

MODELAGEM FÍSICA EXPERIMENTAL DE MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO GRAVITACIONAL SIMULANDO MÚLTIPLOS INTERVALOS SUPERPRESSURIZADOS: APLICAÇÃO À BACIA DA FOZ DO AMAZONAS*

Rodrigo Jorge Perovano da Silva¹, Bruno Claude Vendeville², Antonio Tadeu dos Reis³,
Cleverson Guizan Silva¹, Christian Gorini⁴ e Érika Ferreira da Silva Araújo¹

Recebido em 16 junho, 2011 / Aceito em 14 outubro, 2011
Received on June 16, 2011 / Accepted on October 14, 2011

ABSTRACT. The stratigraphic recurrence of overpressured sedimentary intervals can act as multiple décollement levels over which the gliding of the sedimentary section takes place, as already suggested for the Foz do Amazonas basin. In this work a series of scaled physical experimental models was conceived and simulated in order to replicate possible scenarios involving the two main stages of deformation previously proposed for the basin: an early pre-fan stage of gravity gliding, followed by a late stage of gravity spreading triggered by the development of the wedge-like sedimentary cover associated to the onset of the Amazon Fan since the Late Miocene (~10.5 Ma). All experiments were simulated with the aid of fluid injection into two weak intervals (silica microspheres layers) that acted as basal décollements leading to the gravitational deformation of overlying fragile layers. The mechanical behavior of these layers varied in time and space, according to the magnitude of pore fluid pressure and the overloading applied. The structural framework and interplay between the weak levels, illustrated by the physical models, largely resembles main features of gravity tectonics in the Foz do Amazonas basin, as mapped by 2-D and 3-D seismic analysis, validating the main points proposed by the conceptual models.

Keywords: gravity tectonics, overpressured shales, physical experimental modelling, fold-and-thrust belts, Amazon Fan.

RESUMO. A superposição estratigráfica de intervalos contendo superpressurização de fluido intersticial pode atuar como múltiplos níveis de descolamento sobre os quais a deformação gravitacional da cobertura sedimentar se desenvolve, como sugerido para a Bacia da Foz do Amazonas. Neste trabalho foram desenvolvidos modelos físicos experimentais objetivando simular as duas fases principais de deformação gravitacional propostas para a bacia: uma fase inicial de deslizamento gravitacional (fase pré-leque), seguida de uma fase de espalhamento gravitacional em função da implantação do Leque do Amazonas desde o Mioceno Superior (~10,5 Ma). Os experimentos foram simulados com a injeção de fluidos em duas camadas incompetentes (constituídas por microesferas de sílica) que atuaram como níveis de descolamento basais acomodando a deformação gravitacional da seção rúptil sobrejacente. O comportamento mecânico dessas camadas variou no tempo e no espaço em função da magnitude da pressão do fluido intersticial e da sobrecarga aplicada. A configuração do arcabouço estrutural e a interação entre os níveis plástico-friccionais simulados nos modelos se assemelham em muitos aspectos às feições da tectônica gravitacional mapeadas pela análise sísmica 2-D e 3-D, sustentando a validade das principais questões dos modelos conceituais de deformação em duas fases, previamente propostos para a Bacia da Foz do Amazonas.

Palavras-chave: tectônica gravitacional, níveis superpressurizados, modelagem física experimental, cinturões de dobramentos e cavalgamentos, Leque Submarino do Amazonas.

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

¹Departamento 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. Tels.: (21) 2629-5930/7229-9215/2629-5932; Fax: (21) 2629-5931 – E-mails: rperovano@gmail.com; cguizan@id.uff.br; erikafsa@gmail.com

²FRE Géosystèmes, Université des Sciences et Technologies de Lille I, U.F.R. des Sciences de la Terre, Cite Scientifique, Bâtiment SN5, FRE 3298, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France – E-mail: bruno.vendeville@univ-lille1.fr

³Departamento de Oceanografia Geológica, Faculdade de Oceanografia/UERJ, Rua São Francisco Xavier, 524, 4º andar, Maracanã, 20550-900 Rio de Janeiro, RJ, Brasil. Tel.: (21) 2334-0621 – E-mail: antonio.tadeu@pq.cnpq.br

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

INTRODUÇÃO

A tectônica gravitacional consiste no desenvolvimento de sistemas estruturais em função da translação da cobertura sedimentar sobre um único ou múltiplos níveis de descolamento horizontais ou inclinados, associados, por exemplo, a camadas móveis constituídas por evaporitos ou níveis superpressurizados. Os descolamentos atuam como níveis basais de comportamento dúctil – níveis de *décollements*, envolvendo a mobilidade e deformação de todo o intervalo, ou interfaces de descolamento lubrificadas (atuando como *detachment surfaces*; ex., Mourgues, 2003; Cobbold et al., 2004; Rowan et al., 2004; Vendeville, 2005). Em margens continentais passivas, é recorrente a deposição de seqüências sedimentares siliciclásticas e carbonáticas recobrando níveis estratigráficos incompetentes, constituídos, por exemplo, por folhelhos superpressurizados ou sal (halita). O deslizamento e/ou espalhamento gravitacional dos níveis móveis promove a deformação e falhamento da cobertura sedimentar deslizante sob o efeito de campos de tensão. Tais campos de tensão resultam na extensão proximal e na compressão distal da cobertura afetada. Este tipo de deformação é comumente referenciado na literatura pelo termo de “deformação superficial extensiva” ou *thin-skinned extension* (por exemplo, Vendeville & Cobbold, 1987; Vendeville et al., 1987; Vendeville & Cobbold, 1988; Cobbold et al., 1989; Nelson, 1989; Cobbold & Szatmari, 1991; Vendeville, 1991; Vendeville & Jackson, 1992a; 1992b; Weijermars et al., 1993; Jackson et al., 1994; Mohriak et al., 1995; Morley & Guerin, 1996; Reis et al., 2005).

Diversos estudos de caso e de modelagem física experimental reconheceram variações de estilos estruturais da tectônica gravitacional, em função da natureza dos níveis de descolamento aos quais estão associados (Morley & Guerin, 1996; Wu & Bally, 2000; Costa & Vendeville, 2002; Rowan et al., 2004). Em bacias sedimentares afetadas pela tectônica do sal, o arcabouço estrutural é caracterizado por cinturões compressivos constituídos por diápiros, dobramentos simétricos e/ou falhas reversas de alto ângulo (Costa & Vendeville, 2002). Segundo Morley & Guerin (1996), a mobilidade de camadas de sal em subsuperfície, ou o comportamento reológico viscoso que o caracteriza, são diretamente relacionados à sua mineralogia. A formação de estruturas associadas é parcialmente atribuída à incompressibilidade, e em alguns casos, à fluviabilidade do sal. O comportamento viscoso das camadas de sal facilita seu deslocamento sob a influência de qualquer tensão, mesmo que discreta, promovendo a deformação gravitacional de camadas sobrepostas (Vendeville, 2005). Deste modo, o crescimento de dobras e domos ocorre continuamente enquanto houver um nível evaporítico acomodando a translação da cobertura sedimentar.

Em bacias sedimentares afetadas pela tectônica induzida por níveis superpressurizados, a evolução do arcabouço estrutural ocorre, por sua vez, por meio de eventos episódicos refletindo eventos críticos de pressurização de fluidos intersticiais (Bruce, 1973; Morley & Guerin, 1996; Rowan et al., 2004; Vendeville, 2005). O comportamento reológico e, conseqüentemente, a mobilidade de camadas de folhelhos superpressurizados são diretamente dependentes do grau e condições de pressurização dos fluidos intersticiais (Hubbert & Rubey, 1959; Mourgues, 2003; Rowan et al., 2004). A reologia de camadas sedimentares soterradas de baixa permeabilidade, tais como folhelhos, é originalmente rúptil sendo caracterizada por uma significativa resistência à deformação. O aumento da pressão do fluido intersticial confere-lhes um comportamento plástico/viscoso, mesmo que momentaneamente, o que reduz significativamente a resistência friccional da camada ao movimento (Maltman & Bolton, 2003). A mobilização de folhelhos em subsuperfície pode ocorrer similarmente à migração de um fluido de baixíssima viscosidade (extrema pressurização) ou envolvendo o movimento de corpos sólidos com comportamento plástico sobre finas interfaces basais de descolamento (média pressurização; Van Rensbergen et al., 1999; Rowan et al., 2004; Vendeville, 2005; Deville et al., 2010). Como resultado, o estilo estrutural dos cinturões compressivos da tectônica de folhelhos varia em função da reologia e da resistência à deformação dos níveis superpressurizados. O encurtamento distal da seção que caracteriza o sistema gravitacional pode ser acomodado pela formação de cinturões de dobramentos e cavalgamentos assimétricos (*fold-and-thrust belts*), imbricamento de unidades estruturais compressivas (*thrust sheets*) ou diápiros de argila. Adicionalmente, a translação da cobertura sedimentar e a geração dessas estruturas ocorrem comumente associadas a múltiplos níveis de descolamento (Rowan et al., 2004).

Tais cenários resultam em arcabouços estruturais bastante complexos, que normalmente impõem significativos desafios à análise sísmica e, sobretudo, à compreensão da evolução deposicional e estrutural de bacias sedimentares afetadas pela tectônica de folhelhos. Neste contexto, a realização de modelos físicos experimentais pode auxiliar substancialmente no estudo da deformação superficial extensiva dessas bacias, ao prover informações essenciais sobre a evolução geométrica e cinemática desses sistemas estruturais.

ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA TECTÔNICA GRAVITACIONAL NA BACIA DA FOZ DO AMAZONAS

Inúmeros episódios de deformação gravitacional associada a intervalos estratigráficos superpressurizados têm afetado as

sequências marinhas da Bacia da Foz do Amazonas, precedentes e concomitantes à deposição do Leque do Amazonas (Bruno, 1987; Silva et al., 1999; Cobbold et al., 2004; Oliveira, 2005; Oliveira et al., 2005; Perovano et al., 2009; Reis et al., 2010). A estruturação reconhecida pela interpretação de perfis sísmicos 2-D ilustra um sistema gravitacional composto por um domínio extensional proximal (plataforma continental e talude superior), onde predominam falhas normais lítricas sintéticas e antitéticas, conectado, via superfícies basais de descolamento, a um domínio compressional distal, caracterizado essencialmente pelo imbricamento de falhas de empurrão e dobras associadas compondo cinturões de dobramentos e cavalgamentos de grande expressão regional (Figs. 1 e 2; Perovano et al., 2009 e Reis et al., 2010). De um modo geral, o zoneamento estrutural indica a migração dos sistemas gravitacional e deposicional em direção à bacia como resultado da progradação do Leque do Amazonas (Reis et al., 2010).

A translação da cobertura sedimentar se desenvolveu aparentemente sobre três horizontes estratigráficos principais, caracterizados pela baixa resistência à deformação, induzida pela aparente superpressurização dos fluidos intersticiais (Fig. 2; Cobbold et al., 2004; Perovano et al., 2009; Reis et al., 2010). Algumas falhas normais inativas localizadas na plataforma interna e um paleocinturão compressivo distal, pouco investigado devido à insuficiência de resolução sísmica, deslizam sobre um nível de descolamento inferior aparentemente correlativo à base da sequência sedimentar do Cretáceo Superior (~100 Ma; Fig. 2). A maioria das estruturas extensionais, incluindo as falhas normais ativas localizadas na borda de plataforma, e os mais notáveis cinturões compressivos da bacia deslizam sobre uma superfície de descolamento intermediária correspondente à base do intervalo Paleoceno-Eoceno (~65 Ma; Fig. 2). Estes cinturões formam imbricamentos de unidades estruturais compressivas, soterrados e inativos, na porção SE do Leque Superior do Amazonas e não afetam a sucessão estratigráfica do leque (Fig. 2b), tendo sido chamados na literatura de paleo-cinturões de dobramento (Perovano et al., 2009 e Reis et al., 2010) ou cinturões mais antigos (Cobbold et al., 2004). Apenas um par de falhas afeta as sequências do leque (Fig. 2b). Já na porção NW do Leque Superior do Amazonas, estes cinturões compressivos são ativos e deformam as sequências marinhas da bacia, tendo sido assim chamados de cinturões modernos (Perovano et al., 2009 e Reis et al., 2010; Fig. 2b). Finalmente, alguns episódios de deformação gravitacional mais recentes da bacia ocorrem atrelados a uma superfície de descolamento superior (Fig. 2). A datação recentemente realizada por Araújo et al. (*em preparação*) indica que esse nível estratigráfico corresponde ao Mioceno Superior, posicionado na base da sucessão estratigráfica que compõe o

Leque do Amazonas (datada em 10,5 Ma por Figueiredo et al., 2009; 2010). A estruturação diretamente relacionada a esta superfície de descolamento superior é bastante incipiente. As principais estruturas relacionadas ocorrem nos extremos noroeste e sudeste da bacia, região sob menor influência da sobrecarga sedimentar imposta pelo leque submarino, e onde a seção sedimentar deslizante sofre visível rotação ao longo de uma família de falhas proximais extensionais, sem evidências de feições de encurtamento distal (Perovano et al., 2009 e Reis et al., 2010; Fig. 2c).

A grande variação lateral da configuração e influência deformacional dos cinturões compressivos que deslizam sobre a superfície de descolamento intermediária (cinturões inativos na porção SE do leque superior e cinturões ativos em sua porção NW), assim como a assimetria proeminente entre estes dois domínios (Fig. 1) levou Oliveira (2005) a propor uma segmentação do arcabouço estrutural da tectônica gravitacional em dois compartimentos principais: o Compartimento Noroeste e o Compartimento Sudeste (Figs. 1 e 2). O Compartimento Estrutural Noroeste, maior e estruturalmente mais complexo, é caracterizado por um cinturão ativo de dobramentos e cavalgamentos, que falha todas as sequências sedimentares sobrejacentes e exibe evidências de múltiplos episódios de deformação, assim como um expressivo encurtamento da seção (Fig. 2a). O Compartimento Estrutural Sudeste, menor e estruturalmente mais “incipiente”, é representado por imbricamentos de unidades estruturais compressivas, majoritariamente inativas e pouco espaçadas, restritas aos intervalos estratigráficos entre as superfícies de descolamento inferior e intermediária, e entre as superfícies de descolamento intermediária e superior, resultando em estruturas em duplex (Fig. 2b). Essas estruturas formam um paleo-cinturão compressivo soterrado na região do talude superior. Por sua vez, o cinturão moderno é restrito a apenas um par de falhas de empurrão ativas, que acomodam um discreto encurtamento da seção ao longo de uma frente compressiva relativamente estreita (Perovano et al., 2009 e Reis et al., 2010; Fig. 2b). Análises estruturais de perfis sísmicos (em posição *strike*) reconheceram uma zona de transferência entre os compartimentos estruturais, que aparentemente acomodam as diferentes taxas de encurtamento e promovem o isolamento cinemático/mecânico entre os dois compartimentos (Reis et al., 2010).

Perovano et al. (2009) e Reis et al. (2010) propõem modelos conceituais simplificados da evolução da deformação gravitacional da bacia baseados em interpretação sísmica (Fig. 3), relacionando o grau de deformação e encurtamento da seção ao contínuo aumento da sobrecarga sedimentar, associado ao desenvolvimento dos principais depocentros do Leque do Amazonas. Os autores reconhecem duas fases principais de deformação

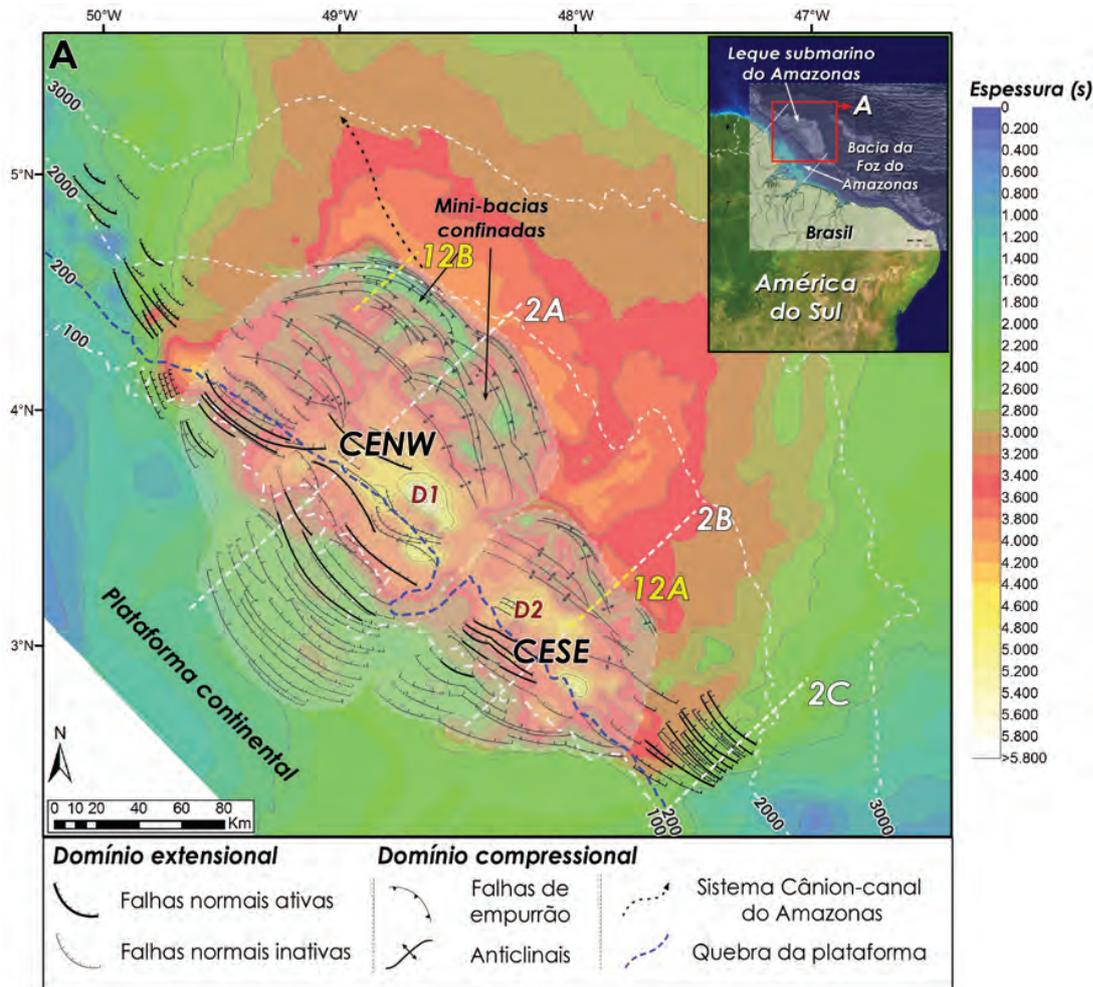


Figura 1 – Mapa composto do sistema estrutural da tectônica gravitacional e de isócronas das seqüências sedimentares do Leque Submarino do Amazonas. Os principais depocentros do leque estão representados como D1 e D2. O Compartimento Estrutural Noroeste (CENW) e o Compartimento Estrutural Sudeste (CESE) estão destacados em cinza. Os números e as linhas tracejadas se referem ao posicionamento das figuras neste trabalho. Os dados batimétricos são compostos por uma compilação de dados feita pela Marinha do Brasil (modificado de Perovano et al., 2009).

gravitacional. Uma primeira fase de deformação, que precede a formação do Leque do Amazonas, consistiu no deslizamento gravitacional (*gravity gliding*) regional de um pacote pré-tectônico multi-acamadado, de espessura razoavelmente constante, caracterizado pela superposição de múltiplos níveis de descolamento (Fig. 3b). Como resultado, inúmeros imbricamentos de unidades estruturais compressivas (*thrust sheets*) foram formados na bacia, como os exemplificados pelo paleo-cinturão compressivo do Compartimento Estrutural Sudeste (Fig. 3b). Essas unidades compressivas não se comportaram de maneira rígida. A geometria das estruturas sugere a atuação de um ou mais níveis de descolamento secundários e internos à seqüência estratigráfica, induzindo ainda um deslizamento paralelo ao acamamento de menor escala entre as camadas que compõem a própria unidade estrutural compressiva.

A segunda fase de deformação consistiu majoritariamente no espalhamento gravitacional (*gravity spreading*) de cunhas sedimentares progradantes, à medida que o empilhamento das espessas seqüências sedimentares do leque induziu condições de sobrecarga sedimentar diferencial e o aumento da declividade do talude (Fig. 3c). Nesta fase, teria havido uma reativação sin-deposicional dos imbricamentos de unidades estruturais compressivas formados durante a primeira fase de deformação, levando à propagação vertical de diversas falhas de empurrão, notadamente no Compartimento Estrutural Noroeste. Neste compartimento, o desenvolvimento preferencial dos principais depocentros do leque (D1; Fig. 1) resultou em um prisma sedimentar sin-tectônico mais espesso, cuja sobrecarga sedimentar foi capaz de induzir um maior encurtamento do cinturão compressivo (Fig. 2a). Por outro lado, a instabilização gravitacional,

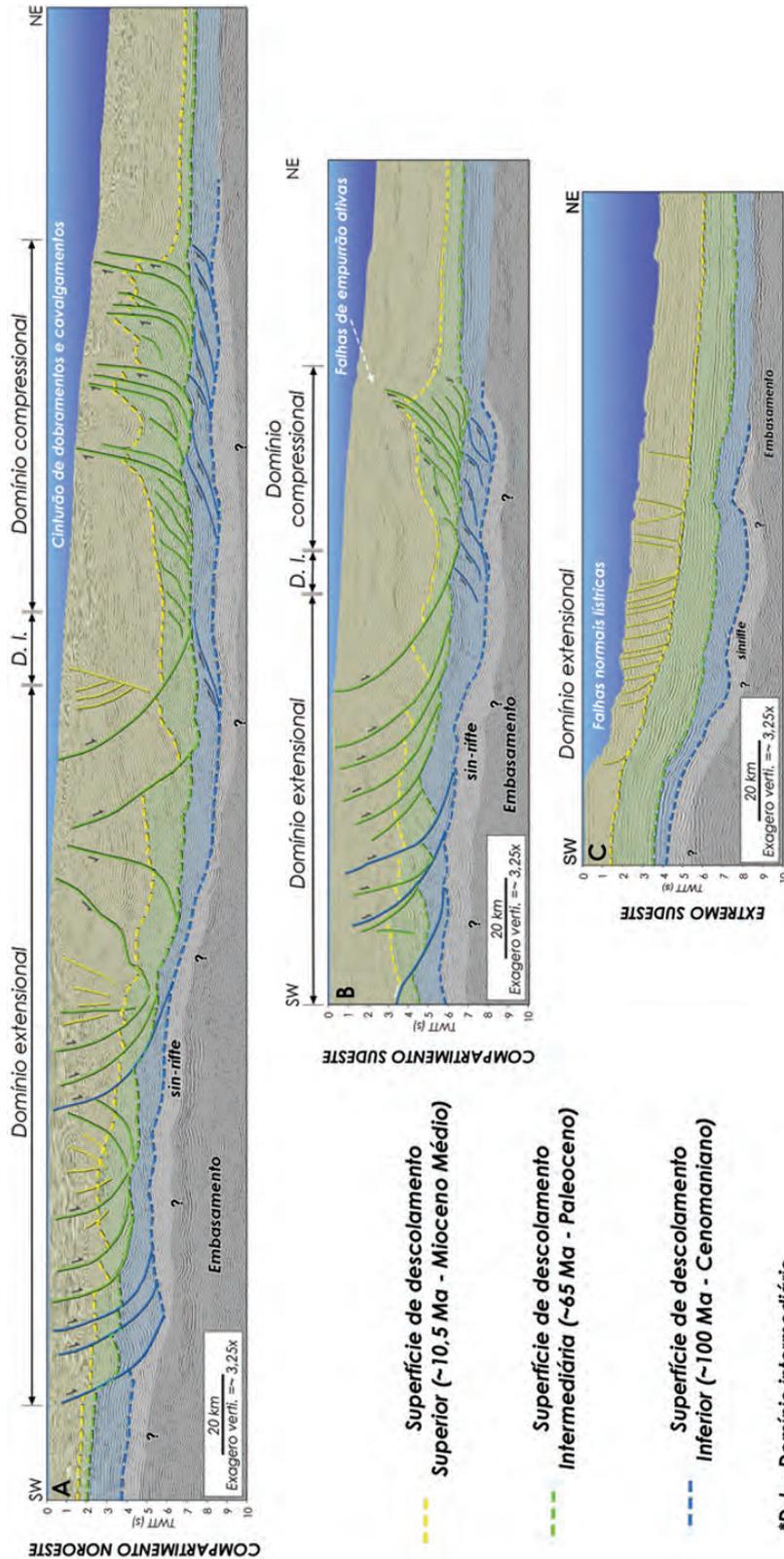


Figura 2 – Perfis sísmicos interpretados ilustrando o sistema gravitacional ao longo dos Compartimentos Estruturais Noroeste (A) e Sudeste (B) da Bacia da Foz do Amazonas, e no extremo sudeste da bacia (C) (modificados de Perovano et al., 2009). A localização dos perfis sísmicos está indicada na Figura 1. O exagero vertical foi calculado considerando uma velocidade média de propagação da onda na coluna sedimentar de 3000 m/s.

induzida pela menor espessura da sobrecarga sedimentar no Compartimento Estrutural Sudeste, promoveu um encurtamento localizado e menos expressivo. Neste caso, a compressão envolveu apenas a reativação dos imbricamentos de unidades estruturais compressivas pré-existentes, que foram impedidas de se transferir verticalmente para cima pela superfície de descolamento superior, que teria operado como uma “*roof thrust*” (Boyer & Elliott, 1982; Fig. 2b). O grande número de unidades compressivas e o pouco espaçamento entre elas conferem ao pacote sedimentar deformado um comportamento similar ao de rochas mecanicamente incompetentes e ao comportamento descrito por Thomas (2001) para estruturas dúcteis de geometria em duplex. Neste contexto, a reativação dessas unidades estruturais compressivas, sotopostas à sequência marinha do leque mais competente, ocorreria facilmente para esforços compressivos menos importantes. Como resultado, o encurtamento adicional do pacote sedimentar deformado promoveu o soerguimento e o dobramento de camadas sedimentares sobrejacentes de comportamento rígido (Fig. 2b).

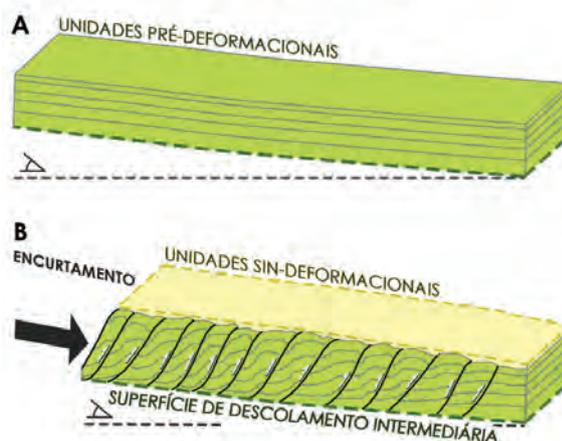
Estes modelos conceituais de evolução estrutural (Perovano et al., 2009; Reis et al., 2010) introduziram novos elementos à discussão dos processos gravitacionais na Bacia da Foz do Amazonas e levantam uma série de questões estruturais e mecânicas associadas à evolução da bacia e de margens continentais passivas contendo níveis móveis superpressurizados. Para responder a tais questões, modelos físicos experimentais foram desenvolvidos a fim de validar os modelos conceituais propostos, a partir dos resultados da interpretação sísmica executada anteriormente (Fig. 3). Os modelos em escala reduzida buscaram simular os possíveis cenários da evolução estrutural da tectônica gravitacional na Bacia da Foz do Amazonas, tendo por base a simulação do arcabouço estrutural anteriormente mapeado na bacia.

METODOLOGIA

A maior parte da compreensão do mecanismo da tectônica gravitacional é decorrente de estudos de caso e de experimentos de modelagem física e numérica da tectônica de sal (e.g. Vendeville & Cobbold, 1988; Cobbold et al., 1989; Cobbold & Szatmari, 1991; Vendeville, 1991; Vendeville & Jackson, 1992a e 1992b; Weijermars et al., 1993; Jackson et al., 1994; Mohriak et al., 1995; Morley & Guerin, 1996). Modelos experimentais em escala têm sido utilizados frequentemente no estudo da evolução cinemática, geométrica e dinâmica de sistemas estruturais decorrentes da tectônica gravitacional. A similaridade cinemática (como definido por Hubbert, 1937; Ramberg, 1981; Eisenstadt et al., 1997) entre os exemplos naturais e seus modelos em escala reduzida é primordial para a validação dos resultados da mode-

lagem física experimental. A fim de satisfazer tais condições, o ambiente estudado e o seu modelo experimental devem ser dinamicamente similares (Hubbert, 1937; Ramberg, 1981), ou seja, todas as forças e estresses envolvidos, assim como parâmetros equivalentes (e.g. coesão e resistência à deformação dos materiais), devem ser reduzidos equitativamente no modelo.

DESLIZAMENTO GRAVITACIONAL



ESPALHAMENTO GRAVITACIONAL



Figura 3 – Modelo conceitual simplificado proposto para a evolução dos cinturões de dobramentos e cavalgamentos do sistema gravitacional da Bacia da Foz do Amazonas, relacionando diferentes graus de deformação (encurtamento) à evolução sedimentar da bacia. (B) Deslizamento gravitacional de camadas pré-deformacionais sobre superfícies de descolamento inclinadas em direção à bacia. (C) Múltiplos episódios de espalhamento gravitacional das camadas sedimentares induzidos pela deposição do Leque Submarino do Amazonas. As linhas tracejadas indicam as superfícies de descolamento sísmicamente reconhecidas.

Os modelos fornecem detalhes geométricos e cinemáticos da possível evolução de sistemas estruturais complexos no espaço e no tempo, os quais auxiliam, por exemplo, na interpretação das estruturas análogas observadas na sísmica de reflexão e no reconhecimento do sequenciamento de falhamentos (McClay, 1996).

A maioria das técnicas de modelagem física da tectônica de sal utiliza o silicone para simular os níveis de descolamento. O silicone possui propriedades físicas análogas às camadas sedimentares de sal (e.g. incompressibilidade, reologia constante,

impermeabilidade e fluabilidade), e, desse modo, permite a simulação do seu comportamento reológico viscoso em subsuperfície. Por outro lado, algumas particularidades do silicone, como o seu comportamento viscoso, o distinguem do comportamento plástico-friccional que caracteriza a deformação gravitacional associada a níveis de folhelhos superpressurizados (Mourgues et al., 2009). Desse modo, o uso de silicone limita a simulação de variações episódicas e localizadas da reologia de folhelhos superpressurizados na natureza, regidas pela razão entre a taxa de liberação de fluido e perda de pressurização (permeabilidade e falhamento da rocha), e a taxa de geração de pressão intersticial através de mecanismos físicos, químicos e mineralógicos (Van Rensbergen & Morley, 2000; Mourgues, 2003), e ainda o seu controle mecânico sobre a evolução estrutural do sistema gravitacional.

Mais recentemente, foram desenvolvidas técnicas de modelagem experimental aplicadas à simulação de níveis móveis superpressurizados (Cobbold & Castro, 1999; Cobbold et al., 2001; Cobbold et al., 2004; Mourgues & Cobbold, 2006a; 2006b; Mourgues et al., 2009; Lecomte & Vendeville, 2008). A técnica envolve o desenvolvimento de modelos de “caixa de areia” aliados a elevadas taxas de pressurização dos fluidos intersticiais, os quais obedecem a um comportamento reológico plástico-friccional (critério de deformação de Mohr-Coulomb) que independe do tempo e da taxa de deformação (Lacoste, 2009). Esta técnica se baseia na simulação dos efeitos da superpressurização dos fluidos intersticiais e, logo, na mobilidade de níveis estratigráficos, através da injeção de ar comprimido (simulando, por exemplo, a geração e o fluxo vertical de gás metano na natureza) na base de algumas áreas específicas de modelos compostos por múltiplas camadas com diferentes permeabilidades (Fig. 4). Os níveis localizados na base das camadas de baixa permeabilidade se comportam como finas interfaces basais de descolamento. O aumento da pressurização dos fluidos intersticiais ao longo desses níveis de descolamento contrapõe a pressão litostática da coluna sedimentar, reduzindo a resistência interna efetiva da camada e a fricção basal, induzindo desse modo, instabilidades gravitacionais (Fig. 4).

Dimensionamento dos modelos

Os modelos experimentais simulados no presente trabalho foram devidamente dimensionados segundo os princípios descritos por Hubbert (1937) e Ramberg (1981). A razão entre o comprimento, L^* , dos modelos desenvolvidos e da área de estudo foi de 1×10^{-5} . Por sua vez, a densidade dos materiais utilizados

foi de aproximadamente 1.600 kg/m^3 , que é equivalente aproximadamente à metade da densidade de camadas sedimentares em subsuperfície em ambientes naturais. Desse modo, a razão das tensões aplicada foi de cerca de 2×10^{-6} .

O dimensionamento de materiais plástico-friccional requer que o coeficiente de fricção interna deve ser similar nos modelos e na natureza (Mourgues & Cobbold, 2006a), o qual é o caso do nosso estudo. A coesão dos materiais utilizados, por outro lado, deve ser reduzida na mesma escala dos outros estresses envolvidos (Mourgues, 2003; Mourgues & Cobbold, 2006a). A areia utilizada na construção dos nossos modelos possuía um valor de coesão de 160 Pa, que corresponde a um valor de coesão de aproximadamente 32 MPa na natureza, e, desse modo, similar aos valores de coesão de arenitos em ambientes naturais (Schellart, 2000).

O dimensionamento dos parâmetros relacionados aos fluidos intersticiais é significativamente mais complexo. Os modelos executados não foram planejados para simular os efeitos da superpressurização de fluidos intersticiais induzida pela redução da porosidade das camadas ou pela compactação lateral em regime de compressão. Foram simulados eventos de superpressurização de camadas sedimentares de baixa permeabilidade gerados pelo aumento do volume de fluidos intersticiais decorrente da geração de hidrocarbonetos e migração vertical de fluidos. Nesses modelos friccional, Cobbold & Castro (1999), Mourgues (2003), Mourgues & Cobbold (2006a; 2006b) e Lacoste (2009) afirmam que são as propriedades reológicas das rochas, diretamente afetadas pela presença de fluidos, que necessitam ser devidamente dimensionadas, como a tensão efetiva e a resistência da rocha à deformação. Essas propriedades são diretamente controladas pelo coeficiente da pressão do fluido intersticial no sistema. O coeficiente da pressão do fluido (λ) é a razão entre a pressão do fluido e a pressão litostática, $\lambda = P_f/P_l$. Portanto, o dimensionamento desses parâmetros é atingido ao submeter as camadas friccional do modelo a um coeficiente de pressão do fluido similar ao observado na natureza. Na prática, a distribuição vertical do coeficiente de pressão do fluido nos modelos foi previamente calculada utilizando as permeabilidades dos materiais utilizados, a fim de projetar modelos devidamente dimensionados para a tensão efetiva. O controle da distribuição do coeficiente é efetuado através da variação da espessura das camadas do modelo, as quais possuem diferentes permeabilidades. No entanto, é importante enfatizar que as taxas de fluxo vertical dos fluidos nos modelos (ar comprimido) e na natureza (gás metano) não são necessariamente dimensionadas na metodologia experimental aplicada.

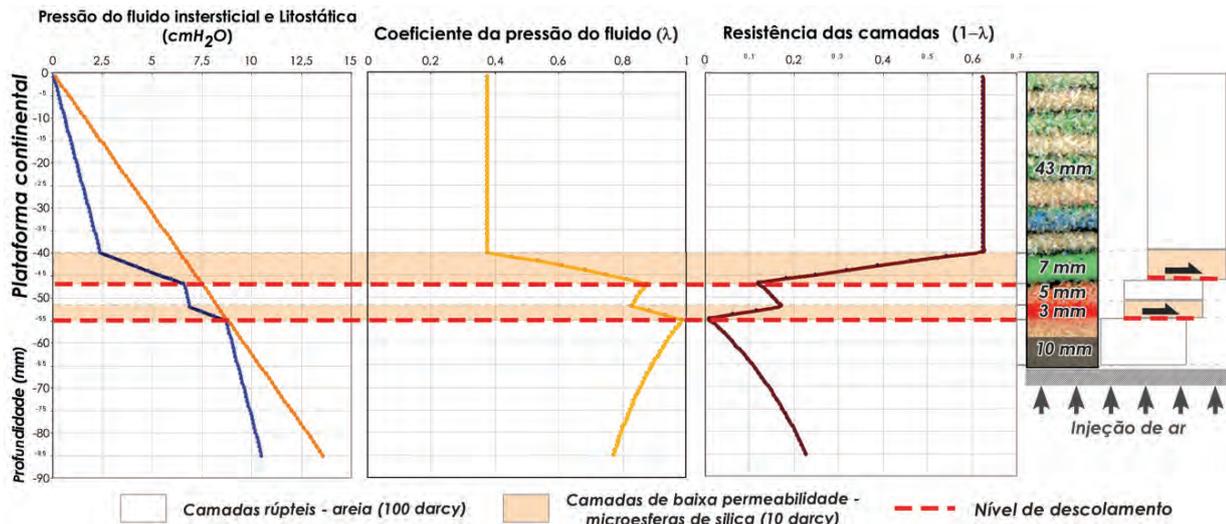


Figura 4 – Exemplo de uma simulação numérica 1-D dos gradientes verticais de pressão do fluido intersticial (linha azul) e litostática (linha laranja), do coeficiente de pressão do fluido (linha amarela) e da resistência à deformação (linha marrom) ao longo de camadas com diferentes permeabilidades de um modelo. As camadas de baixa permeabilidade (microesferas de sílica) estão destacadas em laranja.

Configuração do aparato experimental e etapas de modelagem

Os experimentos apresentados neste trabalho foram desenvolvidos no Laboratoire Géosystèmes, da Université Lille I, França, coordenado por Bruno C. Vendeville. A técnica experimental empregada foi aprimorada por Lecomte & Vendeville (2008), que utilizaram camadas de microesferas de sílica (Figs. 4 e 5) para a simulação da superpressurização de fluidos em níveis estratigráficos plástico-friccionais, intercalados por camadas frágeis de areia. Os materiais utilizados eram caracterizados por granulometria, porosidade e permeabilidade distintos (Tab. 1). Os modelos foram construídos com dimensões físicas de 170 cm de comprimento e 60 cm de largura. O embasamento e as camadas frágeis dos modelos foram compostos por areias naturais, que possuíam uma granulometria média de $315\mu\text{m}$, 90-110 darcy de permeabilidade, um coeficiente de fricção interna de 0,67 e uma coesão de 160 Pa (areia BE01, produzida pela Sifracco – França; Tab. 1). As camadas de microesferas de sílica ($53\text{-}106\mu\text{m}$ de granulometria) foram intencionalmente dispostas entre as camadas frágeis, no intuito de simular camadas de baixa permeabilidade intercaladas, as quais favorecem a geração de múltiplos níveis de descolamento sob o efeito do fluxo vertical de fluidos intersticiais ao longo da coluna sedimentar (Fig. 4). Algumas das características das microesferas de sílica que favorecem a sua utilização são a sua baixa permeabilidade (10 darcy), o seu coeficiente de fricção interna de 0,38 e uma coesão de 27 Pa (Tab. 1).

O dispositivo experimental consiste em uma mesa de modelagem, uma caixa de homogeneização do ar comprimido e uma fonte emissora de ar (Fig. 5). A mesa de modelagem (dimensão de 200×100 cm), sobre a qual os modelos foram construídos (com 170 cm de comprimento e 60 cm de largura), é composta por 800 células cúbicas (75 cm^3), conectadas por meio de tubos de silicone a câmaras internas individualizadas localizadas acima da caixa de homogeneização de ar comprimido. A individualização da mesa em células permite a alteração da área do modelo afetada pela injeção de ar comprimido (janela de pressão). Os modelos eram limitados lateralmente por placas de vidro fixadas sobre a mesa de modelagem. Por sua vez, as câmaras permitem o controle do fluxo dos fluidos em cada célula e a alteração da distribuição espacial da pressão do ar induzido, através da adição de quantidades previamente calculadas de areia com permeabilidade conhecida (areia tipo NE34, Sifracco – França; Tab. 1). Simulações numéricas 1-D, baseadas no balanço das tensões proposto por Lehner (2000) e Gemmer et al. (2004), foram empregadas previamente para se calcular as espessuras das camadas do modelo e a distribuição vertical da pressão de fluido induzido ao longo do modelo, a fim de prover um coeficiente de pressão do fluido máximo ($\lambda \cong 1$) e uniforme ao longo da base das camadas de baixa permeabilidade (microesferas de sílica; Fig. 4). Os cálculos da distribuição do coeficiente da pressão do fluido, λ , e da resistência à deformação das camadas do modelo consideraram a densidade, a permeabilidade, a espessura e a profundidade de cada uma delas, assim como a pressão do fluido intersticial.

Tabela 1 – Propriedades físicas dos materiais utilizados nos experimentos. Informações compiladas de Cobbold et al. (2001), Schellart (2000), Panien et al. (2006), Yamada et al. (2006) e Mourgues et al. (2009).

Material	Granulometria (10^{-6} m)	Permeabilidade (darcy)	Densidade (kg/m^3)	Coesão c (Pa)	Coefficiente da fricção interna
Areia BE-01	315-400	120 ± 10	$1,6 \pm 0,05$	160 ± 50	$0,67 \pm 0,030$
Areia NE-34	200-315	70 ± 5	$1,6 \pm 0,05$	085 ± 50	$0,57 \pm 0,030$
Areia GA-39	125-200	30 ± 5	$1,6 \pm 0,05$	049 ± 10	$0,51 \pm 0,030$
Microesferas de sílica	100-106	10 ± 5	$1,48 \pm 0,05$	027 ± 3	$0,38 \pm 0,080$

As simulações numéricas indicam ainda a pressão de ar induzida necessária ao desenvolvimento de instabilidades gravitacionais, a qual varia em função de diversos fatores, tais como: o comprimento da cunha deslizando, a inclinação dos níveis de descolamento, a declividade da topografia da cunha sedimentar, e a coesão do material empregado na representação da camada móvel (Mourgues et al., 2009). Níveis de descolamento basais se formam onde a pressão do fluido contrabalança a pressão litostática (sustenta localmente a sobrecarga sedimentar), e, desse modo, diminui localmente a resistência de uma fina interface basal ao cisalhamento (deformação cisalhante), permitindo o desenvolvimento de deslizamentos/espalhamentos gravitacionais (Fig. 4; Terzaghi, 1923 e Hubbert & Rubey, 1959).

Ao longo de todos os experimentos, a pressão do ar comprimido foi medida e registrada constantemente (a cada segundo) para posterior análise do coeficiente de pressão do fluido nos níveis de descolamento e demais camadas do modelo para cada episódio/pulso de deformação. Fotografias da superfície do modelo foram obtidas de forma contínua para a posterior interpretação estrutural e cálculo do deslocamento/encurtamento da seção e do sentido do movimento. No final de cada experimento (modelos 01 e 02), os modelos foram seccionados longitudinalmente ou perpendicularmente a cada 2 cm, no intuito de se observar e interpretar a estruturação interna.

RESULTADOS EXPERIMENTAIS: CONSTRUÇÃO DOS MODELOS E PADRÕES DE DEFORMAÇÃO

Nos modelos físicos experimentais, a deformação gravitacional foi iniciada uma vez que a pressão do fluido intersticial atingia a magnitude calculada para atenuar significativamente a fricção basal e a resistência interna na base dos níveis de baixa permeabilidade, por meio da compensação da pressão litostática exercida pelas camadas do modelo (Fig. 4). A orientação dos deslizamentos apresentou-se geralmente paralela à inclinação do modelo ou aos gradientes horizontais da pressão litostática. De um modo geral, o deslizamento gravitacional inicial das camadas

do modelo desenvolveu um sistema estrutural caracterizado por um domínio extensivo proximal, interligado mecanicamente a um domínio compressivo distal. O presente trabalho apresenta os resultados de dois modelos físicos experimentais distintos, que foram replicados para testar e validar seus respectivos resultados.

Modelo 01

O modelo 01 foi concebido para simular a primeira fase de deslizamento gravitacional da bacia *offshore* proposta por Perovano et al. (2009), que antecede a deposição das sequências marinhas que compõem o Leque do Amazonas. O deslizamento gravitacional de camadas essencialmente plano-paralelas foi simulado envolvendo dois níveis de descolamento basais: um nível de descolamento inferior (representado pelo nível móvel vermelho; Fig. 6a) e um nível de descolamento superior (representado pelo nível móvel verde; Fig. 6a).

O modelo 01 foi inicialmente construído com quatro camadas plano-paralelas com 0,5 cm de espessura cada, compreendendo duas camadas de microesferas de sílica entremeadas e recobertas por duas camadas de areia (BE-01; Fig. 6a). A área do modelo afetada pela injeção de ar pressurizado possuía 120 cm de comprimento e 60 cm de largura. O modelo foi posteriormente inclinado em $3,5^\circ$ em direção jusante, direção análoga à de bacias *offshore* (Fig. 6a). Em margens continentais passivas, o processo de deslizamento gravitacional é frequentemente associado a uma força motriz principal atrelada à inclinação da base dos descolamentos, causada pela subsidência térmica diferencial da crosta oceânica neoformada, e/ou pelo soerguimento tectônico do cráton, ambos posteriores ao processo de rifteamento (Rowan et al., 2004). Em seguida, foi iniciado o aumento progressivo da pressão do fluido induzida na base do modelo até que um primeiro episódio de deformação ocorreu. Múltiplos pulsos de deslizamento gravitacional foram gerados a cada episódio de aumento progressivo da pressão do ar comprimido. A preservação do caráter instável do sistema gravitacional foi garantida pela manutenção da inclinação do

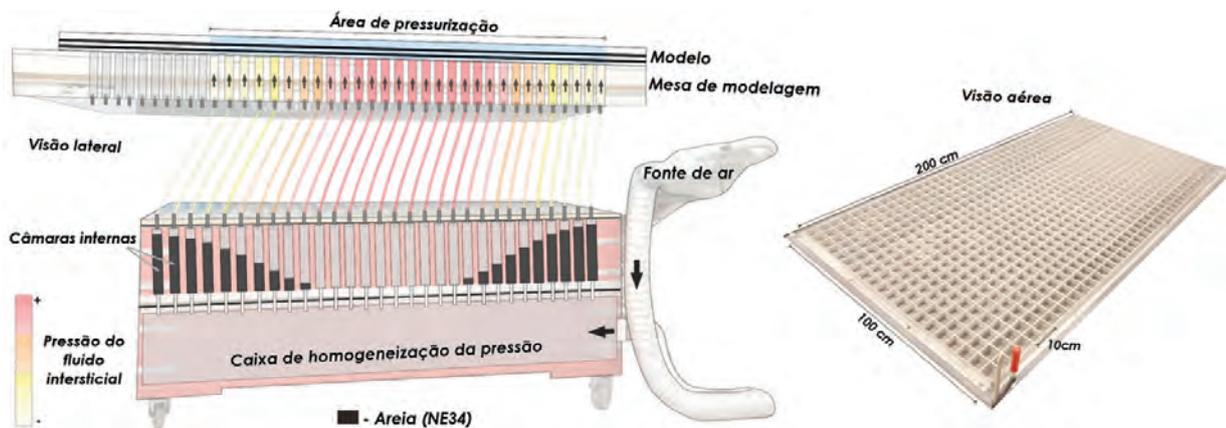


Figura 5 – Esquema simplificado do aparato experimental e visão aérea da mesa de modelagem. O dispositivo é operado através da injeção de ar comprimido na base de modelos compostos por múltiplas camadas com diferentes permeabilidades. A adição de areia com permeabilidade conhecida nas câmaras internas permite controle do fluxo de ar e, conseqüentemente, da distribuição lateral da pressão do fluido intersticial ao longo dos modelos.

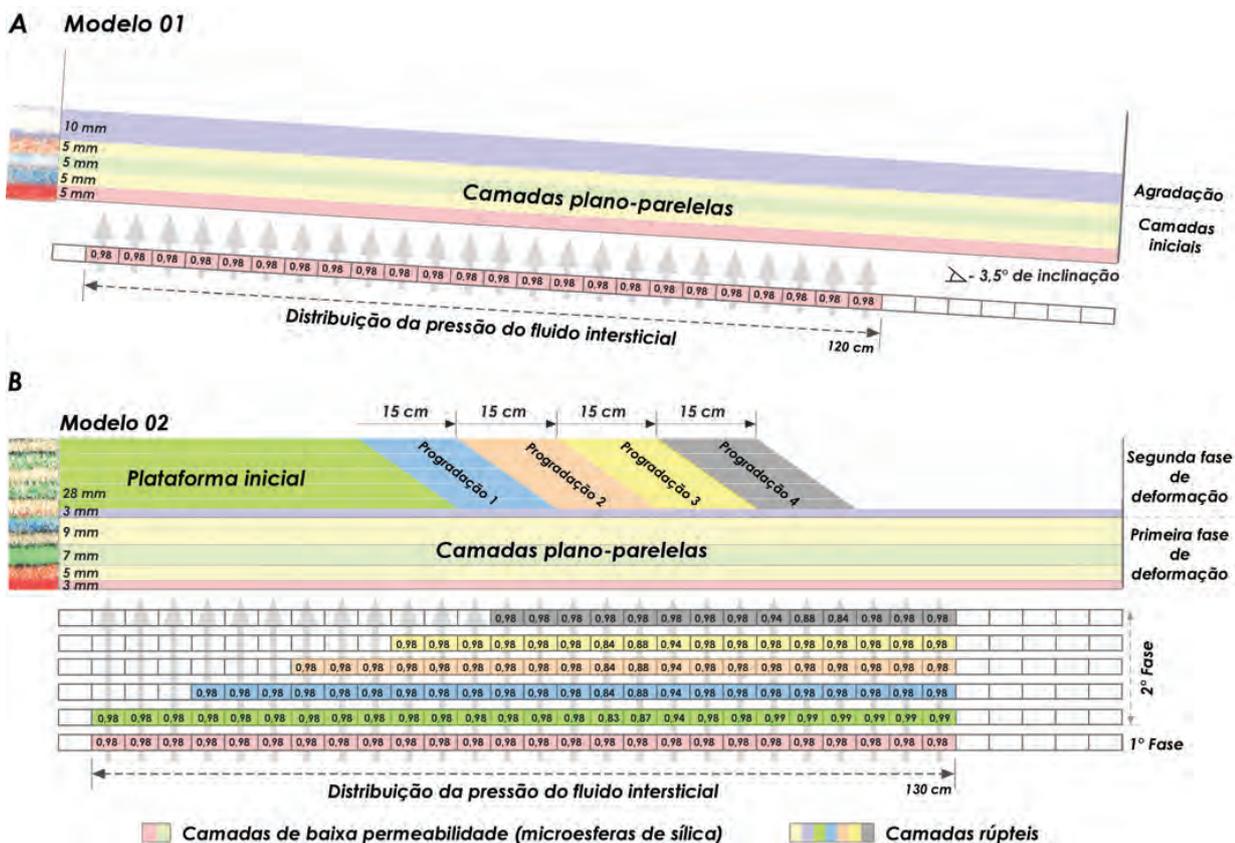


Figura 6 – Seções esquemáticas dos modelos 01 (A) e 02 (B) ilustrando a configuração das camadas, as dimensões das cunhas sedimentares progradantes da segunda fase de deformação no modelo 02 e a distribuição espacial da pressão do fluido intersticial em cada progradação. Os valores indicados se referem ao coeficiente de pressão do fluido previamente calculado na base das duas camadas de microesferas de sílica ao longo do modelo 01 (A) e na base da camada de microesferas de sílica inferior para a segunda fase de deformação do modelo 02 (B).

modelo e da pressão litostática original talude acima. Logo após cada pulso deformacional, a injeção de ar comprimido na base do modelo foi interrompida e os espaços de acomodação sedimentar, gerados pelo basculamento dos blocos ao longo de falhas normais, foram sistematicamente preenchidos por uma nova camada de areia (BE01), visando restabelecer a pressão litostática original da coluna sedimentar. O modelo foi executado até que os sucessivos pulsos de deslizamento gravitacional resultavam em um significativo aumento da resistência das camadas do modelo à compressão distal (devido ao espessamento estrutural distal), e, conseqüentemente, no bloqueio do sistema gravitacional.

A simulação do primeiro evento de superpressurização das camadas do modelo promoveu um episódio inicial de deslizamento gravitacional para uma pressão de ar induzida de 490 Pa. Inicialmente, uma série de estruturas extensionais foi gerada próximo ao limite proximal da janela de pressão, enquanto que próximo ao limite distal, três frentes compressivas foram formadas em resposta ao encurtamento de aproximadamente 6,25% da seção (Fig. 7a). Sucessivos episódios de deformação foram simulados até que a evolução do sistema gravitacional foi bloqueada pelo aumento da resistência distal à deformação em compressão das camadas do modelo. O domínio extensivo migrou em direção à bacia, à medida que a redução localizada da pressão do fluido intersticial limitou a atuação da camada de microesferas de sílica como níveis de descolamento, devido à sua migração e conseqüente afinamento, que limitam localmente as condições de superpressurização (Fig. 7a). Simultaneamente, a continuidade do encurtamento distal (~8,75% de encurtamento total) é acomodada pela retrogradação do sistema de falhas de empurrão, como resultado do espessamento da seção e do aumento da resistência à deformação na região das primeiras falhas compressivas distais (Fig. 7a). Ao final desta primeira etapa de deslizamento gravitacional, uma camada de areia (BE-01) plana com 1 cm de espessura foi disposta recobrimdo todo o modelo, a fim de simular o aumento da pressão litostática e do potencial gravitacional induzidos por uma sedimentação posterior aos eventos deformacionais iniciais. Os episódios subsequentes de deslizamento gravitacional promoveram a reativação da deformação e o desenvolvimento dos domínios estruturais. A extensão ativa permaneceu na porção proximal do modelo acomodada por um gráben de grande expressão (Fig. 7a). Ao final do experimento, o encurtamento adicional da seção (totalizando um encurtamento de até 27,55% do comprimento original) resultou inicialmente na reativação de diversas falhas de empurrão e dobras associadas, que promoveram um significativo espessamento estrutural do modelo. Em estágios avançados,

algumas falhas de retro-empurrão foram formadas durante os últimos episódios de superpressurização das camadas do modelo (Fig. 7a).

A interpretação de seções longitudinais revela um zoneamento estrutural clássico constituído por três domínios estruturais principais (Fig. 7b). O domínio extensional proximal é caracterizado por um conjunto de falhas normais lítricas pouco espaçadas. As falhas se ancoram sobre os dois níveis de descolamento (camadas vermelha e verde na Fig. 7b) e, em sua maioria, mergulham na direção do deslizamento (leste; Fig. 7a). As estruturas mais antigas, localizadas no limite proximal da seção deformada, possuem ângulos de mergulho significativamente menores e limitam lateralmente blocos altamente rotacionados. Neste domínio, a ausência do nível de descolamento vermelho se justifica pela sua expressiva migração em direção à bacia e o grande número de estruturas associadas (Fig. 7b).

O domínio compressional distal se desenvolve em função do encurtamento da seção ao longo de uma série de falhas de empurrão e dobras associadas. Essas estruturas apresentam um espaçamento pouco significativo e, em alguns casos, foi observado o imbricamento de unidades compressivas (Fig. 7b). As estruturas compressionais se ancoraram majoritariamente sobre a superfície de descolamento inferior (vermelha), sendo que algumas estruturas ocorrem associadas à superfície de descolamento superior (verde; Fig. 7b). Cinco falhas de empurrão permaneceram ativas e deformaram toda a coluna sedimentar. Por outro lado, algumas falhas de empurrão se desenvolveram inicialmente entre os níveis de descolamento inferior (vermelho) e superior (verde), e se tornaram inativas durante a fase final do experimento. Finalmente, um domínio intermediário, caracterizado pela translação da seção com pouca ou nenhuma deformação, se desenvolve na porção central do modelo (Fig. 7).

Em seções perpendiculares ao sentido do deslizamento, um modelo análogo replicado revelou algumas informações geométricas de grande importância à compreensão do sistema estrutural observado na Bacia da Foz do Amazonas (Fig. 8). No domínio extensional, falhas normais lítricas terminam lateralmente em rampas com alto ângulo de mergulho, as quais isolam o sistema gravitacional de pacotes vizinhos indeformados (Fig. 8). As rampas laterais coincidem com os limites externos da janela de pressão (Fig. 8a). Em direção à bacia, elas atuam como falhas de transferência acomodando esforços transpressivos entre compartimentos estruturais com diferentes taxas de encurtamento ou nos limites laterais da cunha deslizante (Fig. 8b). A análise estrutural de perfis sísmicos na Bacia da Foz do Amazonas revelou estruturas similares nas bordas dos domínios

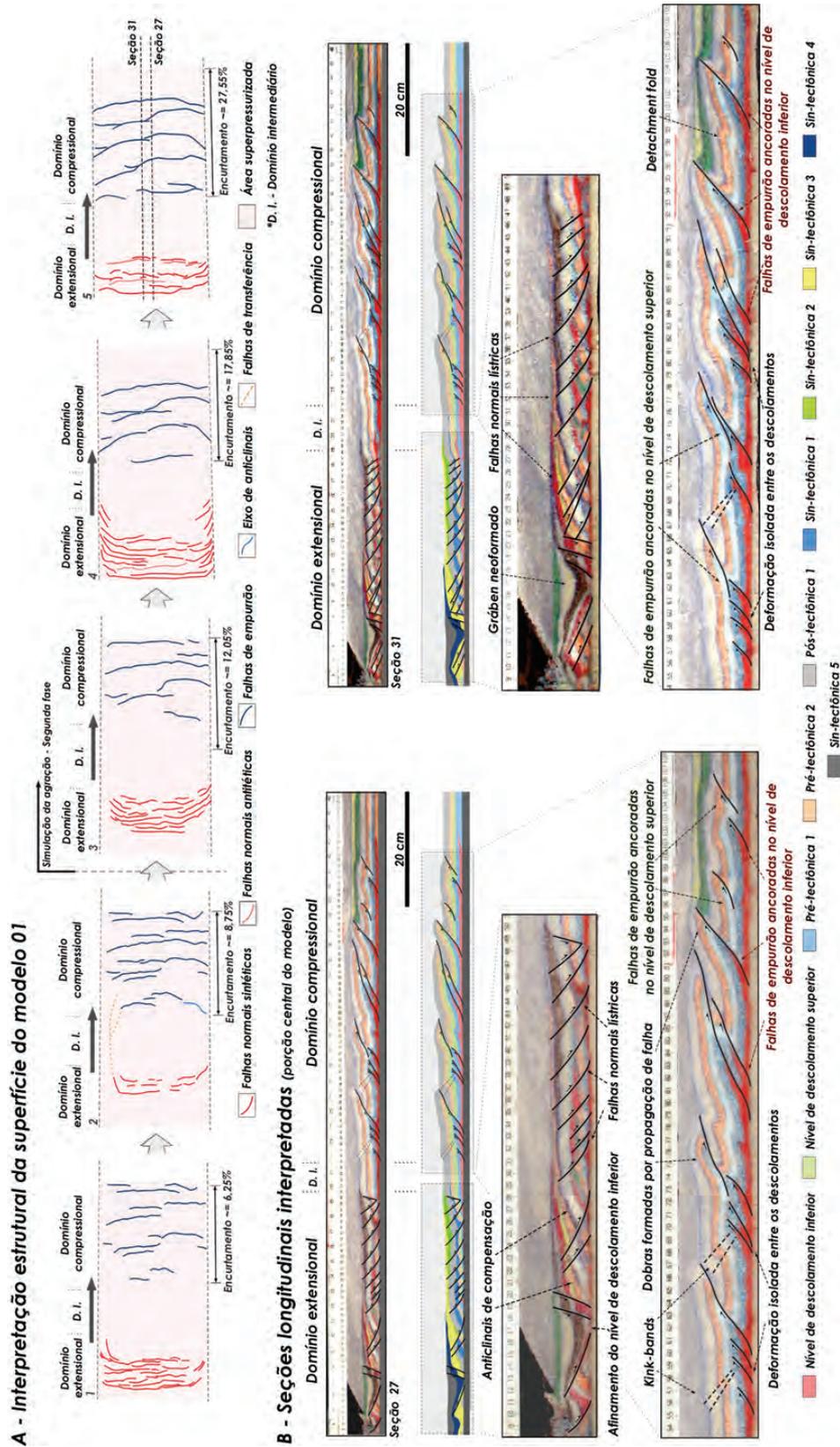


Figura 7 – (A) Interpretação das fotografias do modelo 01, em planta, mostrando a orientação e a distribuição das estruturas na superfície durante a evolução da deformação gravitacional. (B) Seções longitudinais interpretadas do modelo 01 ilustrando a estrutura interna na porção central do modelo, que resultou do deslizeamento gravitacional de camadas originalmente plano-paralelas.

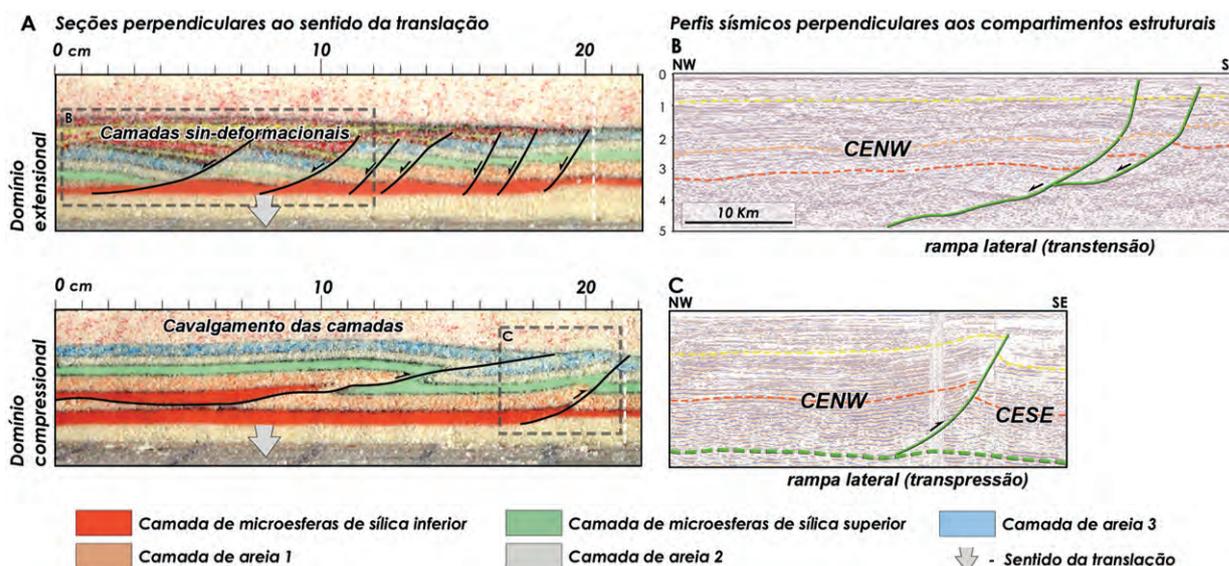


Figura 8 – (A) Cortes perpendiculares ao sentido preferencial da translação gravitacional de um modelo análogo ao modelo 01 ilustrando as feições estruturais que resultaram de esforços transtensivos e transpressivos ao longo dos domínios extensional e compressional. (B) Seção sísmica "strike" em tempo ilustrando a geração de uma rampa lateral que isola a extensão na borda do Compartimento Estrutural Noroeste, que se assemelha às estruturas observadas nos modelos experimentais. (C) Seção sísmica "strike" em tempo ilustrando a geração de uma falha de transferência no domínio compressional, em resposta às diferentes taxas de encurtamento entre os Compartimentos Estruturais Noroeste e Sudeste da Bacia da Foz do Amazonas, análoga à feição observada nos modelos experimentais.

estruturais mapeados e entre os Compartimentos Estruturais NW e SE (Figs. 8b e 8c).

Modelo 02

O modelo 02 tentou simular de maneira sequenciada as duas fases de deformação propostas para a evolução estrutural do Leque do Amazonas (item 2). Esta etapa de modelagem envolveu o emprego de uma nova abordagem experimental. Os modelos experimentais consistiam no desenvolvimento de duas etapas distintas e sucessivas, simulando diferentes mecanismos de deformação gravitacional: uma fase de deslizamento gravitacional, seguida de uma fase essencialmente de espalhamento gravitacional. Desse modo, inicialmente uma primeira fase de deslizamento gravitacional (pré-leque do Amazonas) foi executada seguindo uma metodologia experimental similar à empregada no modelo 01.

A configuração do modelo para a primeira fase de deformação compreendia uma camada de microesferas de sílica inferior com 0,3 cm de espessura e outra camada superior com 0,7 cm de espessura, entremeadas por uma camada frágil de areia (BE-01) com 0,5 cm de espessura. Finalmente, uma camada de areia (BE-01) com 0,9 cm de espessura foi disposta recobrendo todo o modelo, totalizando uma coluna sedimentar com 2,4 cm de espessura (Fig. 6b). A simulação numérica previu um coeficiente de pressão do fluido máximo ($\lambda \cong 0,99$) na base da camada

de microesferas de sílica inferior, e um coeficiente de pressão do fluido de aproximadamente $\lambda \cong 0,95$ na base da camada de microesferas de sílica superior para uma pressão de ar induzida de 460 Pa. Como resultado, a configuração das camadas do modelo foi capaz de desenvolver dois níveis de descolamento na base das camadas de microesferas de sílica durante a fase de deslizamento gravitacional. A janela de pressão foi mantida inalterada com 130 cm de comprimento e 60 cm de largura durante esta fase.

Uma segunda fase do modelo foi simulada com a construção de uma primeira cunha arenosa com 2,8 cm de espessura e 40 cm de comprimento (tipo BE-01 – vide Tab. 1) sobre a seção proximal do modelo previamente deformada (plataforma inicial na Fig. 6b). A instalação da cunha conferiu ao modelo uma morfologia que se assemelha às províncias fisiográficas clássicas de uma margem continental passiva: uma plataforma continental, um talude continental e uma bacia oceânica (Fig. 6b). A inclinação do modelo adotada durante a primeira fase de deformação ($3,5^\circ$) foi anulada nesta etapa, a fim de se avaliar o papel da sobrecarga sedimentar imposta pela deposição da sequência deposicional do leque sobre a reativação da deformação gravitacional. Neste caso, os fatores que promoveram a instabilização gravitacional foram a inclinação acentuada da superfície do modelo na região que simula um talude continental (com 10° de mergulho e 15 cm de comprimento; Fig. 6b) e a sobrecarga sedimentar diferencial

no sentido plataforma-bacia. Nesta fase de deformação, o espalhamento gravitacional envolveu os mesmos níveis de descolamento basais atuantes na fase de deslizamento gravitacional: o nível de descolamento inferior (representado pelo nível móvel vermelho; Fig. 6b); e o nível de descolamento superior (representado pelo nível móvel verde; Fig. 6b). A instalação de uma cunha sedimentar proximal altera localmente a distribuição vertical da pressão de fluido intersticial ao longo da coluna sedimentar. A simulação numérica prévia do balanço das pressões e tensões envolvidas no modelo previu a geração de dois níveis de descolamento na bacia ($\lambda > 0,95$) para a indução de uma pressão de ar de 1340 Pa (Fig. 6b). Na plataforma, o coeficiente da pressão do fluido seria máximo na base da camada de microesferas de sílica inferior ($\lambda \cong 0,99$), enquanto que o aumento significativo da pressão litostática atenuaria o coeficiente da pressão do fluido na base da camada de microesferas de sílica superior ($\lambda \cong 0,88$), limitando parcialmente o potencial de geração de uma interface de descolamento em função do aumento da resistência friccional à deformação ao longo do intervalo (Fig. 6b). O controle do fluxo da pressão de ar na bacia foi efetuado através da adição de areia (NE-34) nas câmaras internas da caixa de homogeneização (Fig. 5). A atenuação da pressão do fluido localmente se faz necessária a fim de que se previna a geração de explosões catastróficas da camada de microesferas de sílica fluidizada na bacia, uma vez que a superpressurização dos níveis plástico-friccional na plataforma é atingida para uma pressão de fluido significativamente maior (maior pressão litostática).

Durante o experimento, os grábens resultantes do regime extensional foram sequencialmente preenchidos por areia, a fim de se simular uma sedimentação sintectônica e de compensar o afinamento da cobertura sedimentar. Sucessivos pulsos de espalhamento gravitacional da cunha original foram gerados a cada episódio de aumento da pressão do fluido intersticial. A contínua translação da primeira cunha e o decorrente aumento das forças resistivas levou, posteriormente, ao bloqueio do sistema gravitacional. A reativação da deformação gravitacional foi promovida através da simulação de um episódio de progradação da cunha arenosa, onde em cada episódio foram acrescidos 15 cm ao comprimento da cunha original. A progradação da cunha sedimentar era sucedida pelo aumento progressivo da pressão do fluido e geração de múltiplos pulsos de deformação até que o sistema gravitacional fosse novamente bloqueado. Um total de quatro etapas de progradação e espalhamento gravitacional da cunha foram simulados (progradação 1-4 na Fig. 6b). Ao mesmo tempo, o limite proximal da janela de pressão foi deslocado em 15 cm em direção

à bacia a cada progradação das cunhas sucessivas, diminuindo a área do modelo sob o efeito da injeção de ar comprimido.

O deslizamento gravitacional desenvolveu inicialmente um sistema estrutural clássico composto por um domínio extensional proximal, um intermediário e um compressional distal (Figs. 9a e 10). A área deformada coincide com os limites da área do modelo sob o efeito da pressurização dos fluidos intersticiais (janela de pressão). Durante a execução do experimento, a extensão proximal migrou discretamente em direção à bacia (Fig. 9b), à medida que as camadas móveis transladaram na mesma direção (Fig. 10b), e bloquearam parcialmente a deformação extensiva próximo ao limite proximal da janela de pressão. Ao mesmo tempo, o domínio da compressão avançou em direção à porção central do modelo, como resultado do aumento da resistência à deformação ao longo das primeiras frentes compressivas (Fig. 9b). O domínio intermediário é caracterizado por uma província de translação com 25 cm de comprimento, discretamente deformada, que conecta mecanicamente a zona de extensão às frentes compressivas distais (Fig. 9b). Algumas falhas de transferência acomodaram lateralmente o deslizamento da seção, isolando-a mecanicamente/cinematicamente de regiões indeformadas. Em estágios avançados, um aumento controlado da pressão de ar induzida ($\Delta P = 50$ Pa) foi suficiente para promover a propagação lateral da deformação gravitacional (Fig. 9c). Uma zona de deformação extensiva se desenvolveu na porção noroeste do modelo, enquanto que uma última frente compressiva foi gerada no limite distal da janela de pressão. Ao final da primeira fase de deformação, o domínio extensional com 39 cm de comprimento (30% da área pressurizada) era constituído majoritariamente por falhas normais listricas, sintéticas e antitéticas, anticlinais de compensação e blocos rotacionados (Figs. 9c e 10). No domínio compressional, oito falhas de empurrão principais e dobras formadas por propagação de falha (*fault-propagation folds*) se distribuíram ao longo de 72 cm da seção (55% da área pressurizada), como resultado de um encurtamento de até 11,2% da seção original (Figs. 9c e 10). Ao final desta etapa, depositou-se uma camada de areia (BE-01) com 3 mm de espessura recobrindo todo o modelo, a fim de simular uma sedimentação pós-tectônica e auxiliar a posterior análise do sequenciamento das estruturas em seções longitudinais (Fig. 10).

Na segunda fase de deformação, a indução do primeiro episódio de superpressurização do fluido intersticial desencadeou o colapso e espalhamento gravitacional da cunha sedimentar em direção à porção distal do modelo, que resultou em um domínio extensional na plataforma e um domínio compressional na base do talude (Figs. 9d e 10). Inicialmente, o domínio

extensional se desenvolveu sobre a seção deformada em extensão durante a primeira fase de deformação. A interpretação dos cortes longitudinais revela a geração de falhas normais lítricas, sintéticas e antitéticas, e anticlinais de compensação associados (Fig. 10b). A maioria dessas estruturas ocorreu associada ao nível de descolamento inferior e resultou da reativação de antigas falhas normais da primeira fase de deformação, soterradas anteriormente na região da plataforma. Essas estruturas propagaram-se verticalmente em direção à superfície do modelo, promovendo o falhamento das camadas sobrejacentes (Fig. 10b). No domínio compressional, o encurtamento adicional da segunda fase de deformação resultou na geração de duas falhas de empurrão na base do talude (Fig. 9d).

A simulação do primeiro evento de progradação da cunha sedimentar foi acompanhada por uma discreta migração da extensão em direção à bacia, deslocando-se em direção à plataforma externa (Fig. 9e). Uma falha lítrica antitética de grande expressão acomodou a maior parte da extensão proximal (Fig. 10b). Por sua vez, a compressão distal da seção se desenvolveu majoritariamente através da reativação de antigas estruturas compressivas geradas durante a primeira fase de deformação (Figs. 9e e 10c).

Os três episódios subsequentes de progradação foram marcados pela contínua migração da extensão, que passou a se desenvolver ao longo do antigo domínio compressional (Figs. 9f, 9g, 9h e 10c). Inúmeras falhas lítricas sintéticas e grábens neoformados intersectaram pacotes soterrados sob a plataforma, onde a compressão havia promovido o espessamento estrutural da seção no ciclo deformacional anterior (Figs. 9f, 9g, 9h e 10c). Em alguns casos, algumas falhas normais lítricas se formaram sobre os flancos das dobras originadas por propagação de falha, ancoradas sobre o nível de descolamento superior, e acomodaram grande parte da extensão proximal (Fig. 10c). O reconhecimento de uma série de diápiros triangulares flanqueados pelo plano de falhas normais, associados ao falhamento extensivo e ao alívio da pressão litostática (zonas de fraqueza), e a geração de diápiros intrusivos de sílica atestam a fluidização do nível de descolamento inferior em curtos intervalos de tempo (Figs. 10b e 11b). No domínio compressional, o encurtamento adicional da seção promoveu a reativação de antigas falhas de empurrão, ancoradas sobre o nível de descolamento inferior, e de dobras associadas (dobras por propagação de falha e dobras por flexão de falha), promovendo o espessamento estrutural da seção localmente (Fig. 10c). Foram também reconhecidas falhas de retroempurrão que se desenvolveram sobre o nível de descolamento superior, as quais formam feições de *pop-up* (Fig. 10c). Em alguns casos, algumas falhas de empurrão, ancoradas sobre a su-

perfície de descolamento inferior, não se propagaram até o topo da coluna arenosa e terminaram contra o nível de descolamento superior (unidades estruturais inativas na base das Figs. 10c e 12a). O encurtamento e falhamento do intervalo entre os dois níveis de descolamento (inferior e superior) promoveram o soerguimento estrutural e o dobramento (*drape folding*) das camadas sobrejacentes (Fig. 12a), tal como proposto pelos modelos conceituais de Perovano et al. (2009) e Reis et al. (2010) baseados na análise sísmica do cinturão de dobramentos e cavalgamentos, que compõem o Compartimento Sudeste da Bacia da Foz do Amazonas (Figs. 2b e 12a). Ao final dos experimentos, as duas fases de deformação gravitacional promoveram o encurtamento de até 25,4% da extensão original do modelo (Figs. 9 e 10).

DISCUSSÃO: APLICAÇÃO DOS MODELOS À EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DA TECTÔNICA GRAVITACIONAL NA BACIA DA FOZ DO AMAZONAS

Em todos os modelos experimentais executados neste estudo, o comportamento mecânico das camadas de microesferas de sílica variou drasticamente em função da intensidade da pressão do fluido aplicada. Sob condições de moderada à alta pressão ($0,85 \leq \lambda \leq 0,95$), as microesferas de sílica mantêm um comportamento friccional. Como resultado, falhas normais sintéticas e antitéticas, assim como falhas de empurrão e dobras assimétricas, se ancoram em finas interfaces de descolamento restritas à base das camadas de baixa permeabilidade (Fig. 11a). O estilo estrutural das estruturas correlatas se assemelha ao do arcabouço estrutural da Bacia da Foz do Amazonas, onde falhas normais lítricas e imbricamentos de unidades estruturais compressivas ancoram-se em sua maioria sobre uma fina interface basal de descolamento correspondente à base do intervalo Paleoceno-Eoceno (~65 Ma; Fig. 2). Por outro lado, as microesferas de sílica tendem a se comportar como um fluido (fluidização), assim que a pressão dos fluidos intersticiais aumenta e se aproxima do equilíbrio com a pressão imposta pela sobrecarga ($\lambda \geq 0,95$). Neste caso, ocorre a fluidização e migração de toda a camada de microesferas de sílica em direção à bacia, que resultando no espessamento localizado da mesma na base das frentes compressivas (Figs. 7b e 10c). Feições similares a vulcões ou "diques de lama" foram também reconhecidas no modelo O2, e, aparentemente, resultaram de uma extrema pressurização e ascensão da camada de microesferas de sílica inferior (Fig. 11b). A ascensão intrusiva promoveu uma ampla deformação das camadas sobrejacentes, seguindo, por exemplo, zonas de fraqueza de falhas extensionais (Fig. 11b). A geração

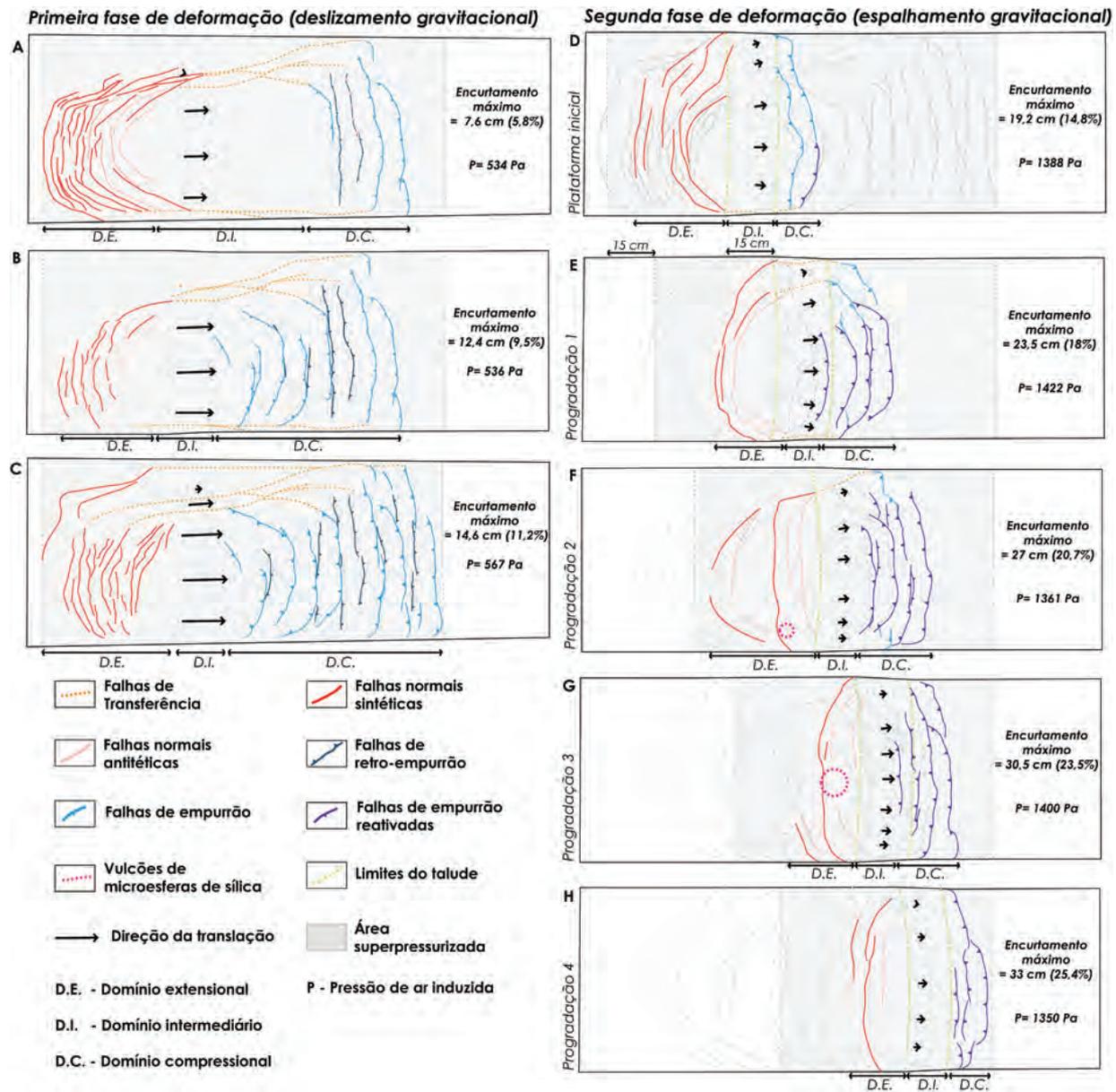


Figura 9 – Interpretação estrutural do sistema gravitacional em fotografias da superfície do modelo O2 durante as fases de deslizamento gravitacional (A, B e C) e de espalhamento gravitacional (D, E, F, G e H). As linhas tracejadas representam as estruturas inativas. Observar a migração do limite proximal da janela de pressão à medida que é simulado um evento de progradação da cunha sedimentar.

dessas estruturas atesta que a pressão do fluido intersticial suplanta episodicamente a pressão litostática, e, conseqüentemente, as microesferas de sílica adquirem um comportamento viscoso. O planejamento e execução dos experimentos buscaram evitar o desenvolvimento de tais estruturas devido ao seu grande potencial destrutivo para os modelos. Além disso, Mourgues et al. (2009) salientam que os processos físicos que regem algumas condições de geração de tais estruturas não são ainda dimen-

sionados satisfatoriamente, como por exemplo, a simulação do aumento da pressão dos fluidos intersticiais em folhelhos decorrente da diminuição da porosidade da rocha. No entanto, algumas similaridades podem ser observadas entre as feições diapíricas incipientes observadas nos modelos e feições estruturais análogas, tais como vulcões de lama e diápiros de argila, frequentemente reconhecidas em bacias sedimentares afetadas pela tectônica de folhelhos (e.g. Delta do Níger – Connors et al., 1998

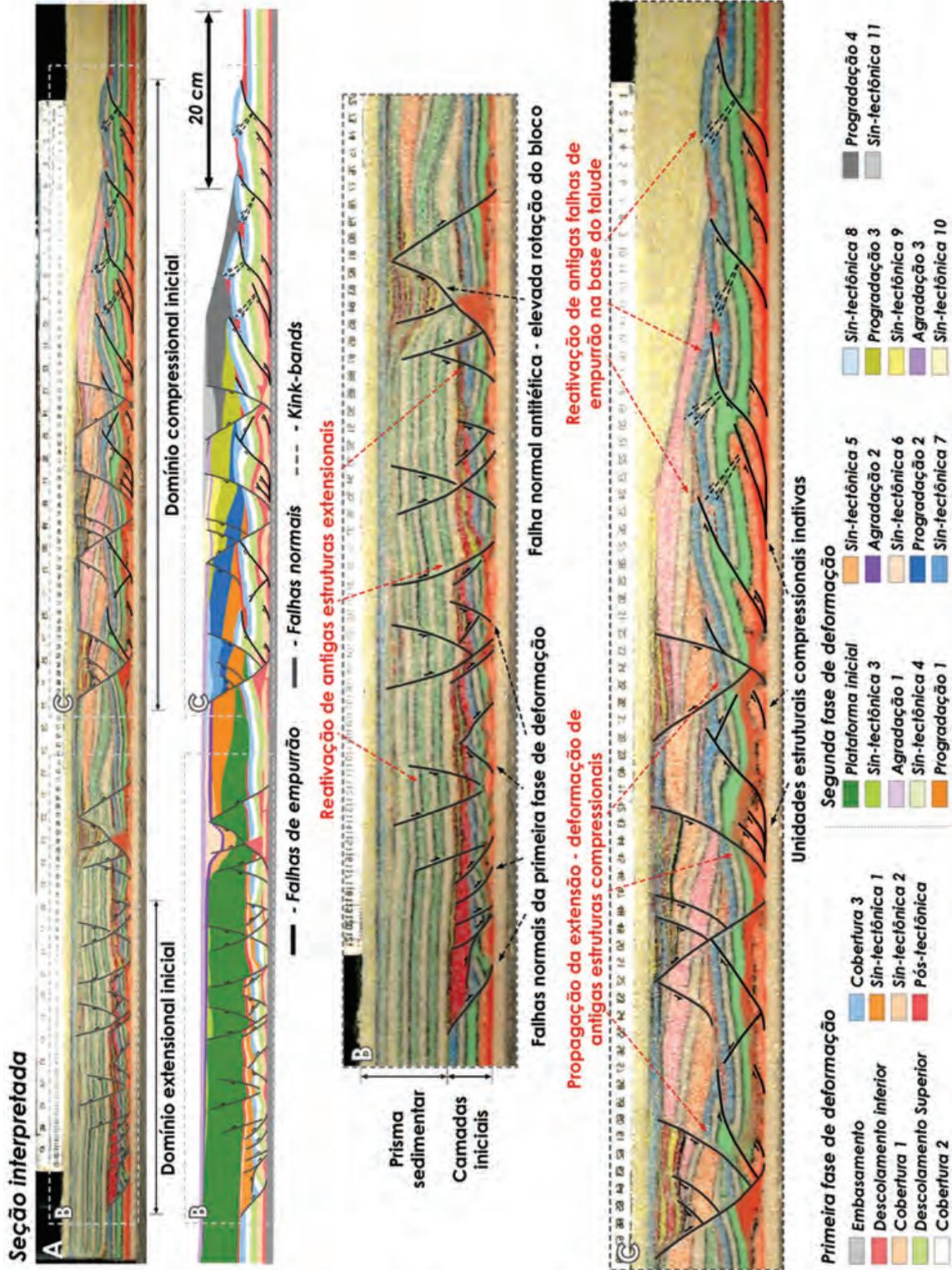


Figura 10 – (A) Seção longitudinal interpretada do modelo 02, ilustrando o sistema estrutural gravitacional envolvendo uma fase de deslizamento gravitacional de camadas plano-paralelas e uma fase de espalhamento gravitacional de cinco cunhas progradaentes. (B) Seção ampliada mostrando as estruturas extensionais resultantes da fase de deslizamento gravitacional e a reativação de algumas dessas estruturas durante a fase de espalhamento gravitacional. (C) Seção ampliada ilustrando as estruturas compressivas geradas durante a fase de deformação e as estruturas extensionais geradas durante o espalhamento gravitacional das progradações 2-4 da cunha sedimentar.

e Corredor et al., 2005; Delta Champion – Bornéu, Van Rensbergen & Morley, 2000; 2003). Na Bacia do Amazonas, considerando a resolução da base de dados disponível, tais feições não foram mapeadas.

Dimensões do sistema deformacional

Em ambos os modelos, o comprimento da seção deslizante foi controlado diretamente pela distribuição espacial da área de pressurização aplicada. Os limites externos dos domínios estruturais gerados pela deformação gravitacional coincidem com a área de pressurização do fluido intersticial (Figs. 7 e 9). A inclinação dos níveis de descolamento em 3,50 foi suficiente para promover a translação das camadas dos modelos durante os episódios de superpressurização das camadas de baixa permeabilidade. Os pulsos de deslizamento gravitacional nos dois modelos físicos experimentais descritos nesse trabalho geraram um domínio proximal, dominado pela extensão da coluna sedimentar, conectado mecanicamente a um domínio distal caracterizado pelo desenvolvimento de unidades estruturais em regime de compressão (Figs. 7, 9 e 10). A extensão se desenvolveu inicialmente próximo ao limite “*upslope*” da janela de pressão (Figs. 7a e 9a). Posteriormente, o domínio extensional propagou-se em direção à bacia, à medida que os níveis de descolamento deslocavam-se na mesma direção. O afinamento proximal das camadas de microesferas de sílica atenuou a resistência ao fluxo vertical do fluido (ar) e, conseqüentemente, a pressão do fluido intersticial na base dessas camadas. Como resultado, o aumento localizado da resistência à deformação das camadas plástico-friccionais induziu a migração da extensão em direção às regiões do modelo mais suscetíveis à deformação gravitacional, onde a mobilidade das camadas de microesferas de sílica permaneceu inalterada (Figs. 7a, 9b e 10b). Ao mesmo tempo, a migração da extensão inativou as falhas normais mais antigas (Figs. 7, 9b e 10b). No domínio compressional, os primeiros pulsos deformacionais geraram uma série de frentes compressivas localizadas preferencialmente próximo ao limite distal da janela de pressão (Figs. 7a e 9a). O contínuo encurtamento da seção foi acomodado pela retrogradação da compressão em direção ao centro do modelo (Figs. 7a e 9b). A migração da compressão ocorreu, à medida que o cavalgamento das camadas do modelo ao longo dos planos de falha de empurrão promoveu o contínuo espessamento estrutural distal da coluna sedimentar, que resultou no aumento localizado da pressão litostática e da resistência à deformação. Em estágios avançados, a resistência friccional do modelo à compressão aumentou de tal modo que o deslizamento gravitacional foi bloqueado.

Na Bacia da Foz do Amazonas, a resolução sísmica dificulta o reconhecimento do sequenciamento das estruturas compressivas, que compõem os expressivos cinturões de dobramentos e cavalgamentos distais, principalmente nos paleo-cinturões compressivos que descolam sobre a superfície de descolamento inferior (~100 Ma; Fig. 2). A análise preliminar dos perfis sísmicos indica que os primeiros pulsos de deslizamento gravitacional resultaram em cinturões compressivos amplos e contínuos que descolaram sobre as superfícies de descolamento inferior (~100 Ma) e intermediária (~65 Ma; Fig. 2). A ausência de unidades estruturais compressivas neoformadas para além dos limites distais dos antigos e modernos cinturões compressivos sugere que a compressão não se propagou em direção à bacia desde o Paleoceno – ~65 Ma (Fig. 2). Este zoneamento estrutural corrobora com o observado nos modelos físicos experimentais que simulam o deslizamento gravitacional associado à superpressurização de camadas plástico-friccionais induzida pela geração de gás. Desse modo, os resultados da modelagem física experimental mostram a importância da distribuição espacial de rochas fonte e das taxas de geração, migração e acumulação de gás ou hidrocarbonetos, sobre os eventos de superpressurização de níveis estratigráficos em subsuperfície e, conseqüentemente, sobre a evolução dos sistemas estruturais da tectônica de folhelhos na Bacia da Foz do Amazonas.

Resposta do sistema deformacional à progradação (sobrecarga) do talude

A segunda fase de deformação do modelo 02 simulou a reativação da deformação gravitacional imposta por prismas sedimentares predominantemente progradacionais sobre múltiplos níveis de descolamento horizontais ou em alguns casos inclinados em direção ao continente, devido à subsidência da margem *offshore* imposta pela sobrecarga sedimentar. A simulação de sucessivas progradações da cunha sedimentar acompanhadas pela migração do limite proximal da janela de pressão foram empregadas, no intuito de simular a dissipação das condições de elevada pressurização dos fluidos intersticiais na plataforma interna. Tais condições ocorrem geralmente uma vez que o processo de *bypass* sedimentar promove a progradação da plataforma continental e a estabilização gravitacional proximal, e/ou associado ao contínuo aumento da sobrecarga sedimentar, que promove a compactação mecânica dos níveis superpressurizados e a expulsão de fluidos intersticiais (Cobbold et al., 2004; Rowan et al., 2004). Nos modelos experimentais, a maioria das estruturas extensionais localizadas na plataforma interna foi siste-

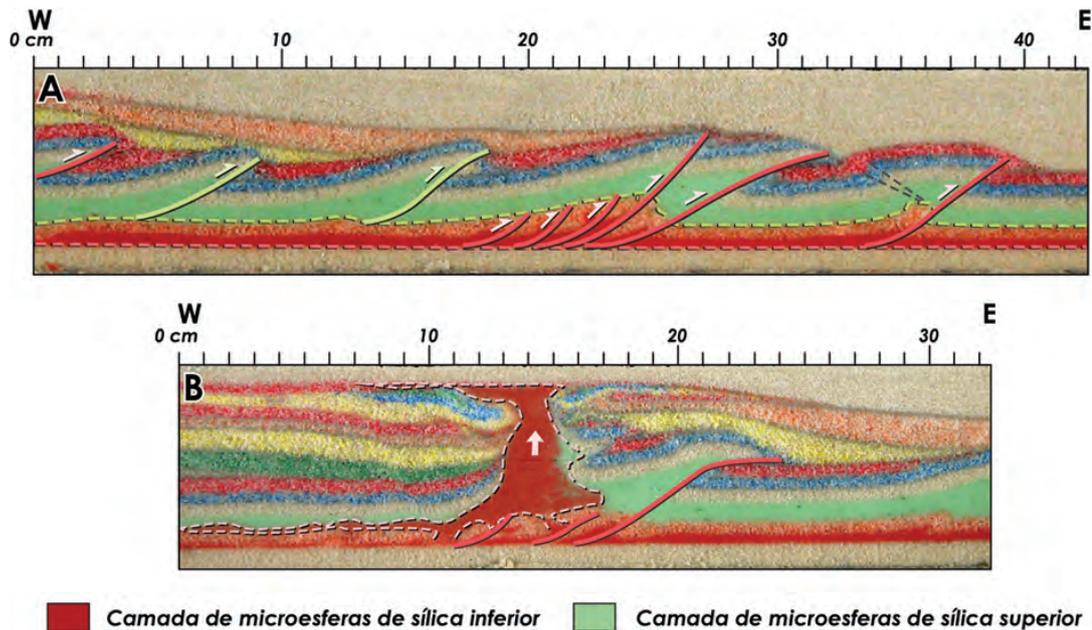


Figura 11 – Cortes longitudinais ao sentido principal de deslizamento de um modelo análogo ao modelo Q2 ilustrando a variação do comportamento mecânico da camada de microesferas de sílica no espaço e no tempo, em função da variação da intensidade da pressão dos fluidos intersticiais. (A) Sob condições de pressurização moderada ($0,85 \leq \lambda \leq 0,95$), o comportamento plástico das camadas de microesferas de sílica favoreceu o desenvolvimento de falhas de empurrão e dobras associadas (cisalhamento basal). As finas interfaces de cisalhamento geradas pela pressurização das camadas são representadas pelas linhas tracejadas. (B) Sob condições de elevada pressurização ($\lambda \geq 0,95$), a fluidização e deformação da camada de microesferas de sílica inferior promoveu a geração de feições diapíricas e dobras (deformação de toda a camada).

maticamente inativada, ao passo que as estruturas ativas passaram a ocorrer preferencialmente próximo à plataforma externa e ao talude superior (Figs. 9d, 9e, 9f e 9g). Mudanças estruturais significativas também foram observadas na seção encurtada. Sob o efeito da progradação da plataforma, e do consequente deslocamento da área de superpressurização em direção à bacia, os cinturões de dobramentos e cavalgamentos previamente formados (cinturões inativos do estágio 1 da simulação) foram parcialmente deformados, em regime de extensão. O sistema estrutural resultante apresentou uma grande complexidade decorrente da migração dos dois domínios estruturais ao longo do tempo (Fig. 10c).

Os perfis sísmicos na Bacia da Foz do Amazonas revelam uma evolução estrutural semelhante. Inúmeras falhas normais sintéticas e antitéticas foram inativadas na plataforma interna, à medida que os sistemas sedimentares de borda de plataforma e turbidítico do leque migraram em direção à bacia (Fig. 2). Na plataforma externa e no talude superior, falhas normais ativas neoformadas, associadas às superfícies de descolamento intermediária (~65 Ma) e superior (~10,5 Ma), intersectam e deformam paleo-cinturões de unidades estruturais compressivas em regime de extensão. Vale salientar, no entanto, que Mourgues

et al. (2009) argumentam que a simulação do deslocamento da área de pressurização dos fluidos não representa exatamente os exemplos naturais de margens continentais afetadas exclusivamente pela geração de hidrocarbonetos, nas quais a distribuição da pressurização intersticial coincide com os limites da distribuição de rochas-fonte. Desse modo, a manutenção de uma área de pressurização constante durante a execução do experimento resultaria em uma simulação mais fidedigna com o observado em casos reais. Entretanto, nos modelos experimentais onde tais condições foram simuladas, os esforços distensivos permaneceram restritos à porção proximal dos modelos. A utilização de um material com menor resistência à deformação na simulação das camadas plástico-friccionais poderia resultar em uma evolução estrutural mais realística considerando a metodologia experimental (Mourgues et al., 2009).

Interação espacial e temporal entre diferentes níveis de descolamento

Os modelos físicos experimentais realizados reproduzem as tensões cisalhantes ao longo das camadas de microesferas de sílica, que atuaram conjuntamente ou isoladamente de modo alternado em áreas, ou preferencialmente em determinados

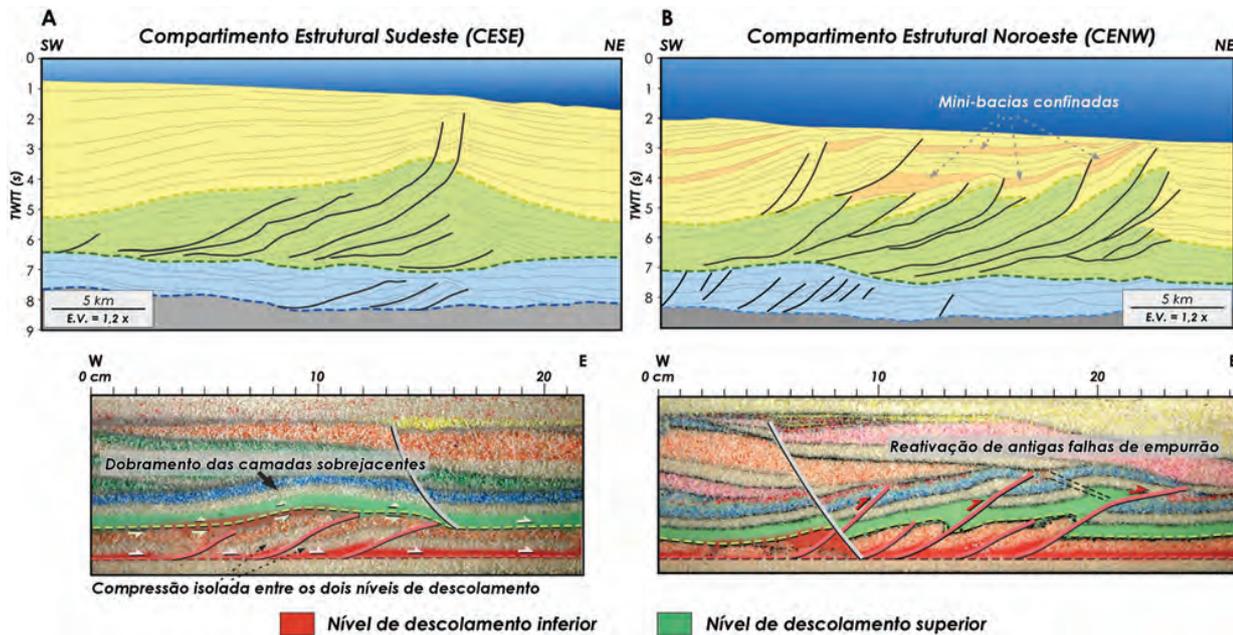


Figura 12 – Interpretação dos cinturões de dobramentos e cavalgamentos em extratos de seções sísmicas e de seus respectivos análogos em seções longitudinais do modelo 02. (A) Compressão isolada entre dois níveis de descolamento resultando no imbricamento de unidades estruturais e no espessamento tectônico do intervalo estratigráfico. (B) Reativação tardia de algumas falhas de empurrão, que se propagam verticalmente e deformam as camadas sobrejacentes.

períodos de tempo, em função da variação do comportamento mecânico dos níveis de descolamento no espaço e no tempo. A geração dos níveis de descolamento é diretamente controlada pelo coeficiente da pressão do fluido.

No modelo 01, o sistema estrutural resultou da translação da seção sobre os dois níveis de descolamento basais e, desse modo, atesta a geração interfaces de cisalhamento na base das duas camadas de microesferas de sílica previstas na simulação numérica. Os primeiros episódios de deslizamento gravitacional foram caracterizados pelo desenvolvimento de uma série de falhas de empurrão com vergência em direção à porção distal dos modelos, que se ancoraram sobre ambos os níveis de descolamento (Fig. 7b). A alteração do gradiente vertical do coeficiente da pressão do fluido, induzida pelo aumento da pressão litostática com a deposição de camada de areia recobrendo todo o modelo, atenuou o estado de superpressurização da camada de microesferas de sílica superior e inibiu a translação da seção sobre esse nível. Desse modo, os episódios subsequentes da deformação gravitacional se desenvolveram associados majoritariamente ao nível de descolamento inferior. O encurtamento adicional da seção promoveu a reativação de algumas falhas de empurrão, que fraturaram as camadas rúpteis sobrepostas. A camada de microesferas de sílica superior foi da mesma forma deformada em compressão (Fig. 7b).

No modelo 02, a maioria das estruturas gravitacionais resultou do escorregamento e do encurtamento da seção sobre a superfície de descolamento basal (Fig. 10). O papel preponderante da superfície de descolamento inferior decorre aparentemente da alteração do gradiente vertical da pressão do fluido intersticial, induzido pelo espessamento estrutural da coluna sedimentar ao longo do cinturão compressivo distal em estágios avançados da simulação (Fig. 10c). Simulações numéricas mostraram que o cavalgamento e empilhamento das camadas favorecem a diminuição do fluxo vertical do fluido e o aumento do coeficiente da pressão do fluido na base da camada de microesferas de sílica inferior. A segunda fase de deformação reproduziu a reativação do sistema tectônico gravitacional, em resposta à deposição massiva de uma sobrecarga sedimentar adicional, que simulou a deposição das seqüências do Leque do Amazonas desde o Mioceno Médio – ~10,5 Ma segundo Figueiredo et al. (2010) (Fig. 2). Neste contexto, o espalhamento gravitacional das cunhas sedimentares progradantes sobre os níveis de descolamento horizontalizados promoveu a reativação da maior parte das falhas de empurrão, que se propagaram verticalmente, deformando todas as camadas superiores (Fig. 10c). A camada de microesferas de sílica superior (verde) foi deformada em regime de compressão, deslizando sobre o descolamento basal. Ao mesmo tempo, o desenvolvimento de dobras formadas por propagação

de falha ocorreu associado ao desenvolvimento de zonas de deformação em *kink*, as quais foram nucleadas em alguns casos por falhas de retro-empurrão (Fig. 10c). Como resultado, um amplo cinturão compressivo ativo foi formado, similar aos cinturões de cavalgamentos e dobras assimétricas que caracterizam o Compartimento Noroeste da Bacia da Foz do Amazonas (Fig. 2a). Entretanto, em alguns setores do modelo, ou em determinados períodos de tempo, ocorreu um desacoplamento espacial entre os dois níveis de descolamento. Neste caso, os imbricamentos de unidades compressivas da primeira fase não se propagaram verticalmente, e permaneceram restritos ao intervalo entre os dois níveis de descolamento. A superpressurização do nível plástico-friccional verde promoveu o desenvolvimento de uma fina interface de cisalhamento horizontal, que promove o isolamento cinemático das camadas sobrejacentes. Desse modo, a compressão foi impedida de se propagar às camadas sobrejacentes desenvolvendo estruturas em duplex (Fig. 12b). A configuração estrutural descrita acima se assemelha ao estilo estrutural do paleo-cinturão compressivo do Compartimento Sudeste da Bacia da Foz do Amazonas (Figs. 2b e 12a).

No caso da Bacia da Foz do Amazonas, a análise estrutural e cronoestratigráfica indica uma intrínseca relação entre o rápido e contínuo aumento da sobrecarga sedimentar imposto pelas sequências do leque e a evolução dos cinturões compressivos (Perovano et al., 2009; Reis et al., 2010). No domínio compressional da bacia, as sequências marinhas do leque submarino têm sido intensamente deformadas desde o Mioceno Médio-Superior pelos cinturões de dobramentos e cavalgamentos mais recentes, que descolam sobre a superfície de descolamento intermediária (superfície verde – Fig. 2; Reis et al., 2010). A fase de deformação dessas feições estruturais concomitantes à deposição do leque resultou aparentemente da reativação parcial de antigas unidades estruturais compressivas formadas por eventos pretéritos de deformação gravitacional. A progradação do prisma sedimentar gerou múltiplos episódios de instabilização gravitacional, que resultaram na reativação do sistema gravitacional da bacia. O encurtamento distal resultante foi acomodado pela propagação vertical da deformação dos antigos cinturões compressivos (intervalo estratigráfico Paleoceno-Mioceno Médio (~65-10,5 Ma) em direção às camadas sobrejacentes, especialmente no Compartimento Estrutural Noroeste (Figs. 2 e 12c). A segunda fase de deformação do modelo 02 exibe um padrão similar de reativação das estruturas compressivas. O colapso e espalhamento gravitacional das cunhas sedimentares progradantes foi acomodado preferencialmente pela reativação de alguns dos planos de falha de empurrão (Figs. 10c e 12d). A compressão se desenvolveu

exclusivamente próximo à base do talude, e migrou em direção à bacia a cada evento de progradação da cunha (Fig. 9). A distribuição localizada dos esforços compressivos destaca o papel preponderante da sobrecarga sedimentar na indução da deformação gravitacional, visto que as camadas plástico-friccional permanecem superpressurizadas na porção análoga à bacia oceânica durante as duas fases de deformação.

CONCLUSÃO

Os experimentos executados fornecem uma série de informações geométricas e cinemáticas aplicáveis tanto à bacia em questão, como a outras bacias sedimentares também afetadas pela tectônica de folhelhos.

- O comportamento mecânico das camadas de microesferas de sílica variou no tempo e no espaço em função da magnitude da pressão do fluido intersticial, apresentando-se desta forma como um material eficiente para a simulação de eventos naturais envolvendo níveis superpressurizados, como folhelhos por exemplo. O resultado dos modelos evidencia que a translação gravitacional ocorreu sobre finas interfaces de cisalhamento localizadas na base das camadas de microesferas de sílica, sob condições de moderada pressurização dos fluidos intersticiais. Inúmeras falhas normais sintéticas e antitéticas, imbricamentos de unidades estruturais compressivas e falhas de empurrão assimétricas foram gerados pela deformação dútil das camadas frágeis sobre múltiplos níveis de descolamento (Figs. 7, 9 e 10). O comportamento de microesferas de sílica simulando condições de superpressurização dos fluidos resultou em arcabouços estruturais semelhantes aos observados em casos reais (e.g. Delta do Níger – McClay, 1996; Morley & Guerin, 1996; Wu & Bally, 2000; Rowan et al., 2004; Corredor et al., 2005; Lecomte & Vendeville, 2008; e Bacia de Orange, Namíbia – de Vera et al., 2010) e em particular na Bacia da Foz do Amazonas (Silva et al., 1999; Cobbold et al., 2004; Oliveira, 2005; Oliveira et al., 2005; Perovano et al., 2009; Reis et al., 2010).
- Nos experimentos realizados, a distribuição espacial da pressão do fluido intersticial controlou primariamente o comprimento da seção deformada (Figs. 7a e 9). O deslocamento do limite proximal da janela de pressão na direção a jusante (em direção à bacia no caso real) foi acompanhado da progradação dos prismas sedimentares. Esta distribuição da pressão resultou igualmente na migração da extensão ativa para a borda da

progradação (quebra da plataforma-talude superior no caso real; Fig. 9). Da mesma forma, a compressão se desenvolveu na base do talude e avançou em direção à bacia, à medida que foram simuladas as progradações da cunha sedimentar. Entretanto, o limite distal da janela de pressão constituiu uma barreira à continuidade da propagação da compressão. Esta configuração estrutural dos modelos se assemelha ao observado no Leque do Amazonas (Fig. 2). Os antigos e modernos cinturões de dobramentos e cavalgamentos, que descolam sobre diferentes níveis estratigráficos, tiveram seu desenvolvimento associado aparentemente a uma mesma barreira de pressurização. O contínuo aumento da sobrecarga sedimentar desde o Paleoceno foi incapaz de promover a propagação da compressão em direção à bacia (Fig. 2). Desse modo, a geração dos diferentes níveis de descolamento parece ser controlada majoritariamente pela distribuição da geração de gás/hidrocarbonetos, enquanto que outros mecanismos indutores, tal como a compactação mecânica, tiveram um papel secundário na superpressurização de fluidos intersticiais.

- A simulação de duas fases de deformação envolvendo o deslizamento e o espalhamento gravitacional contribuiu para a compreensão do arcabouço estrutural mapeado sísmicamente na Bacia da Foz do Amazonas. As principais questões dos modelos conceituais de deformação em duas fases, previamente propostos para a Bacia da Foz do Amazonas, foram validadas pelos resultados da modelagem física experimental.
- A simulação de uma segunda fase de deformação, envolvendo o espalhamento gravitacional de cunhas arenosas progradantes, promoveu a reativação gradual do cinturão compressivo em compressão ou, ocasionalmente, a sua deformação em regime de extensão, à medida que a plataforma prograda (Fig. 10). Condições similares foram observadas na interpretação sísmica da Bacia da Foz do Amazonas, onde são notáveis a reativação de antigas estruturas compressivas e a presença de diversas falhas normais lítricas ativas até o Pleistoceno na região da plataforma externa – talude superior (Fig. 2).
- A progradação proximal nos modelos resultou na reativação de algumas das falhas de empurrão dos paleocinturões na porção distal do sistema (Figs. 7b e 10c). Estas falhas se propagaram verticalmente formando cinturões de cavalgamentos ativos que promoveram o so-

erguimento estrutural do topo do modelo em alguns setores (Figs. 10c e 12b). Na Bacia da Foz do Amazonas, os cinturões modernos formados na porção distal do sistema são constituídos essencialmente por falhas de empurrão de idade pós-Mioceno Superior e resultaram da reativação compressiva dos paleo-cinturões compressivos pela progradação do sistema turbidítico do Leque do Amazonas (Fig. 2).

Os modelos físicos experimentais realizados simularam satisfatoriamente as tensões cisalhantes ao longo de níveis de descolamento, que atuaram conjuntamente ou isoladamente de modo alternado em áreas, ou preferencialmente em determinados períodos de tempo. O sistema estrutural resultou da translação da seção sobre os dois níveis de descolamento basais. Entretanto, em alguns setores do modelo, ou em determinados períodos de tempo, ocorreu um desacoplamento espacial entre os dois níveis de descolamento, levando à formação de uma série de estruturas em duplex entre os dois níveis de descolamento (vermelho e verde). O nível de descolamento superior preveniu a propagação vertical da compressão, atuando como uma “*roof thrust*”. Como resultado, ocorreu o espessamento do intervalo deformado, seguido pelo dobramento concomitante dos estratos sobrejacentes (Fig. 12b). Perovano et al. (2009) e Reis et al. (2010) propuseram um comportamento similar da superfície de descolamento mais jovem (Mioceno) e uma configuração estrutural semelhante para a configuração estrutural do Compartimento Estrutural Sudeste da Bacia da Foz do Amazonas (Figs. 2b e 12a).

- A fluidização das camadas de microesferas de sílica ocorreu para condições de extrema pressurização ($\lambda \geq 0,95$). Como resultado, uma migração dúctil de toda a camada se desenvolveu em direção à bacia e, em alguns casos, a geração de feições similares a vulcões ou diápiros de sílica, que resultaram da ascensão da camada de microesferas de sílica inferior (Fig. 11b). A geração dessas estruturas atesta que a pressão do fluido intersticial suplantou episodicamente a pressão litostática, e, consequentemente, as microesferas de sílica adquiriram um comportamento viscoso. As estruturas diapíricas observadas compartilham algumas similaridades com diápiros de argila e vulcões de lama reconhecidos em bacias sedimentares caracterizadas por camadas de folhelhos extremamente pressurizados (e.g. Delta do Níger – Connors et al., 1998 e Corredor et al., 2005; Delta Champion – Bornéu, Van Rensbergen & Morley, 2000; 2003).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o apoio financeiro fornecido pelo CNPq/CTPETRO durante todo o decorrer do trabalho e ao programa franco-brasileiro CAPES-COFECUB pelas bolsas de doutoramento para o projeto. Agradecemos também ao CNPq pela concessão de bolsas de pesquisa ao terceiro e quarto autores. Agradecemos igualmente às empresas GAIA e FUGRO, como também ao Programa LEPLAC da Marinha do Brasil e à Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) pela disponibilização de perfis sísmicos e dados cronoestratigráficos de poços de sondagem, e por permitir a publicação dos resultados. Finalmente, agradecemos à empresa Seismic Micro-Technology Inc. pela disponibilização de licenças educacionais do programa *Kingdom Suite*[®]. Especial agradecimento aos revisores do artigo, Dra. Marta Guerra, Dr. Júlio Almeida e um revisor anônimo, cujas observações e críticas contribuíram para a melhoria do artigo.

REFERÊNCIAS

- ARAÚJO EFS, SILVA CG, REIS AT, GORINI C, DROZ L, PEROVANO R & VENDEVILLE B (em preparação). Stratigraphy and Structure of the Amapá and Pará-Maranhão Megaslides Complexes of the Foz do Amazonas Basin – Brazilian Equatorial Margin.
- BOYER SE & ELLIOTT D. 1982. Thrust systems. *AAPG Bulletin*, 66: 1196–1230.
- BRUCE CH. 1973. Pressure shale and related sediment deformation – mechanism for development of regional contemporaneous faults. *AAPG Bulletin*, 57: 878–886.
- BRUNO G. 1987. Argilocinese no Cone do Amazonas. Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto – UFOP. Dissertação de Mestrado. Ouro Preto – MG. 103 p.
- COBBOLD PR & CASTRO L. 1999. Fluid pressure and effective stress in sandbox models. *Tectonophysics*, 301(1-2): 1–19.
- COBBOLD PR & SZATMARI P. 1991. Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, 188: 249–289.
- COBBOLD PR, ROSSELO EA & VENDEVILLE B. 1989. Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. *Bull. Soc. Géol. France*, 8(3): 453–460.
- COBBOLD PR, DURAND S & MOURGUES R. 2001. Sandbox modelling of thrust wedges with fluid-assisted detachments. *Tectonophysics*, 334: 245–258.
- COBBOLD PR, MOURGUES R & 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.
- CONNORS CD, DENSON DB, KRISTIANSEN G & ANGSTADT DM. 1998. Compressive anticlines of the mid-outer slope, central Niger Delta. Abstract, *AAPG Bulletin*, 82(10): 1903.
- CORREDOR F, SHAW J & BILOTTI F. 2005. Structural styles in the deep-water fold and thrust belts of the Niger Delta. *AAPG Bulletin*, 89: 753–780.
- COSTA E & VENDEVILLE BC. 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement. *Journal of Structural Geology*, 24: 1729–1739.
- DE VERA J, GRANADO P & McCCLAY KR. 2010. Structural evolution of the Orange Basin gravity-driven system, offshore Namibia. *Marine and Petroleum Geology*, 27: 223–237.
- DEVILLE E, GUERLAIS SH, LALLEMANT S & SCHNEIDER F. 2010. Fluid dynamics and subsurface sediment mobilization processes: an overview from Southeast Caribbean. *Basin Research*, 22: 361–379, doi: 10.1111/j.1365-2117.2010.00474.x.
- EISENSTADT G, VENDEVILLE BC & WITHJACK MO. 1997. Experimental Modeling of Tectonic Processes. Course Notes, AAPG student chapter course #19, unpaginated.
- FIGUEIREDO J, HOORN C, VAN DER VEN P & SOARES E. 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.
- FIGUEIREDO J, HOORN C, VAN DER VEN P & SOARES E. 2010. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin: Reply. *Geology*, 38(7): e213. doi: 10.1130/G31057Y.1.
- GEMMER L, INGS SJ, MEDVEDEV S & BEAUMONT C. 2004. Salt tectonics driven by differential sediment loading: stability analysis and finite-element experiments. *Basin Research*, 16: 199–218.
- HUBBERT MK. 1937. Theory of scale models as applied to the study of geological structures. *GSA Bulletin*, 48: 1459–1520.
- HUBBERT MK & RUBEY WM. 1959. Role of fluid pressure in mechanics of over-thrust faulting: Parts I e II. *GSA Bulletin*, 70: 115–205.
- JACKSON MPA, VENDEVILLE BC & SCHULTZ-ELA DD. 1994. Structural dynamics of salt systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22: 93–117.
- LACOSTE A. 2009. Glissements de terrain, surpressions de fluide et incisions: caractérisation géologique et modélisation exemple du Complexe de Waitawhiti, Nouvelle Zélande. Ph.D. Thesis, Université Lille I, Lille, 205 p.
- LECOMTE E & VENDEVILLE BC. 2008. Analogue modelling and numerical simulations of gravitational spreading along passive margin under fluid overpressure. In: International Geological Modelling Conference. Florence, Italy. Abstract. CD-ROM. 4 p.

- LEHNER FK. 2000. Approximate theory of substratum creep and associated overburden deformation in salt basins and deltas. In: LEHNER FK & URAI JL (Eds.). *Aspects of Tectonic Faulting*. Springer-Verlag, Berlin, p. 21–47.
- MALTMAN AJ & BOLTON A. 2003. How sediments become mobilized. In: VAN RENSBERGEN P, HILLIS RR, MALTMAN AJ & MORLEY CK (Eds.). *Subsurface Sediment Mobilization*. Geol. Soc. London, Special Publication, 216: 9–20.
- McCLAY KR. 1996. Recent advances in analogue modelling: uses in section interpretation and validation. In: BUCHANAN EG & NIEUWLAND DA (Eds.). *Modern Developments in Structural Interpretation, Validation and Modelling*. Geol. Soc. London, Special Publication, 99: 201–225.
- MOHRIAK WU, MACEDO JM, CASTELLANI RT, RANGEL HD, BARROS AZN, LATGÉ MAL, RICCI JA, MIZUSAKI AMP, SZATMARI P, DEMERCIAN LS, RIZZO JG & AIRES JR. 1995. Salt Tectonics and Structural Styles in the, Deep-water Province of the Cabo Frio Region, Rio de Janeiro, Brazil. *AAPG Memoir*, 65: 273–304.
- MORLEY CK & GUERIN G. 1996. Comparison of gravity-driven deformation styles and behavior associated with mobile shales and salt: Tectonics, 15: 1154–1170.
- MOURGUES R. 2003. Surpressions de fluide et décollements – modélisations analogique et numérique. Ph.D. Thesis, Université de Rennes I, 258 p.
- MOURGUES R & COBBOLD PR. 2006a. Sandbox experiments on gravitational spreading and gliding in the presence of fluid overpressures. *Journal of Structural Geology*, 28: 887–901.
- MOURGUES R & COBBOLD PR. 2006b. Thrust wedges and fluid overpressures: sandbox models involving pore fluids. *Journal of Geophysical Research*, 111(B05404). doi: 10.1029/2004JB003441.
- MOURGUES R, LECOMTE E, VENDEVILLE B & RAILLARD S. 2009. An experimental investigation of gravity-driven shale tectonics in progradational delta. *Tectonophysics*, 474: 643–656.
- NELSON TH. 1989. Style of salt diapirs as a function of the stage of evolution and the nature of the encasing sediments. In: *SEPM Gulf Coast Section, 10th Annu. Res. Conf.*, Houston, Program and Extended Abstr., p. 109–110.
- OLIVEIRA V. 2005. A Tectônica Gravitacional no Cone do Amazonas: Compartimentação Estrutural e Mecanismos Controladores. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal Fluminense – UFF. Niterói – RJ. 83 p.
- OLIVEIRA V, REIS AT & SILVA CG. 2005. Fatores condicionantes da tectônica gravitacional no Cone do Amazonas. In: *Ninth International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2005*, Salvador: Sociedade Brasileira de Geofísica – SBGf, CD-ROM, 6 p.
- PANIEN M, SCHREURS G & PFIFFNER A. 2006. Mechanical behaviour of granular materials used in analogue modelling: insights from grain characterisation, ring-shear tests and analogue experiments. *Journal of Structural Geology*, 28: 1710–1724.
- 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.
- RAMBERG H. 1981. Gravity, deformation and the Earth's crust in theory, experiments and geological application. 2nd edition. London, Academic Press, 452 p.
- REIS AT, MAUFFRET A & GORINI C. 2005. Implications of Salt-sediment Interactions for the Architecture of the Gulf of Lions deep-water sedimentary systems – Western Mediterranean Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 22: 713–746.
- REIS AT, PEROVANO R, SILVA CG, VENDEVILLE BC, ARAÚJO EFS, GORINI C & OLIVEIRA V. 2010. Two-scale gravitational collapse in the Amazon Fan: a coupled system of gravity tectonics and mass-transport processes. *Journal of the Geological Society (London)*, 167: 593–604.
- ROWAN MG, PEEL FJ & VENDEVILLE BC. 2004. Gravity-driven fold belts on passive margins. In: McClay KR (Ed.). *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. AAPG Memoir, 82: 157–182.
- SILVA SRP, MACIEL RR & SEVERINO MCG. 1999. Cenozoic Tectonics of Amazon Mouth Basin. *Geo-Marine Letters*, 18: 256–262.
- SHELLART WP. 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics*, 324: 1–16.
- TERZAGHI KV. 1923. Die Berechnung der Durchlässigkeitsziffer des Tonnes aus dem Verlauf der hydrodynamischen Spannungerscheinungen. *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung IIa* 132, 125–138.
- THOMAS WA. 2001. Mushwad: Ductile duplex in the Appalachian thrust belt in Alabama. *AAPG Bulletin*, 85: 1847–1869.
- VAN RENSBERGEN P & MORLEY CK. 2000. 3D Seismic study of a shale expulsion syncline at the base of the Champion delta, offshore Brunei and its implications for the early structural evolution of large delta systems. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 861–872.
- VAN RENSBERGEN P & MORLEY CK. 2003. Re-evaluation of mobile shale occurrences on seismic sections of the Champion and Baram deltas, offshore Brunei. In: VAN RENSBERGEN P, HILLIS RR, MALTMAN AJ & MORLEY CK (Eds.). *Subsurface Sediment Mobilization*. Geol. Soc. London, Special Publication, 216: 395–409.
- VAN RENSBERGEN P, MORLEY CK, ANG DW, HOAN TQ & LAM NT. 1999. Structural evolution of shale diapirs from reactive rise to mud volcanism: 3D seismic data from the Baram delta, offshore Brunei Darussalam. *Journal of the Geological Society (London)*, 156(3): 633–650.

- VENDEVILLE BC. 1991. Thin-skinned compressional structures above frictional-plastic and viscous décollement layers. *Geological Society of America, Abstract with Programs*, 23(5): A423.
- VENDEVILLE BC. 2005. Similarities and differences between salt and shale tectonics. *European Geosciences Union. Geophysical Research. Abstracts*, 7: 03575.
- VENDEVILLE BC & COBBOLD PR. 1987. Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques: modèles expérimentaux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*. p. 1313–1319.
- VENDEVILLE B & COBBOLD PR. 1988. How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges. *Journal of Structural Geology*, 10(7): 649–659.
- VENDEVILLE BC & JACKSON MPA. 1992a. The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, 9(4): 331–353.
- VENDEVILLE BC & JACKSON MPA. 1992b. The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, 9(4): 354–371.
- VENDEVILLE B, COBBOLD PR, DAVY P, BRUN JP & CHOUKROUNE P. 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: COWARD MP, DEWEY JF & HANCOCK PL (Eds.). *Continental Extensional Tectonics*. *Geol. Soc. London, Special Publication*, 28: 95–107.
- WEIJERMARS R, JACKSON MPA & VENDEVILLE BC. 1993. Rheological and tectonic modelling of salt provinces. *Tectonophysics*, 217: 143–174.
- WU S & BALLY AW. 2000. Slope tectonics – comparisons and contrasts of structural styles of salt and shale tectonics of the northern Gulf of Mexico with shale tectonics of offshore Nigeria in Gulf of Guinea. In: MOHRIAK W & TALWANI M (Eds.). *Atlantic rifts and continental margins*. *American Geophysical Union. Geophysical Monograph*, 115: 151–172.
- YAMADA Y, KANEDA K & MATSUOKA T. 2006. Influences of material properties on analogue model experiments of geologic structures. *Journal of the Society of Materials Sciences (Japan)*, 55: 452–457.

NOTAS SOBRE OS AUTORES

Rodrigo Jorge Perovano da Silva 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 em regime de cotutela entre o Departamento de Geologia/UFF e a Université des Sciences et Technologies de Lille 1, França. Atua principalmente nas áreas de Geologia Estrutural, Estratigrafia Sísmica e Análise de Bacias. Seus principais temas de interesse são tectônica gravitacional e relação tectônica-sedimentação em sistemas sedimentares de águas profundas.

Bruno Claude Vendeville possui doutorado pela Université 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 Université des Sciences et Technologies de Lille 1, França. Suas áreas de interesse incluem tectônica de sal e argilas bem como modelos tectônicos experimentais e processos gravitacionais em diversas escalas.

Antonio Tadeu dos Reis é bacharel em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, mestre em Geofísica pelo Observatório Nacional – CNPq 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. Atua principalmente nas áreas de Oceanografia Geológica e Geologia Marinha. Seus principais temas de interesse são ciclicidade, arquitetura sedimentar de sistemas deposicionais marinhos e processos gravitacionais em margens passivas (tectônica e transporte de massa).

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.

Christian Gorini é bacharel em Geologia e doutor em Geologia Estrutural e Sedimentar pela Université Paul Sabatier, Toulouse III, França (1994). Atualmente é professor do Laboratoire Evolution et Modélisation des Bassins Sédimentaires, Institut de Science de la Terre – ISTEP (UMR CNRS 7193), Université Pierre et Marie Curie – Paris VI, França. Atua principalmente nas áreas de Geologia Marinha e Análise de Bacias. Seus principais temas de interesse são ciclicidade e arquitetura sedimentar de sistemas deposicionais marinhos.

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 em regime de cotutela entre o Departamento de Geologia/UFF e a Université Pierre et Marie Curie – Paris VI, França. Atua principalmente nas áreas de Estratigrafia Sísmica e de Sequências, Sedimentação Marinha e Análise de Bacias. Seus principais temas de interesse são os processos deposicionais e a arquitetura de sistemas sedimentares de águas profundas.