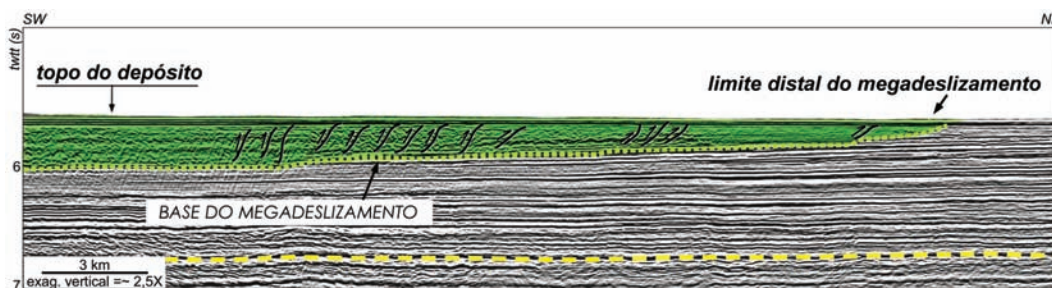


Figura 13 – Perfil sísmico (em tempo) ilustrando o limite distal do *Megadeslizamento Pará-Maranhão*. Embora a superfície principal de deslizamento migre para níveis estratigráficos superiores, não se observam feições de confinamento distal (deformação da massa alóctone) ou de espraiamento do depósito de massa no fundo submarino, na escala de resolução dos dados. Localização na Figura 9.

mentos, as superfícies de deslizamento dos eventos mapeados (*base of slides*) tendem a migrar para níveis estratigráficos inferiores, permanecendo, no entanto, separadas do megadeslizamento basal por uma camada não deformada, com espessura

equivalente a cerca de 900-1000 m (entre cerca de 5-6s de profundidade, Fig. 14). Em direção à bacia, persistem fácies sísmicas internas transparentes e/ou caóticas. Como no *Megadeslizamento Pará-Maranhão*, observa-se o surgimento freqüente de fácies

sísmicas plano-paralelas descontínuas, ilustrativas de formação de falhas reversas e de unidades estruturais compressivas associadas (*thrust sheets*), ao mesmo tempo em que as massas alóctones deslizam sobre superfícies basais que tendem a migrar para horizontes estratigráficos superiores. Como conseqüência, há afinamento das massas remobilizadas. Mais uma vez, uma exceção é observada no megadeslizamento sedimentar basal, dominado por sismofácies transparentes ao longo de toda sua ocorrência mapeada. Observa-se também que a espessura da camada que capeia o megadeslizamento basal diminui consideravelmente em porções distais do complexo de megadeslizamentos. Isto talvez se dê pelo fato das superfícies de descolamento dos megadeslizamentos apresentarem tendência de migração para níveis estratigráficos inferiores, englobando assim na remobilização parte da seqüência originalmente *in situ* (Fig. 15).

DISCUSSÃO

As ocorrências regionais de depósitos de transporte de massa (*MTDs*) mapeados na Bacia da Foz do Amazonas apresentam significativa variação em área, espessura das massas remobilizadas e grau de estruturação e/ou desestruturação interna, variando de depósitos ocupando áreas da ordem de 8.000 a 10.000 km² na região do Leque do Amazonas, a megadeslizamentos ou complexos de megadeslizamentos em continuação às regiões de alto gradiente a NW e SE da bacia, compreendendo áreas da ordem de 80.000-90.000 km² (Fig. 9).

Os depósitos de transporte de massa (*MTDs*), sistematicamente desenvolvidos à frente dos cinturões gravitacionais de dobramento e cavalgamento (*fold-and-thrust belts*), evidenciam a relação de causa e efeito entre os processos compressivos da tectônica gravitacional e os processos de instabilidade e remobilização sedimentar em subsuperfície (Fig. 10). Cenário semelhante foi observado no Delta Submarino do Níger, onde Sultan et al. (2007) relacionam a ocorrência de feições rupturais (falhas normais lítricas), nas cabeceiras de deslizamentos submarinos, ao mecanismo de arqueamento e flexura das camadas sedimentares em subsuperfície em decorrência da deformação compressiva dos cinturões gravitacionais do delta. Além disso, no Leque do Amazonas, os diferentes graus de desestruturação e remobilização dos depósitos de massa mapeados nos compartimentos SE e NW parecem acompanhar os diferentes graus de atividade tectônica atuantes em cada compartimento (Fig. 10).

A análise dos dados efetuada nos permite identificar um seqüenciamento entre grau de deformação (processo tectônico) e o nível de remobilização de pacotes sedimentares gradiente

abaixo. A Figura 16 propõe um desenvolvimento seqüencial de instabilidade de fundo e depósito de transporte de massa, em decorrência da evolução estrutural da tectônica gravitacional, entre etapas de compressão e soerguimento do fundo a etapas de compressão e formação de escarpas de falha de alto impacto morfológico. A grande instabilidade do sistema gravitacional, caracterizada por uma deformação contínua, ou por pulsos, pode explicar a grande freqüência de depósitos mapeados, marcados por camadas individualizadas da ordem de 100-300 m, assim como por sua recorrência ao longo de toda a sucessão estratigráfica do Leque do Amazonas (sismofácies **c** e **bsd**, Fig. 16). Tais processos embora identificados, não foram mapeados no presente estudo.

Além disso, durante a construção do Leque do Amazonas são reconhecidos eventos recorrentes de transporte de massa, que, em subsuperfície, se intercalam com os depósitos de canais-diques marginais (Damuth et al., 1988; Flood et al., 1995; Maslin & Milkelsen, 1997; Piper et al., 1997b; Maslin et al., 1998; Pirmez & Imran, 2003; Maslin et al., 2005). Segundo Flood et al. (1995) e Maslin et al. (2005), os complexos de canal-dique marginal formam-se em períodos de grande queda do nível relativo do mar durante o Plio-Quaternário, enquanto as unidades de depósito de transporte de massa (*MTDs*) seriam formadas durante períodos interglaciais, datados entre ~8-40 ka BP. No entanto, há correspondência espacial entre os depósitos mapeados no presente trabalho e os depósitos de massa identificados e mapeados por Damuth et al. (1988), Flood et al. (1995), Maslin & Milkelsen (1997) e Piper et al. (1997a) (Fig. 17).

Os resultados do presente trabalho indicam a ocorrência de depósitos de transporte de massa disparados pela deformação compressiva da tectônica gravitacional na região do Leque do Amazonas (Figs. 9 e 16). No entanto, tais evidências não excluem a ocorrência de processos de instabilidade gravitacional disparados por sobrecarga sedimentar e/ou por mudanças de fase de hidratos de gás, como observados em diversos trabalhos que têm correlacionado remobilizações sedimentares catastróficas com dissociação de hidratos de gás, como os deslizamentos de Storegga e Loman, na Noruega (Mienert & Bryn, 1997; Mienert et al., 2001; Sultan et al., 2004a; Sultan et al., 2004b). Contudo, torna-se sempre difícil discernir se a dissociação dos hidratos de gás é a causa ou se é resultante dos processos de remobilização de massa; ou ainda se processos de instabilidade de fundo induzidos pela tectônica gravitacional possam levar à dissociação dos hidratos de gás.

Já os depósitos de massa mapeados a NW e SE do Leque Submarino do Amazonas estão presentes em continuação a

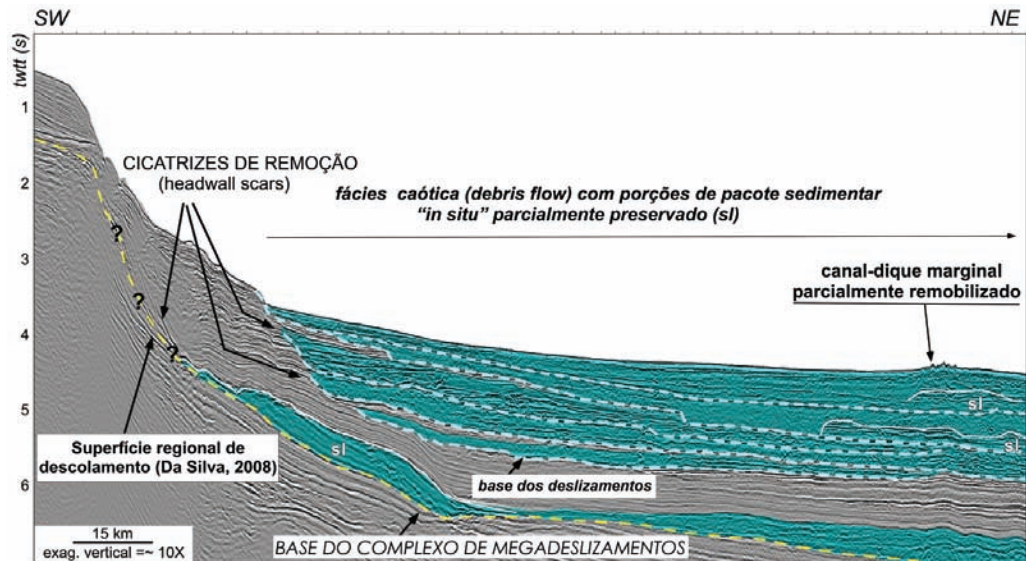


Figura 14 – Perfil sísmico (em tempo) ilustrando parte da região de cabeceira e parte da massa alóctone que compõe a porção proximal do *Complexo de Megadeslizamentos Amapá*, desenvolvido ao longo do talude continental NW da Bacia da Foz do Amazonas. Neste perfil observa-se a sucessão vertical de eventos de instabilidade gravitacional que compõem o complexo. **sl** = pacote sedimentar *in situ* parcialmente preservado. Localização na Figura 9.

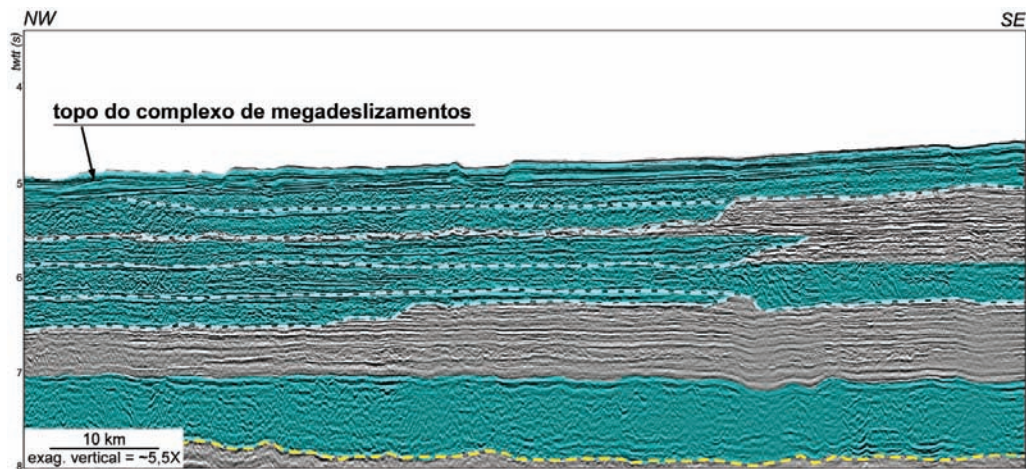


Figura 15 – Perfil sísmico (em tempo) ilustrando um limite lateral do *Complexo de Megadeslizamentos Amapá*, desenvolvido ao longo do talude continental NW da Bacia da Foz do Amazonas. Localização na Figura 9.

porções de margens estreitas e bastante íngremes, envolvendo a remobilização de espessas massas alóctones que deslizam sobre superfícies de *décollement* (Figs. 9, 11 e 14), sismicamente caracterizadas por refletos de polaridade negativa (Fig. 18). A polaridade negativa dos refletos basais é compatível com condições de superpressurização de fluidos. Estes fenômenos de ruptura e instabilidade gravitacional englobam áreas significativamente mais extensas, constituindo depósitos ou eventos de megadeslizamentos de escala regional e de frequência diferen-

ciada em relação aos que ocorrem na região do leque submarino: o *Megadeslizamento Pará-Maranhão* e o *Complexo de Megadeslizamentos Amapá* (Fig. 9).

O *Megadeslizamento Pará-Maranhão* cobre uma área de cerca de 90.000 km² resultando num volume sedimentar remobilizado da ordem de 63.000 km³, tornando-o comparável, em área e volume, a megadeslizamentos mundialmente reconhecidos como *Storegga Slide* (de 25.000 a 35.000 km³ de sedimentos remobilizados, segundo Bryn et al., 2005). O limite e configuração

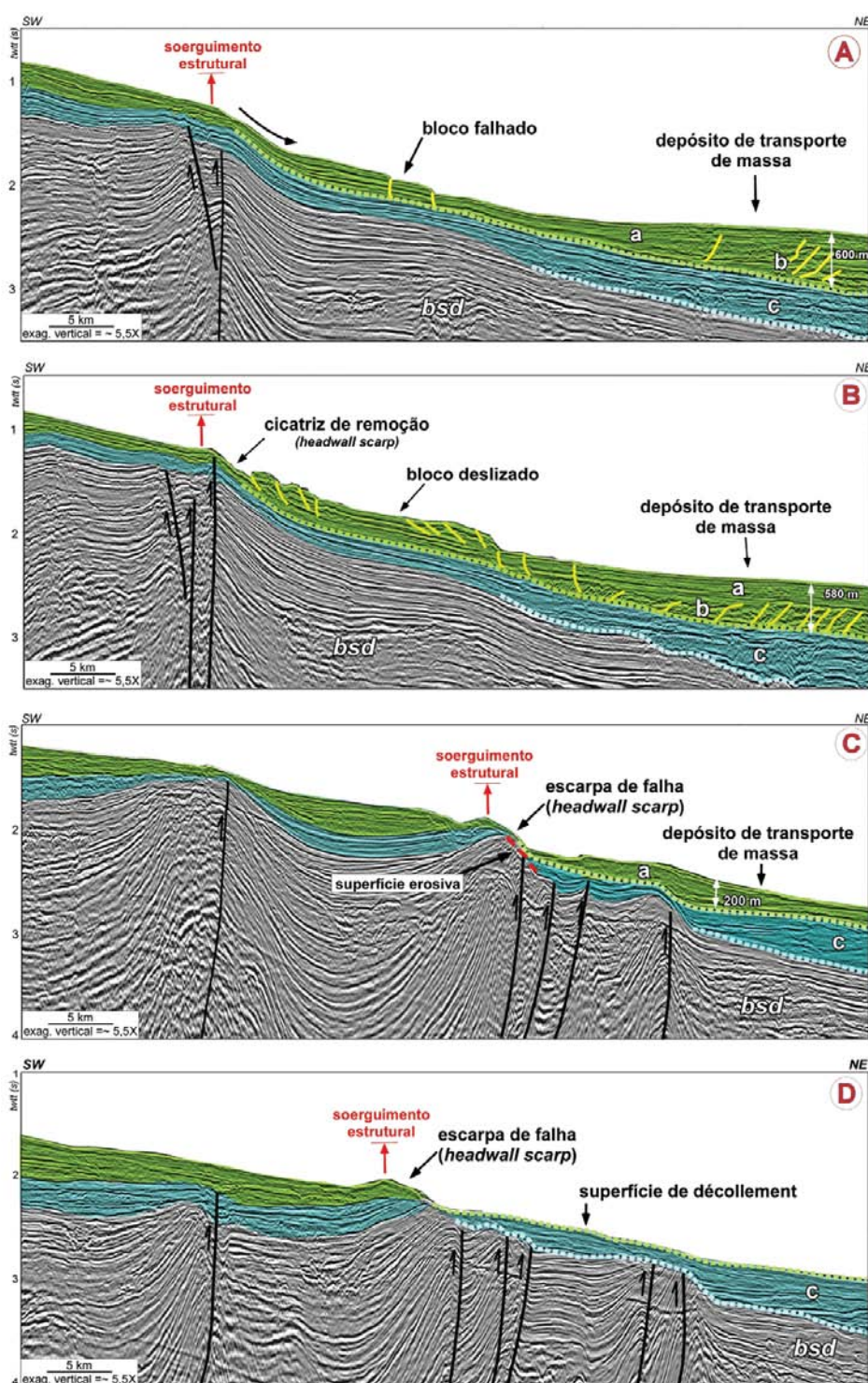


Figura 16 – Perfis sísmicos (em tempo) ilustrando o desenvolvimento seqüencial de instabilidade e deslocamento de massas alóctones induzidos pelas frentes compressivas da tectônica gravitacional no Leque do Amazonas, desde o início do deslizamento (A) ao completo desprendimento da massa remobilizada (D). Do perfil A ao D é observada uma seqüência de ruptura do pacote sedimentar em função da variação do impacto morfológico das estruturas tectonicamente induzidas. As linhas pontilhadas representam superfícies de *décollement* inferidas; **a**, **b** e **c** correspondem a fácies ou unidades sísmicas; **bsd** corresponde a ocorrências de movimentos de massa soterrados.

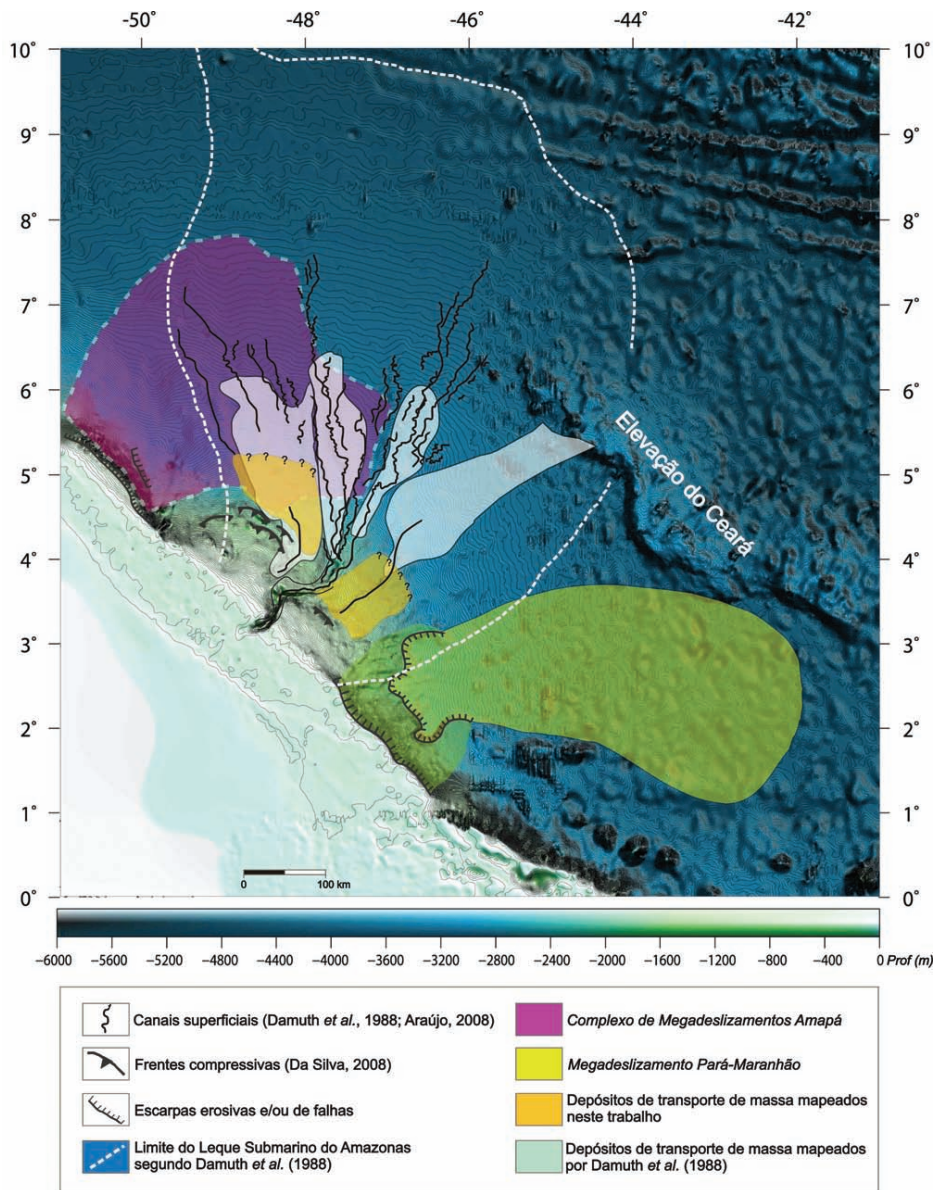


Figura 17 – Mapa batimétrico ilustrando as ocorrências de depósitos de transporte de massa (MTDs) mapeados por Damuth *et al.* (1988) e Piper *et al.* (1997a) no Leque do Amazonas, e aqueles mapeados neste trabalho na escala da Bacia da Foz do Amazonas.

bem definidos deste megadepósito nos permitiu mapeá-lo como uma massa alóctone individualizada. Mas na verdade, uma série de megadeslizamentos é observada abaixo do que chamamos *Megadeslizamento Pará-Maranhão* (Fig. 13), compondo um complexo de megadeslizamentos que afeta toda a sucessão sedimentar sotoposta a um nível estratigráfico de expressão regional, o chamado horizonte Amarelo (Da Silva, 2008) que funciona como superfície de descolamento da tectônica gravitacional na região central do leque (vide Perovano *et al.*, 2009).

No *Complexo de Megadeslizamentos Amapá* é observado

outro padrão de ocorrência, pois toda a coluna sedimentar da área é marcada por sucessões de megadeslizamentos de massa. Algumas diferenças são notáveis em relação ao *Megadeslizamento Pará-Maranhão* (Figs. 14 e 15):

- A coluna sedimentar afetada é consideravelmente mais espessa (entre cerca de 1800 e 2700 m), englobando megadeslizamentos individualizados na maior parte das vezes menos espessos (da ordem de ~300-400 m de espessura) que o *Megadeslizamento Pará-Maranhão* (Figs. 11 e 14);

- O *Complexo Amapá* encontra-se também sobre influência mais marcante da sedimentação do Leque do Amazonas, evidenciada pela presença de inúmeros sistemas de canal-dique marginal que em alguns casos são parcialmente remobilizados pelos processos de transporte de massa (Fig. 14).

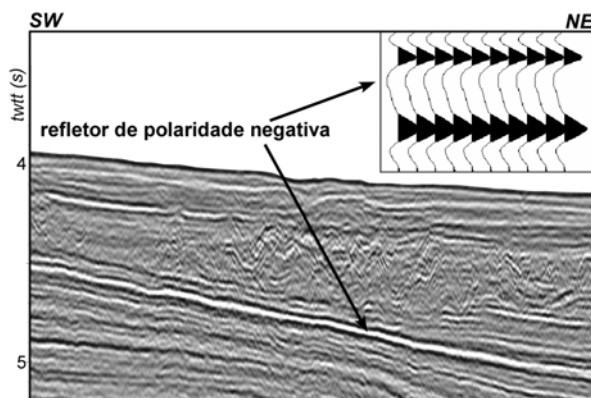


Figura 18 – Perfil sísmico (em tempo) ilustrando estruturas de imbricamentos e a ocorrência de refletores de polaridade negativa na base dos deslizamentos de massa mapeados, indicativos de superpressurização de fluidos e seu possível papel como superfícies de *décollement* para processos de instabilidade gravitacional de fundo submarino.

Por outro lado, tanto o *Megadeslizamento Pará-Maranhão* (individualmente considerado) como o *Complexo de Megadeslizamentos Amapá*, têm como principal superfície basal de *décollement* da sucessão de eventos/depósitos de massa, uma superfície correlacionável lateralmente ao horizonte estratigráfico Amarelo, que atua como superfície de descolamento da tectônica gravitacional na região central da bacia (Da Silva, 2008; Perovano et al., 2008; Reis et al., 2008a, b) (Fig. 19). Contudo, na região dos megadeslizamentos, há apenas a presença de falhas normais lítricas proximais destacando-se sobre a superfície Amarela, não havendo uma zonação estrutural característica da tectônica gravitacional, com o desenvolvimento de um domínio compressivo distal, estruturalmente conectado via superfície basal Amarela, a falhas normais proximais (Fig. 19). No entanto, no caso do *Complexo Amapá*, seu principal evento e/ou megadeslizamento desliza sobre a superfície Amarela, que se mantém como nível de *décollement basal* ao longo de toda a região (Figs. 14 e 15). Também no caso da porção proximal do *Megadeslizamento Pará-Maranhão*, sua superfície basal de *décollement* é também correlacionável à superfície Amarela, embora esta se aprofunde progressivamente gradiente abaixo, deixando de representar a superfície basal do deslizamento (Figs. 11, 12 e 13).

Deste modo, o fato da superfície Amarela da tectônica gravi-

tacional ser a primeira superfície de *décollement* basal dos megadeslizamentos a NW e SE da bacia levanta imediatamente a questão da possível interação entre processos de colapso gravitacional de diferentes escalas. As feições indicativas de instabilidade gravitacional e colapso de massa sugerem que a superfície Amarela represente um nível estratigráfico regional indutor de instabilidade, como por exemplo, um nível pouco permeável passível de superpressurização (seção condensada?). Contudo, esta possível interação é de difícil compreensão, pois as próprias feições deformacionais associadas à superfície Amarela variam ao longo da Bacia da Foz do Amazonas.

Finalmente, estes complexos de megadeslizamentos se caracterizam pela recorrência de depósitos de instabilidade gravitacional similares e de larga escala. O *Megadeslizamento Pará-Maranhão* compreende, por exemplo, a remobilização de espessas massas da ordem de 800-1000 km de espessura; enquanto o *Complexo Amapá* é caracterizado por sucessões de depósitos de remobilização de espessuras entre ~300 e 500 m (exceção representada pelo megadepósito na base do *Complexo Amapá* de cerca de 700 m). Tal padrão diferenciado de recorrência e de espessura entre os dois megacomplexos sugere o efeito diferenciado da sobrecarga sedimentar em regiões de alto gradiente, sob influência de distintas taxas de sedimentação do Leque do Amazonas, maiores no *Complexo Amapá*, como inferidas pelas respectivas colunas sedimentares.

CONCLUSÃO

No âmbito do presente trabalho, foram mapeadas ocorrências regionais de depósitos de transporte de massa (*MTDs*) em variadas escalas espaciais e temporais, disparadas por diferentes mecanismos (externos e/ou internos aos depósitos), e apresentando diferentes graus de deformação interna.

MTDs tectonicamente induzidos – Região do Leque Submarino do Amazonas

Historicamente, os estudos de cunho sedimentar na região do Leque do Amazonas antecedem os estudos da tectônica gravitacional na área. Deste modo, grande parte dos processos de remobilização e transferência sedimentar (Damuth & Embley, 1981; Piper et al., 1997a; Maslin et al., 2005) foram investigados e contextualizados desconsiderando o papel da tectônica gravitacional.

Nosso estudo revela que os depósitos de transporte de massa da ordem de 8.000-10.000 km², localizados à frente dos cinturões compressivos oriundos de colapso gravitacional das

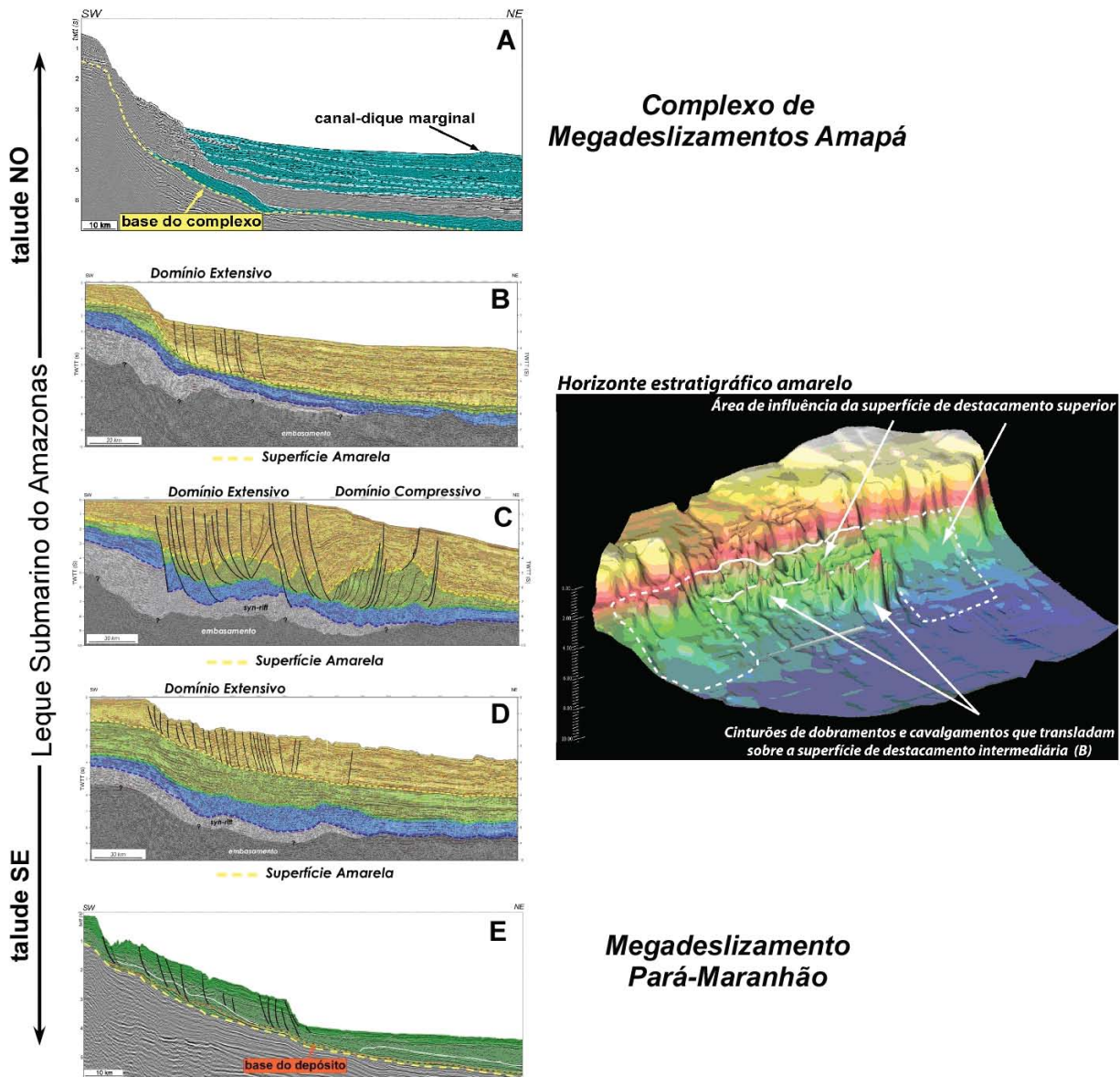


Figura 19 – Perfis sísmicos dip (em tempo) ilustrando o nível estratigráfico Amarelo (superfície de *décollement* definida por Perovano et al., 2009) nos diversos contextos geológicos da Bacia da Foz do Amazonas. Esta superfície é correlacionável a um refletor regional de cerca de 40 Ma, mapeado por Silva et al. (1999).

seqüências do leque, são disparados por estruturas compressivas ativas. Os depósitos associados são marcados por fácies sísmicas caóticas e/ou transparentes, compatíveis com depósitos altamente desestruturados e desagradados, como por exemplo, *debris flows*. Assim, parece existir um seqüenciamento entre *tectônica gravitacional* (translação/rotação/compressão de espessa cobertura sedimentar envolvendo um nível basal de *décollement*) e *depósitos gravitacionais* (deslizamentos de massa/fluxos de detritos redepositados) (Fig. 16). Além disso, tais depósitos são recorrentes na coluna sedimentar, uma vez

que os processos deformacionais da tectônica gravitacional atuam na região desde pelo menos o limite Cretáceo Superior-Cenozóico (Fig. 20).

Megadeslizamentos disparados por superpressurização de fluidos e/ou instabilidades devido a altos gradientes – Porções SE e NW da Bacia da Foz do Amazonas

Este estudo ainda documenta, pela primeira vez na Bacia da Foz do Amazonas, ocorrências de megadeslizamentos ou complexos

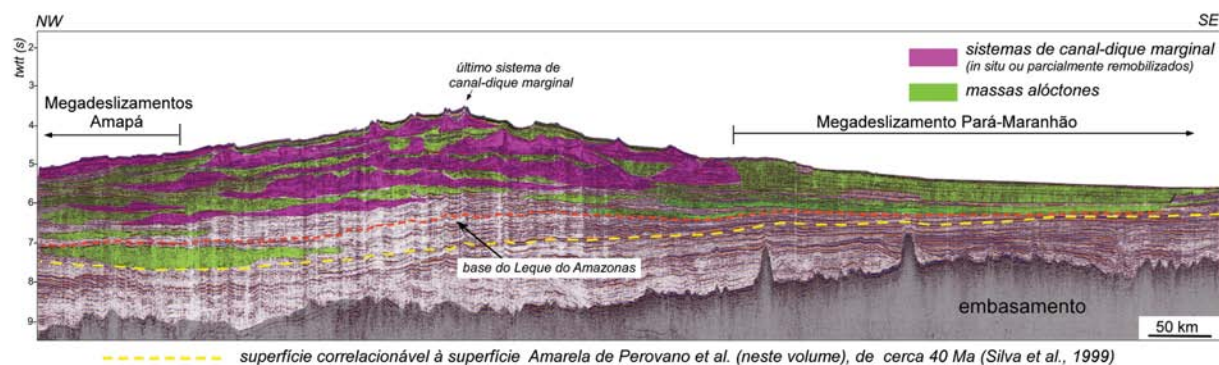


Figura 20 – Perfil sísmico regional (em tempo) cruzando a província morfológica do Leque Médio do Amazonas, evidenciando a sucessão estratigráfica do sistema turbidítico, formado pela intercalação de sistemas de canal-dique marginal e depósitos recorrentes de transporte de massa.

de megadeslizamentos de massa localizadas nas porções NW e SE da Bacia da Foz do Amazonas. Tais ocorrências englobam imensas massas alóctones consideravelmente mais espessas (até cerca de 1.000 m de espessura por massa individualizável) abrangendo áreas de dimensões baciais da ordem de várias dezenas de milhares km², como o *Megadeslizamento Pará-Maranhão*, na porção SE da bacia, e o *Complexo de Megadeslizamentos Amapá*, na porção NW da bacia (Fig. 9).

Estes megadepósitos apresentam uma série de características em comum, tais como: localizam-se em continuação a taludes de alto gradiente relativo ($\sim 2.6\text{-}5.6^\circ$); apresentam feições rupturais bem definidas (cicatrizas de remoção); apresentam planos de deslizamento sísmicamente definidos; e são formados por massas alóctones bastante deformadas. Embora não amostrados por testemunhagem, os megadeslizamentos são ainda caracterizados, na maior parte das vezes, por refletores basais (*base of slides*) que apresentam mudança de polaridade do sinal sísmico (Fig. 18), indicando probabilidades de condições de superpressurização de fluidos como agente indutor do colapso gravitacional. Tratam-se ainda de eventos de instabilidade gravitacional de alto padrão de recorrência, resultando em sucessões verticais de eventos na coluna sedimentar a partir de cerca de 40 Ma (datação indireta a partir da correlação por profundidade e semelhança de refletores com dados sísmicos publicados de Silva et al., 1999). No contexto do *Complexo de Megadeslizamentos Amapá*, há uma maior recorrência dos depósitos de remobilização de massa, devido talvez aos maiores valores de gradiente, como também a uma maior taxa de sedimentação, influenciada pela deposição do Leque do Amazonas (Fig. 20).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq/CTPETRO e ao programa franco-brasileiro CAPES-COFECUB pelo apoio financeiro e pelas bol-

sas de doutoramento para o projeto. Agradecemos igualmente às empresas GAIA e FUGRO, como também ao Programa LEPLAC e à Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) pela cessão das linhas sísmicas utilizadas neste estudo. Agradecemos à empresa SMT pelo uso de licenças educacionais do programa Kingdom Suite[®]. Gostaríamos ainda de agradecer à CAPES e à ANP (programa PRH 11-UFF) pelas bolsas de mestrado, respectivamente, concedidas ao primeiro, quarto e último autores. Finalmente, agradecemos ao CNPq pelas bolsas de pesquisa concedidas ao segundo e terceiro autores.

REFERÊNCIAS

- ANKA Z, SÉRANNE M, LOPEZ M, SCHECK-WENDEROTH M & SAVOYE B. 2009. The long-term evolution of the Congo deep-sea fan: a basin-wide view of the interaction between a giant submarine fan and a mature passive margin (ZaiAngo project). *Tectonophysics*, 470(1-2): 42–56.
- ARAÚJO EFS. 2008. Processos de instabilidade gravitacional multiescala na Bacia da Foz do Amazonas: depósitos de transporte de massa e megadeslizamentos. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal Fluminense, 113 pp.
- BILOTTI F & SHAW JH. 2005. Deep-water Niger Delta fold and thrust belt modeled as a critical-taper wedge: the influence of elevated basal fluid pressure on structural styles. *AAPG Bulletin*, 89: 1475–1491.
- BOUMA AH, STELTING CE & COLEMAN JM. 1985. Mississippi Fan, Gulf of Mexico. In: BOUMA AH, NORMARK WR & BARNES NE (Eds.). *Submarine fans and related turbidite systems*. *Frontiers and Sedimentary Geology*, 143–150.
- BRANDÃO JASL & FEIJÓ FJ. 1994. Bacia da Foz do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8: 91–99.
- BRUNO GLG. 1987. Argilocinese no Cone do Amazonas, Bacia da Foz do Amazonas. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto, 103 pp.

- BRYN P, BERG K, FORSBERG CF, SOLHEIM A & KVALSTAD TJ. 2005. Explaining the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22: 11–19.
- CALDAS N, SILVA CG & REIS AT. 2008. O Leque Submarino do Amazonas: primeiras evidências da organização deposicional do sistema turbidítico desde sua implantação. In: *Simpósio Brasileiro de Geofísica*, 3., 2008, Belém. Anais... Belém: SBGf, 2008. p. 6.
- COBBOLD PR, MOURGUES K & BOYD K. 2004. Mechanism of thin-skinned detachment in the Amazon Fan: assessing the importance of fluid overpressure and hydrocarbon generation. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 1013–1025.
- COMBELLAS-BIGOTT RI & GALLOWAY WE. 2006. Depositional and structural evolution of the middle Miocene depositional episode, east-central Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 90: 335–362.
- DAMUTH JE. 1994. Neogene gravity tectonics and depositional processes on the deep Niger Delta continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 11: 321–346.
- DAMUTH JE & EMBLEY RW. 1981. Mass-transport processes on the Amazon Cone: western equatorial Atlantic. *AAPG Bulletin*, 65: 629–643.
- DAMUTH JE & FLOOD RD. 1985. Amazon Fan, Atlantic Ocean. In: BOUMA AH, NORMARK WR & BARNES NE (Eds.). *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. *Frontiers and Sedimentary Geology*, 97–106.
- DAMUTH JE & KUMAR N. 1975. Amazon Cone: morphology, sediments, age, and growth pattern. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 863–878.
- DAMUTH JE, KOWSMANN RO, FLOOD RD, BELDERSON RH & GORINI MA. 1983. Age relationships of distributary channels on Amazon Deep-Sea Fan: implications for fan growth pattern. *Geology*, 11: 470–473.
- DAMUTH JE, FLOOD RD, KOWSMANN RO, BELDERSON RH & GORINI MA. 1988. Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA) and high resolution seismic studies. *AAPG Bulletin*, 72: 885–911.
- DA SILVA RJP. 2008. Colapso gravitacional e estruturação da seção marinha da Bacia da Foz do Amazonas no contexto de múltiplos níveis de destacamento. *Dissertação de Mestrado*. Departamento de Geologia – Universidade Federal Fluminense, Niterói – RJ. 101 pp.
- FIGUEIREDO JJP, ZALÁN PV & SOARES EF. 2007. Bacia da Foz do Amazonas. In: MILANI ED, RANGEL HD, BUENO GV, STICA JM, WINTER WR, CAIXETA JM & PESSOA NETO OC (Eds.). *Cartas Estratigráficas*. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 299–309.
- FIGUEIREDO J, HOORN C, VAN DER VEN P & SOARES EF. 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon Deep-sea Fan: evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology*, 37(7): 619–622.
- FLOOD RD & PIPER DJW. 1997. Amazon Fan sedimentation: the relationship to Equatorial climate change, continental denudation, and sea-level fluctuations. In: FLOOD RD, PIPER DJW, KLAUS A & PETERSON LC (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 155: 653–675.
- FLOOD RD, PIPER DJW, KLAUS A, BURNS SJ, BUSCH WH, CISOWSKI SM, CRAMP A, DAMUTH JE, GONI MA, HABERLE SG, HALL FR, HINRICHS K, HISCOTT RN, KOWSMANN RO, KRONEN JD, LONG D, LOPEZ M, McDANIEL DK, MANLEY PL, MASLIN MA, MIKKELSEN N, NAYAMA F, NORMARK WR, PIRMEZ C, SANTOS JR dos, SCHNEIDER RR, SHOWERS WJ, SOH W, THIBAL J & MARIN JA. 1995. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A: Initial Reports 155*. Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, 702 pp.
- HOORN C, GUERRERO J, SARMIENTO GA & LORENTE MA. 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology*, 23: 237–240.
- KOWSMANN RO. 2002. Ocorrência de carbonatos autigênicos e de comunidade quimiossintética no Cone do Amazonas. *Relatório Técnico CT TEGG 025/02*. CENPES, Petrobras, 7 p.
- LOPEZ M. 2001. Architecture and depositional pattern of the Quaternary deep-sea fan of the Amazon. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 479–486.
- MANLEY PL & FLOOD RD. 1988. Cyclic sediment deposition within Amazon Deep-Sea Fan. *AAPG Bulletin*, 72: 912–925.
- MASLIN M & MIKKELSEN N. 1997. Amazon Fan mass-transport deposits and underlying interglacial deposits: age estimates and fan dynamics. In: FLOOD RD, PIPER DJW, KLAUS A & PETERSON LC (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 155: 353–365.
- MASLIN MA, MIKKELSEN N, VILELA C & HAQ B. 1998. Sea-level and gas hydrate controlled catastrophic sediment failures of the Amazon Fan. *Geology*, 26: 1107–1110.
- MASLIN M, VILELA C, MIKKELSEN N & GROOTES P. 2005. Causes of catastrophic sediment failures of the Amazon Fan. *Quaternary Science Reviews*, 24: 2180–2193.
- MATOS RMD. 2000. Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic. In: MOHRIAK WU & TALWANI M (Eds.). *Atlantic Rifts and Continental Margins*. *Geophysical Monograph Series*, AGU, 331–354.
- MIENERT J & BRYN P. 1997. Gas hydrate drilling conducted on the European margin. *EOS*, 78: 569–571.
- MIENERT J, POSEWANG J & LUKAS D. 2001. Changes in the hydrate stability zone on the Norwegian Margin and their consequence for methane and carbon releases into the oceanosphere. In: SCHÄFER P, RITZRAU W, SCHLÜTER M & THIEDE J (Eds.). *The Northern North Atlantic: a Changing Environment*. Springer, Berlin: 259–280.

- MIKKELSEN N, MASLIN M, GIRAudeau J & SHOWERS WJ. 1997. Biostratigraphy and sedimentation rates of the Amazon Fan. In: FLOOD RD, PIPER DJW, KLAUS A & PETERSON LC (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 155: 577–594.
- OLIVEIRA V. 2005. A tectônica gravitacional no Cone do Amazonas: compartimentação estrutural e mecanismos controladores. *Dissertação de Mestrado*. Universidade Federal Fluminense, 83 pp.
- PEROVANO R, REIS AT, SILVA CG, VENDEVILLE BC, GORINI C, FERREIRA E & MATTIODA J. 2008. 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 AT, SILVA CG, VENDEVILLE BC, GORINI C, OLIVEIRA V & ARAÚJO EFS. 2009. O Processo de colapso gravitacional da seção marinha da Bacia da Foz do Amazonas – Margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geofísica*, 27(3): 459–484.
- PIPER DJW, PIRMEZ C, MANLEY PL, LONG D, FLOOD RD, NORMARK WR & SHOWERS WJ. 1997a. Mass-transport deposits of the Amazon Fan. In: FLOOD RD, PIPER DJW, KLAUS A & PETERSON LC (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 155: 109–146.
- PIPER DJW, FLOOD RD, CISOWSKI S, HALL F, MANLEY PL, MASLIN M, MIKKELSEN N & SHOWERS W. 1997b. Synthesis of stratigraphic correlations of the Amazon Fan. In: FLOOD RD, PIPER DJW, KLAUS A & PETERSON LC (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 155: 595–609.
- PIRMEZ C & FLOOD RD. 1995. Morphology and structure of Amazon Fan Channel. In: FLOOD RD, PIPER DJW, KLAUS A et al. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 155: 23–45.
- PIRMEZ C & IMRAN J. 2003. Reconstruction of turbidity currents in Amazon Channel. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 823–849.
- READING HG & RICHARDS M. 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *AAPG Bulletin*, 78: 792–822.
- REIS AT, SILVA CG, VENDEVILLE BC, GORINI C, PEROVANO R, ARAÚJO E & MATTIODA J. 2008a. Investigação da tectônica gravitacional na Bacia da Foz do Amazonas a partir de análise sísmica e de modelagem experimental. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geofísica*, 6: 16–19.
- REIS AT, SILVA CG, VENDEVILLE BC, PEROVANO R, FERREIRA E, GORINI C, ALBUQUERQUE N, PEDERNEIRAS R, ALBUQUERQUE V & MATTIODA J. 2008b. Gravity-driven processes at the offshore Amazon Mouth Basin – Brazilian Equatorial Atlantic Margin. In: *Conference on Gravitational Collapse at Continental Margins: Products and Processes: 2008*, Londres. *Abstract Book...* Londres: The Geological Society of London, 2008. p. 15.
- REIS AT, PEROVANO RJ, SILVA CG, VENDEVILLE BC, ARAÚJO EFS & GORINI C. no prelo. Two-scale gravitational collapse in the Amazon Deep-sea Fan: a coupled system of gravity tectonics and mass wasting processes. *Journal of the Geological Society of London*, 12 pp.
- REZENDE WM & FERRADAES JO. 1971. Integração geológica regional da bacia sedimentar da Foz do Amazonas. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 25., 1971, São Paulo. *Anais...* São Paulo: SBG, 1971. p. 203–214.
- RIMINGTON N, CRAMP A & MORTON A. 2000. Amazon Fan sands: implications for provenance. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 267–284.
- SILVA SRP & RODARTE JBM. 1989. Bacias da Foz do Amazonas e Pará-Maranhão (águas profundas): uma análise sismoestratigráfica, tectono-sedimentar e térmica. In: *Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica*, 1., 1989, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBGf, 1989. p. 843–852.
- SILVA SRP, MACIEL RR & SEVERINO MCG. 1999. Cenozoic tectonics of Amazon Mouth Basin. *Geo-Marine Letters*, 18: 256–262.
- SILVA CG, FERREIRA E, REIS AT, PEROVANO R, GORINI C, VENDEVILLE BC & ALBUQUERQUE N. 2009. Megaslides in the Foz do Amazonas Basin-Brazilian equatorial margin. In: MOSHER DC, SHIPP C, MOSCARDELLI L, CHAYTOR J, BAXTER C, LEE H & URGELES R (Eds.). *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Series Advances in Natural and Technological Research*. 1 ed. Amsterdam: Springer, 28, 567–577.
- SMITH WHF & SANDWELL DT. 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277: 1956–1962.
- STOW DAV, READING HG & COLLINSON JD. 1996. Deep Seas. In: READING HG (Ed.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, 395–453.
- SULTAN N, COCHONAT R, CANALS M, CATTANEO A, DENNIELOU B, HAFIDASON H, LABERG JS, LONG D, MIENERT J, TRINCARDI F, URGELES R, VORREN TO & WILSON C. 2004a. Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach. *Marine Geology*, 213: 291–321.
- SULTAN N, COCHONAT P, FOUCHER JP & MIENERT J. 2004b. Effect of gas hydrates melting on seafloor slope instability. *Marine Geology*, 213: 379–401.
- SULTAN N, VOISSET M, MARSSET B, MARSSET T, CAUQUIL E & COLLIAT J-L. 2007. Potential role of compressional structures in generating submarine slope failures in the Niger Delta. *Marine Geology*, 237: 169–190.
- VENDEVILLE BC & GAULLIER V. 2003. Role of pore-fluid pressure and slope angle in triggering submarine mass movements: natural examples and pilot experimental models. In: LOCAT J & MIENERT J (Eds.). *Submarine mass movements and their consequences. First International Symposium*. Netherlands, Academic Publishers, 137–144.

NOTAS SOBRE OS AUTORES

Érika Ferreira da Silva Araújo é graduada em Oceanografia pela Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ (2006) e mestre em Geologia e Geofísica Marinha pelo LAGEMAR/UFF (2008). Atualmente cursa doutorado no LAGEMAR – UFF e na Université de Lille 1 (França) na temática de instabilidade gravitacional (deslizamentos de massa) no Leque Submarino do Amazonas, Margem Equatorial Brasileira. Suas áreas de interesse são processos gravitacionais em margens passivas e arquitetura sedimentar de sistemas turbidíficos.

Cleverson Guizan Silva é bacharel em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ (1982), mestre em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (1987) e doutor em Geologia pela Universidade Duke-EUA (1991). Atualmente é professor associado da Universidade Federal Fluminense – UFF. Seus temas de interesse inserem-se em geologia e geofísica marinha, como sistemas deposicionais marinhos e costeiros, tectônica de argilas, hidratos de gás e instabilidades do talude, diagnóstico e monitoramento ambiental em áreas marinhas e costeiras.

Antonio Tadeu dos Reis é bacharel em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ (1985), mestre em Geofísica pelo Observatório Nacional – CNPq (1994) e doutor em Análise de Bacias pela Université Pierre et Marie Curie – Paris VI, França (2001). Atualmente é professor adjunto da Faculdade de Oceanografia – UERJ. Suas áreas de interesse são processos gravitacionais (tectônica e transporte de massa), análise de bacias, e ciclicidade e arquitetura sedimentar de sistemas deposicionais marinhos.

Rodrigo Perovano é graduado em Oceanografia pela Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ (2006) e mestre em Geologia e Geofísica Marinha pelo LAGEMAR/UFF (2008). Atualmente cursa doutorado no LAGEMAR – UFF e na Université de Lille 1 (França), na temática de tectônica gravitacional induzida por níveis superpressurizados na Bacia da Foz do Amazonas, Margem Equatorial Brasileira. Suas áreas de interesse são tectônica gravitacional e relação tectônica-sedimentação em sistemas sedimentares de águas profundas.

Christian Gorini possui doutorado em Geologia Estrutural pela Université Paul Sabatier, Toulouse III, França (1994). Atualmente é professor do Departamento de Tectônica e Modelização de Bacias Sedimentares – UMR 7072, Université Pierre et Marie Curie – Paris VI, França. Suas áreas de interesse são análise de bacias, tectônica gravitacional e processos sedimentares marinhos.

Bruno C. Vendeville possui doutorado pela Universidade de Rennes, França (1987). A partir do pós-doutorado em 1988 e 1989 no Centro de Tectonofísica, Universidade A&M do Texas, trabalhou no escritório de Geologia Econômica na Universidade do Texas em Austin por 15 anos. Desde 2004 é professor na Universidade de Ciências e Tecnologia de Lille, norte da França. Suas áreas de interesse incluem tectônica de sal e argilas bem como modelos tectônicos experimentais e processos gravitacionais em diversas escalas.

Natália Caldas de Albuquerque é graduada em Oceanografia pela Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ (2006). Obteve diploma de mestrado em Geologia e Geofísica Marinha pelo LAGEMAR – Universidade Federal Fluminense (2009). Atualmente trabalha como geofísica na MICROARS Comércio e Serviços Técnicos. Suas áreas de interesse são em geologia e geofísica marinha, como ambientes deposicionais marinhos e costeiros.