



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**AVALIAÇÃO DOS EFEITOS DA DISSOCIAÇÃO DOS  
HIDRATOS DE GÁS NA ESTABILIDADE DO TALUDE  
SUBMARINO DO CONE DO RIO GRANDE ATRAVÉS DO  
MÉTODO EXPERIMENTAL**

**GABRIELA LEAL PINHEIRO PIMENTEL**

**ORIENTADOR – Prof. Dr. Eduardo Puhl  
COORIENTADOR – Prof. Dr. Daniel Bayer da Silva**

**Porto Alegre, 2023**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**AVALIAÇÃO DOS EFEITOS DA DISSOCIAÇÃO DOS  
HIDRATOS DE GÁS NA ESTABILIDADE DO TALUDE  
SUBMARINO DO CONE DO RIO GRANDE ATRAVÉS DO  
MÉTODO EXPERIMENTAL**

**GABRIELA LEAL PINHEIRO PIMENTEL**

ORIENTADOR – Prof. Dr. Eduardo Puhl  
COORIENTADOR – Prof. Dr. Daniel Bayer da Silva

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr.

Prof. Dr.

Prof. Dr.

Dissertação de Mestrado  
apresentada como requisito  
parcial para a obtenção do Título  
de Mestre em Ciências.

Porto Alegre, 2023

## CIP - Catalogação na Publicação

Leal Pinheiro Pimentel, Gabriela  
AVALIAÇÃO DOS EFEITOS DA DISSOCIAÇÃO DOS HIDRATOS  
DE GÁS NA ESTABILIDADE DO TALUDE SUBMARINO DO CONE DO  
RIO GRANDE ATRAVÉS DO MÉTODO EXPERIMENTAL / Gabriela  
Leal Pinheiro Pimentel. -- 2023.  
147 f.  
Orientador: Eduardo Puhl.

Coorientador: Daniel Bayer da Silva.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa  
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,  
2023.

1. Instabilidade dos taludes continentais. 2.  
Depósitos de hidratos de gás. 3. Modelagem física. 4.  
Dissociação. 5. Cone do Rio Grande. I. Puhl, Eduardo,  
orient. II. Bayer da Silva, Daniel, coorient. III.  
Título.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a *Deus* que sempre me inspirou e fortaleceu, permitindo a minha chegada até aqui.

Aos meus pais, Luciene e Cesar, por toda confiança, amparo e incentivo ao longo de toda a vida.

Aos meus orientadores, Eduardo Puhl e Daniel Bayer, que aceitaram prontamente o desafio deste trabalho, e pela sua dedicação e ensinamentos transmitidos.

Aos meus amigos, especialmente ao Clécio e a Alice, por todos os momentos compartilhados.

Ao meu namorado Yuri, pela caminhada e companheirismo nos últimos anos.

Aos meus amigos da Unipampa, Vinicius, Renan, Pedro, Gabriel e Maciel, pelas boas conversas e por tornarem essa jornada mais divertida.

Agradeço também ao LEGG e ao NECOD, pelo suporte e infraestrutura gentilmente cedida para a realização do experimento, e a equipe do NECOD, por toda ajuda e acolhimento.

A UFRGS, que apesar das dificuldades, me oportunizou este grau acadêmico.

Finalmente, ao CNPq pelo fomento a este trabalho.

## RESUMO

Os hidratos de gás são vistos como um recurso energético potencial, bem como reconhecidos por seu possível papel nas mudanças climáticas globais, na danificação dos equipamentos de perfuração e extração de petróleo, e na sua possível influência na estabilidade do leito submarino. O Cone do Rio Grande, um leque submarino localizado na porção sul da Bacia de Pelotas, abriga um grande volume de hidratos de gás sobre toda sua extensão, incluindo na região do talude superior, que compreende a área deste estudo. Existem evidências de uma dissociação ativa dos depósitos de hidratos presentes, assim como uma possível relação entre essa dissociação e a ocorrência de múltiplos eventos de deslizamentos submarinos em grande escala, que afetaram fortemente a morfologia do talude continental na margem sul brasileira durante a época do Mioceno. Este trabalho consiste numa avaliação da influência da dissociação dos hidratos de gás sobre a estabilidade do talude superior da área de estudo, feita a partir da elaboração de um modelo físico reduzido e da análise de seus registros fotográficos. Por meio do modelo, foi possível constatar diferentes estruturas geradas pela passagem de gás e a conexão entre elas, realizar as devidas comparações de comportamento com simulações e casos análogos na natureza e relacioná-las espacialmente através de um modelo 3D. Com isso, espera-se melhorar o entendimento entre as feições típicas de dissociação de hidratos de gás e a estabilidade do talude, assim como poder colaborar para futuros estudos de viabilidade de instalações submarinas e planejamento de operações *offshore* na região do Cone do Rio Grande.

**Palavras-chave:** Hidrato de gás; Talude submarino; Cone do Rio Grande; Modelo físico; Atlântico Sul; Estabilidade de talude.

## ABSTRACT

Gas hydrates are seen as a potential energy resource, as well as recognized for their possible role in global climate change, damage to drilling and oil extraction equipment, and their possible influence on the stability of the seabed. The Rio Grande Cone, a submarine fan located in the southern portion of the Pelotas Basin, harbors a large volume of gas hydrates throughout its extent, including the upper slope region, which comprises the area of this study. There is evidence of active dissociation of current hydrate deposits, as well as a possible relationship between this dissociation and the occurrence of multiple large-scale submarine landslide events that strongly affected the morphology of the continental slope on the Brazilian southern margin during the Miocene period. This work consists of an assessment of the gas hydrate dissociation influence on the stability of the upper slope in the study area, based on the development of a reduced-scale physical model and analysis of its photographic records. Through the model, it was possible to verify different structures generated by the gas flow and the connection between them, make proper comparisons of behavior with simulations and analogous cases in nature, and spatially relate them through a 3D model. As a result, it is expected to improve the understanding of the typical features of gas hydrate dissociation and slope stability, as well as contribute to future studies on the feasibility of subsea installations and offshore operations planning in the Rio Grande Cone region.

**Key words:** Gas hydrate; Continental slope; Cone do Rio Grande; Physical model; S Atlantic; Slope stability;

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização do Cone do Rio Grande .....	20
Figura 2 - Mapa de localização da Bacia de Pelotas.....	23
Figura 3 - Interpretação da seção sísmica da Bacia Pelotas .....	24
Figura 4 - Carta estratigráfica da Bacia de Pelotas .....	26
Figura 5 - Mapa estrutural, seção sísmica e modelo estrutural do Cone do Rio Grande .....	28
Figura 6 - A Bacia de Pelotas e suas principais estruturas morfológicas.....	29
Figura 7 - Tipos de deslizamento e suas feições morfológicas. ....	33
Figura 8 - Possíveis Estruturas dos hidratos de gás .....	35
Figura 9 - a) Possíveis morfologias e classes de reservatórios dos hidratos de gás....	37
Figura 10 - Comparação entre um BSR e um paleo-BSR .....	38
Figura 11 - Setores de hidratos de gás e sua resposta às mudanças climáticas .....	39
Figura 12 - Descrição dos principais processos de migração do gás em argilas .....	41
Figura 13 - Feições indicativas da dissociação de hidratos de gás .....	43
Figura 14 - Principais elementos estruturais controladores de infiltração de gás no fundo oceânico.....	44
Figura 15 - Esquematização da influência da redução do nível do mar na dissociação dos hidratos de gás.....	46
Figura 16 - Comparação entre os modelos evolutivos de ruptura retrogressiva gerada por dissociação da HGSZ .....	47
Figura 17 - Compilação global de grandes deslizamentos submarinos em áreas com hidratos de gás. ....	48
Figura 18 - Fotografias dos diferentes hábitos das amostras dos hidratos de gás recuperadas dentro de pockmarks no Cone do Rio Grande .....	50
Figura 19 - Feições indicativas de infiltração de gás no Cone do Rio Grande.....	51
Figura 20 - Perfis sísmicos do flanco sul do talude superior do Cone do Rio Grande..	53
Figura 21 - Conjunto experimental. ....	57
Figura 22 - Caixa de acrílico modelo usada no experimento. ....	58
Figura 23 - Etapa de consolidação do leito simulado.....	61
Figura 24 - Registro fotográfico dos principais momentos do ensaio nº 1 .....	65
Figura 25 - Registro fotográfico dos principais momentos do ensaio nº 2 .....	67
Figura 26 - Registro fotográfico dos principais momentos do ensaio nº 3 .....	69
Figura 27 - Registro fotográfico dos principais momentos do ensaio nº 4 .....	70
Figura 28 - Registro fotográfico dos principais momentos do ensaio nº 5 .....	71
Figura 29 - Registro fotográfico dos principais momentos do ensaio nº 6 .....	72
Figura 30 - Registro fotográfico dos principais momentos do ensaio nº 7 .....	73
Figura 31- Registro fotográfico dos principais momentos do ensaio 8a.....	74
Figura 32 - Registro fotográfico dos principais momentos do ensaio 8b.....	76
Figura 33 - Principais feições interpretadas .....	80
Figura 34 - Comparação de resultados entre modelos e ocorrências análogas.....	83
Figura 35 - Comparação dos resultados com modelos físicos semelhantes.....	84
Figura 36 - Registro de uma corrente de turbidez interpretada durante o experimento. ....	85
Figura 37 - Representação esquemática da ocorrência da GHSZ na região do Cone do Rio Grande .....	87
Figura 38 - Comparação entre uma GHSZ arenosa e uma GHSZ lamosa sob condições de dissociação de hidratos de gás .....	88

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Referência de Modelos físicos .....	54
Tabela 2 - Configuração experimental dos ensaios e parâmetros utilizados. ....	56
Tabela 3 - Caracterização geotécnica dos sedimentos utilizados.....	59
Tabela 4 - Principais resultados do experimento .....	77
Tabela 5 - Comparação entre resultados e configurações dos modelos .....	81

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

BSR	<i>Bottom Simulating Reflector – Refletor simulado de fundo</i>
CRG	Cone do Rio Grande
e	Índice de vazios do solo
FGZ	<i>Free gas zone – Zona de gás livre</i>
GHSZ de gás	Gas Hydrate Stability Zone – Zona de estabilidade do hidrato de gás
<i>g</i>	<i>Aceleração da gravidade</i>
HG	Hidrato de gás
HP	<i>Horse power</i> (unidade de potência)
IP	Índice de plasticidade
LL	Limite de liquidez
LEGG UFRGS	Laboratório de Ensaios Geotécnicos e Geoambientais da UFRGS
LP	Limite de plasticidade
$m_s$	Massa de sedimento
$m_w$	Massa de água
MP	Megapixel
NaCl	Cloreto de sódio



NBR Técnicas	Norma técnica criada pela Associação Brasileira de Normas Técnicas
NECOD	Núcleo de Estudos de Correntes de Densidade da UFRGS
SRZ	<i>Sulphate reduction zone</i> – Zona de redução de sulfato
t	Tempo
tcm	<i>Trillion cubic meters</i> – Trilhões de metros cúbicos
pcm	Pés cúbicos por minuto
Q	Vazão do ar calculada
Qm	Média das vazões de ar calculada
UFRGS	Universidade Federal do Rio Grande do Sul
V <sub>ar</sub>	Volume de ar calculado
V <sub>s</sub>	Volume de sedimento calculado
V <sub>w</sub>	Volume de água calculado
V <sub>o</sub>	<i>Volume que o solo ocupa</i>
V <sub>wL</sub>	Volume de água do sedimento em consistência líquida
V <sub>wP</sub>	Volume de água no sedimento em consistência plástico
V <sub>wP</sub> semissólida	Volume de água no sedimento em consistência semissólida
w	Teor de umidade da amostra de solo

**LISTA DE SÍMBOLOS**

$\Sigma$	Somatória
$\eta$	Quantidade de ensaios realizados
$\rho_s$	Massa específica do sedimento
$\rho_w$	Massa específica da água
$\gamma_s$	Peso específico
$\gamma_d$	Peso específico aparente seco
'	Minutos
"	Segundos

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>15</b>
<b>2 OBJETIVOS .....</b>	<b>18</b>
<b>3 JUSTIFICATIVA .....</b>	<b>19</b>
<b>4 ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>20</b>
4.1 Localização .....	20
4.2 Contexto Geológico .....	20
4.2.1 Bacia de Pelotas .....	20
4.2.2 Estratigrafia da Bacia de Pelotas .....	23
4.2.3 Cone do Rio Grande .....	26
4.3 Condições oceanográficas .....	30
4.4 O Potencial Energético da Bacia de Pelotas .....	30
<b>5 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>32</b>
5.1 Instabilidade dos taludes submarinos .....	32
5.2 Hidratos de gás .....	34
5.3 O comportamento do gás através dos sedimentos .....	40
5.4 Feições indicativas da dissociação dos depósitos de hidratos de gás .....	41
5.5 A dissociação dos hidratos de gás como gatilho de instabilidade dos taludes submarinos .....	45
5.6 Histórico mundial de eventos de instabilidade desencadeados pela dissociação dos hidratos de gás .....	48
5.7 Caracterização dos depósitos de hidratos de gás e sua influência na morfologia da área de estudo .....	49
5.8 Estado da arte da modelagem da dissociação dos hidratos de gás .....	53
<b>6 METODOLOGIA .....</b>	<b>55</b>
6.1 Aparato Experimental .....	57
6.1.2 Caixa modelo .....	57
6.1.3 Sedimentos .....	58
6.1.2 Sistema de injeção de gás e registro de imagens .....	59
6.2 Procedimento experimental .....	60
6.2.1 Pré-simulação .....	60
a) Preparação do leito simulado .....	60
b) Consolidação do leito simulado .....	61
c) Preparo da água marinha simulada .....	62
d) Configuração do modelo .....	62
e) Calibração do compressor .....	62
6.2.2 Simulação .....	63

6.2.3 Pós - Simulação.....	63
<b>7 RESULTADOS .....</b>	<b>63</b>
7.1 Ensaio nº1.....	64
7.2 Ensaio nº2.....	65
7.3 Ensaio nº 3.....	67
7.4 Ensaio nº 4.....	69
7.5 Ensaio nº 5.....	70
7.6 Ensaio nº 6.....	71
7.7 Ensaio nº 7.....	73
7.8 Ensaio nº 8.....	74
7.9 Compilação dos resultados experimentais .....	76
<b>8 DISCUSSÕES .....</b>	<b>78</b>
8.1 Análise das feições geradas pela passagem do gás nos sedimentos.....	78
8.2 Análise da estabilidade dos taludes com dissociação de hidratos de gás .....	85
<b>9 CONCLUSÕES .....</b>	<b>90</b>
<b>10 RECOMENDAÇÕES .....</b>	<b>91</b>
<b>11 REFERÊNCIAS .....</b>	<b>92</b>
<b>12 ARTIGO.....</b>	<b>102</b>
<b>ANEXO A .....</b>	<b>130</b>
<b>ANEXO B .....</b>	<b>143</b>
<b>ANEXO C .....</b>	<b>144</b>
<b>ANEXO D .....</b>	<b>146</b>
<b>ANEXO E .....</b>	<b>147</b>

## **ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO**

Esta dissertação de mestrado está estruturada em um artigo submetido no periódico *Marine Geology*, classificado nos estratos Qualis-CAPES A1. A sua organização é composta pelas seguintes partes principais:

### **TEXTO INTEGRADOR:**

No que se refere à sua estruturação, o presente trabalho é dividido em dez capítulos. No Capítulo 1 compreende a introdução da pesquisa, onde são apresentados os Leques Submarinos e os movimentos de massa, a influência dos depósitos de hidratos de gás na humanidade, área de estudo e a possível relação entre a dissociação dos depósitos de hidratos de gás e a estabilidade desta. Nos capítulos 2 e 3, estão expostos os objetivos e justificativas da pesquisa, respectivamente. O capítulo 4 apresenta o contexto geográfico, geológico e oceanográfico da área de estudo, bem como seu potencial energético. O Capítulo 5 conta com o referencial teórico da pesquisa obtido na literatura, quanto a caracterização dos hidratos de gás, suas formas de ocorrência, a interação do gás com o leito submarino, o papel da dissociação dos hidratos como gatinho de instabilidade dos taludes submarinos, e dados levantados a partir dos diferentes métodos aplicados em campo e laboratório. O capítulo 6 discorre sobre os materiais e métodos utilizados no trabalho. O capítulo 7 contém a síntese dos principais resultados obtidos no experimento. O capítulo 8 desenvolve as interpretações e discussões dos resultados, também apresentadas nos artigos. O capítulo 9, 10 e 11 dispõem, respectivamente, das conclusões, recomendações para trabalhos futuros e das referências bibliográficas utilizadas.

### **ARTIGO:**

Corpo Principal da Dissertação, composto pelo artigo conforme os itens 1.1; 1.2 e/ou 1.3 da norma 118.

### **COMPLEMENTOS:**

Anexo A – Determinação da granulometria dos sedimentos

Anexo B – Determinação da morfoscopia dos sedimentos

Anexo C – Determinação das propriedades geotécnicas dos sedimentos

Anexo D – Controle da etapa de preparação e consolidação do talude simulado

Anexo E – Determinação da vazão de ar

## 1 INTRODUÇÃO

Os Leques Submarinos são as maiores acumulações sedimentares de origem continental do planeta (Deptuck & Sylvester, 2017), podendo atingir mais de 5000 m de espessura e  $3.10^6$  km<sup>2</sup> de área, como o Leque de Bengala a nordeste do oceano Índico (Bouma et al. 1985). Estas feições estão concentradas nos sopés dos taludes continentais, elevação continental e/ou planície abissal (Corrêa, 2016). Sua morfologia e extensão varia conforme o tamanho de grão e os elementos arquitetônicos de cunho erosivo e deposicional presentes, que por sua vez, revelam as variações glacioeustáticas e tectônicas ocorridas na região (Covault, 2011).

Os elementos erosivos, como *canyons* (Shanmugam, 2015), canais distributivos (Cramez, 2009) e complexos de canais (Corrêa, 2016), causam o escavamento do leque submarino. Já os elementos deposicionais, como o preenchimento de canais, diques marginais (Deptuck & Sylvester, 2017) e lobos (Portugal, 2005; Deptuck & Sylvester, 2017, Silva, 2018), correspondem aos elementos construtores do leque submarino, formados por sedimentos fornecidos por fluxos gravitacionais de sedimentos (correntes de turbidez), correntes de contorno (contornitos) e movimentos de massa (deslizamentos, escorregamentos e fluxo de detritos; Middleton & Hampton, 1973).

Os movimentos de massa são resultantes do rompimento do talude submarino (*Slope Failure*), vinculado a **instabilidade** deste, que pode ocorrer tanto em condições geológicas de nível de mar baixo, quanto em condições de nível de mar alto, desencadeada por uma série de mecanismos que podem atuar isoladamente ou simultaneamente, como por exemplo, o alto fluxo de sedimentos na borda da plataforma e no talude superior, a erosão por correntes de contorno, a **dissociação de depósitos hidrato de gás** (HGs), entre outros (Mulder *et al.*, 2003; Cramez, 2009; Shanmugan, 2016). Foi proposto que o aquecimento das águas de fundo desde o último máximo glacial é a principal causa da dissociação dos HGs nos taludes submarinos de várias bacias ao redor do mundo (Westbrook *et al.* 2009; Skarke *et al.*, 2014; Hautala *et al.*, 2014; apud Ketzer *et al.*, 2018). Estudos realizados nos últimos 30 anos identificaram quatro maneiras distintas as quais os HGs podem afetar a humanidade:

(1) como recurso potencial de energia, visto que existe a possibilidade destes se tornarem a força motriz de uma mudança de paradigma no setor energético nas próximas décadas, assim que forem superados os desafios relacionados à sua produção em escala comercial, pois estima-se que existam 3.000 tcm (*trillion cubic meters* – trilhões de metros cúbicos) de reservas recuperáveis de HG no mundo, de modo que mesmo que apenas 17-20% desses recursos sejam produzidos, poderia fornecer energia suficiente para 200 anos (Makogon, 2010).

(2) como risco para a indústria do petróleo, que se configura através do tamponamento espontâneo dos dutos de extração de petróleo por hidratos de gás, (quando as condições de pressão e temperatura estiverem dentro da faixa de estabilidade do hidrato de gás); explosões de metano devido às pressões e temperaturas do trabalho de perfuração; danificação de equipamentos; e afundamento da plataforma (Menezes, 2011; Bjørnøy, 2015).

(3) como fator potencializador das mudanças climáticas globais, uma vez que a liberação de metano, produto da dissociação dos reservatórios de HG no fundo oceânico, poderia chegar até a atmosfera (EPE, 2016). Tal hipótese tem sido frequentemente contestada por diversos estudos (Knolvoden, 1993; Arata *et al.*, 2011; Ketzer *et al.*, 2018), com evidências de que a maior parte do metano liberado em ambiente *offshore*, é dissolvido ao longo da coluna d'água antes de alcançar a superfície do mar. Contudo, o alcance do gás ao longo da coluna d'água depende da intensidade de dissociação dos HGs relacionados, de modo que, uma maior taxa de dissociação certamente poderia resultar na liberação de metano na atmosfera (Ketzer *et al.*, 2020; Jin *et al.*, 2011). Além disso, foi proposto que um colapso catastrófico do talude continental poderia permitir a liberação maciça de metano de hidratos de gás na atmosfera (Ketzer *et al.*, 2018).

(4) como um possível risco geológico (*geohazard*), ou seja, um processo geológico de pequena ou grande extensão geográfica que pode causar danos ambientais e/ou socioeconômicos na região afetada (Shanmugan, 2016), de forma que uma dissociação dos depósitos de HGs poderia



desencadear um deslizamento no ambiente submarino (Grozic, 2003; Nixon, 2005; Nixon & Grozic, 2006; Tinivella *et al.*, 2011; Menezes, 2011; Yelisetti *et al.*, 2014; Bjørnøy, 2015; Sultan *et al.*, 2004; Elger *et al.*, 2018).

A região do **Cone do Rio Grande** (CRG), localizada na porção sul da Bacia de Pelotas, compreende um leque submarino de forma assimétrica com de 5 km de espessura, ocupando uma área de 45.000 km<sup>2</sup> desde a plataforma até parte do sopé do talude continental (Miller *et al.*, 2015), sob lâminas d'água entre 500 e 3500 m (Castillo *et al.*, 2009), que abriga um grande volume (aproximadamente 22 trilhões de m<sup>3</sup>) de HGs sobre toda sua extensão (Barros, 2009; Corrêa *et al.*, 2019; Ketzer *et al.*, 2022). Minasi (2018) levanta a hipótese de uma possível influência da dissociação dos depósitos de HGs, recentemente atestada no talude superior da região (Miller *et al.*, 2015; Rodrigues *et al.*, 2017; Ketzer *et al.*, 2020), sobre um complexo de Megadeslizamentos localizados no flanco sul do Cone do Rio Grande, que afetou fortemente a morfologia da margem continental sul brasileira durante o Mioceno inferior (Reis *et al.*, 2016).

O presente estudo investiga, de forma experimental, o papel da dissociação dos hidratos de gás como possível mecanismo desencadeador da instabilidade dos taludes submarinos. Os experimentos de modelagem física realizados para a elaboração deste estudo foram executados no laboratório do Núcleo de Estudos de Correntes de Densidade (NECOD) do Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) da UFRGS.

## 2 OBJETIVOS

### a) Objetivo geral

Avaliar a influência da dissociação dos hidratos de gás sobre a estabilidade dos taludes continentais a partir da construção de um modelo físico, tendo a região do talude superior do Cone do Rio Grande como protótipo.

### b) Objetivos específicos

- Melhorar o entendimento do arcabouço geológico da área de estudo a partir de uma revisão bibliográfica;
- Complementar o conhecimento da relação entre a dissociação dos hidratos de gás e os eventos de movimentos de massa em taludes submarinos;
- Desenvolver uma metodologia experimental a partir da composição de metodologias pré-existentes;
- Realizar uma análise qualitativa de vulnerabilidade e instabilidade da área de estudo, com base nos resultados encontrados;
- Poder colaborar para futuros estudos de viabilidade de instalações submarinas e planejamento de operações *offshore* na região do CRG.

### 3 JUSTIFICATIVA

Embora ainda não sejam explorados no Brasil, os depósitos de HGs podem despontar como uma futura matriz energética, com estimativas de produção em escala comercial entre os anos de 2035 e 2040, considerando-se uma margem de 10 a 15 anos de defasagem em relação aos países que lideram os esforços atuais (EPE, 2016), como o Japão, EUA, Canadá, Coreia do Sul e China (Le & He, 2021).

Antes da implantação de qualquer atividade de exploração e durante todas as etapas do desenvolvimento e produção de recursos no mar, faz-se necessária a construção de uma boa base de dados geológicos, obtida a partir de levantamentos sísmicos e numerosos testes de campo (amostragem), para tornar tais processos mais eficientes e seguros do ponto de vista social, ambiental e econômico.

No entanto, por apresentar riscos a integridade do ambiente estudado e por requerer técnicas e equipamentos diferenciados com custos elevados, que visam a difícil preservação de sedimentos contendo hidratos de gás, a realização destes testes é considerada complexa (EPE, 2016), o que contribui para a atual escassez de dados sobre estes depósitos. A **modelagem física** é utilizada para simular, em laboratório, um evento real em escala reduzida ou aumentada, a fim de ter maior controle e melhor observação de um fenômeno específico a ser estudado (Carneiro, 1993), e se apresenta como uma ferramenta alternativa a tais limitações.

Por meio deste método, diversos trabalhos já obtiveram excelentes resultados na análise da estabilidade dos taludes submarinos (Zhang et al., 2015; Motta, 2016; Nian et al., 2019; Boffo, et al., 2021; entre outros). Apesar do potencial para exploração das reservas de HG na região do Cone de Rio Grande, faltam estudos como estes que possam colaborar para avaliação da viabilidade de instalações submarinas e planejamento de operações *offshore* na região.

## 4 ÁREA DE ESTUDO

### 4.1 Localização

A área de estudo (**Fig. 1**) abrange a região do talude continental superior (entre as isóbatas de 500 a 600m) do CRG, por sua vez, localizado aproximadamente entre as latitudes 31°e 34°S e 45° a 51° W (Miller *et al.*, 2015).

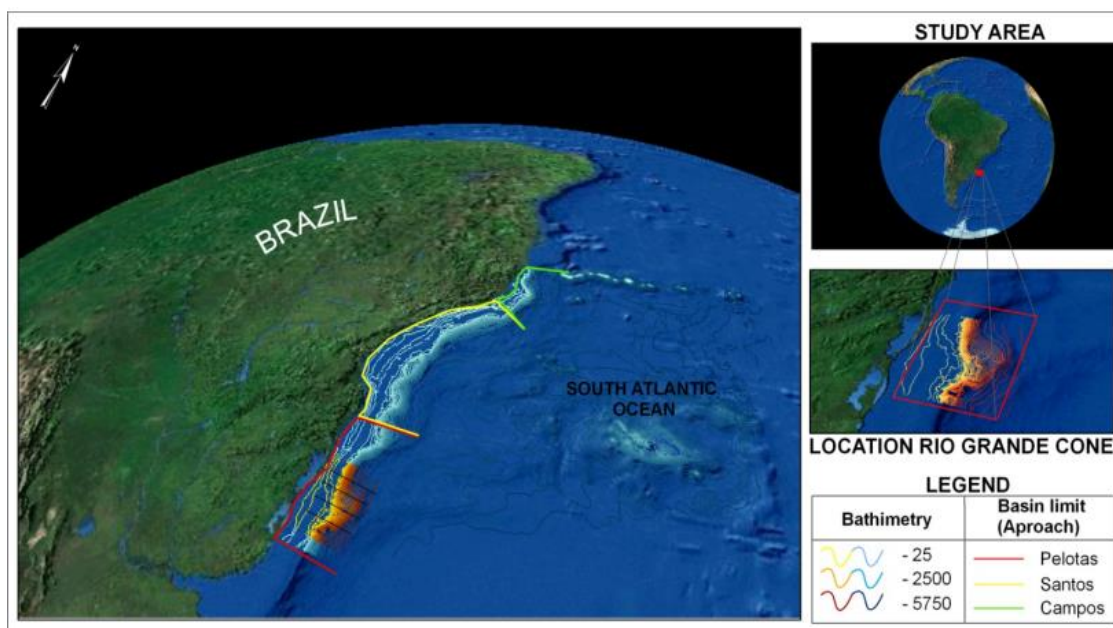


Figura 1 - Mapa de localização do Cone do Rio Grande com linhas de levantamento sísmico representadas, inserido na Bacia de Pelotas, por sua vez, limitada a norte pela Plataforma de Florianópolis e a sul pelo Alto de Polônio [Castillo & Chemale Jr., 2014].

### 4.2 Contexto Geológico

#### 4.2.1 Bacia de Pelotas

A Bacia de Pelotas é uma das bacias sedimentares brasileira de margem passiva preenchidas por sequências clásticas continentais, transicionais e marinhas, que se desenvolveu no extremo sul da Margem Continental Brasileira, acumulado mais de 10km de espessura de sedimentos ao longo de sua evolução tectônica (Asmus & Porto, 1972). É considerada a precursora das demais bacias marginais brasileiras ao norte, uma vez que o rifteamento ocorrido a partir do Jurássico, se iniciou pela porção meridional do supercontinente Gondwana. No entanto, diferente dessas, a Bacia de Pelotas não possui uma fase evaporítica

aptiana espessa, devido às condições de mar aberto, e apresenta um importante preenchimento vulcânico, resultante de uma grande atividade magmática da margem continental sul-brasileira, atribuída ao *Hot spot Tristão da Cunha*, manifestado na Bacia do Paraná no início do rifteamento (entre 150 e 125 Ma) e posteriormente, ao *Hot spot Trindade* que afetou a evolução geológica da margem continental sul no Cretáceo superior e no Terciário (Corrêa *et al.*, 2019).

Com uma área aproximada de 210.000 km<sup>2</sup>, tal bacia se estende desde a Costa à oeste, a cota batimétrica de 2000 m à leste, o Alto de Florianópolis ao norte, e o Alto de Polônio ao sul, aproximadamente entre os meridianos 54°W-46°E e os paralelos 28°N-36°S, respectivamente (Santos, 2010; Corrêa *et al.*, 2019), e está apoiada sobre um embasamento pré-cambriano, sequências sedimentares e rochas vulcânicas da Bacia do Paraná (Asmus & Porto, 1972). Na parte rasa da bacia a espessura dos sedimentos não excede 3.000 m, enquanto na parte mais profunda distinguem-se três depocentros semi-isolados, com espessuras máximas aproximadas de 6.000, 7.000 e 10.000 m, respectivamente de norte a sul, sendo o primeiro localizado em frente ao Cabo de Santa Marta, o segundo na latitude da cidade de Porto Alegre, e o terceiro diante da cidade de Rio Grande, correspondente ao CRG (Barboza *et al.*, 2008; Corrêa *et al.*, 2019), que será melhor descrito posteriormente (Tópico 4.2.3).

Sua porção emersa, que representa 20% da área da bacia, é caracterizada ao sul por um relevo relativamente suave, ao norte por um relevo mais elevado e acidentado, correspondente aos sedimentos Paleozoicos e Mesozoicos da Bacia do Paraná (Corrêa *et al.*, 2019), e por uma ampla planície costeira, cujos sedimentos foram depositados desde o Terciário sob a influência de oscilações glacio-eustáticas do nível do mar e acentuadas variações climáticas (Barboza *et al.* 2008). Com um baixo relevo alongado na direção SW-NE, aproximadamente 770 km de extensão, e uma largura média de 60-70 km na sua porção centro-sul e de 15-20 km na sua porção norte (Corrêa *et al.*, 2019), a planície costeira gaúcha se destaca pela presença de quatro sistemas deposicionais do tipo Laguna-Barreira, que registram a passagem de quatro episódios transgressivos-regressivos ao longo dos últimos 400 mil anos (Rosa *et al.*, 2017).

Já a porção submersa da Bacia, que se estende desde a costa, passando pela plataforma e talude continental, até a planície abissal (Corrêa *et al.*, 2019), é caracterizada por diversas feições estruturais e fisiográficas de grande importância (**Fig. 2**), relacionadas a estruturação da bacia por eventos tectônicos gerados durante o processo de formação do oceano Atlântico Sul (Santos, 2009, p.9). As principais feições correspondem ao Platô de Santa Catarina; o Terraço do Rio Grande; o Alto de Florianópolis, que representa o limite norte da bacia e coincide longitudinalmente com o Alto de São Paulo e com a Zona de Fratura de Rio Grande; o Lineamento de Porto Alegre e o Arco de Torres, caracterizados por altos do embasamento; o Lineamento Chuí, junto à fronteira com o Uruguai, e o Alto do Polônio, que corresponde o limite sul da bacia (Pérez, 2013).

Devido a maioria da drenagem continental ficar retida nos sistemas lagunares (principalmente na Laguna dos Patos) e nos embaiamentos costeiros da planície costeira gaúcha (Martins, 1984; Barboza & Rosa, 2014), a plataforma continental sul é composta predominantemente por sedimentos relíquias (de granulometria arenosa) e palimpsésticos, uma mescla entre areia, silte e argila (Corrêa *et al.*, 2019). Enquanto a parte restante, não retida, dos suprimentos modernos, relacionados com a afluência do Rio da Prata e da desembocadura da Laguna dos Patos, devido a agitação produzida pelas ondas e correntes, é mantida em transporte por flocculação e ultrapassa a plataforma por *by passing* até depositar-se nas profundidades mais elevadas, como o talude e a elevação continental (Martins, 1984).

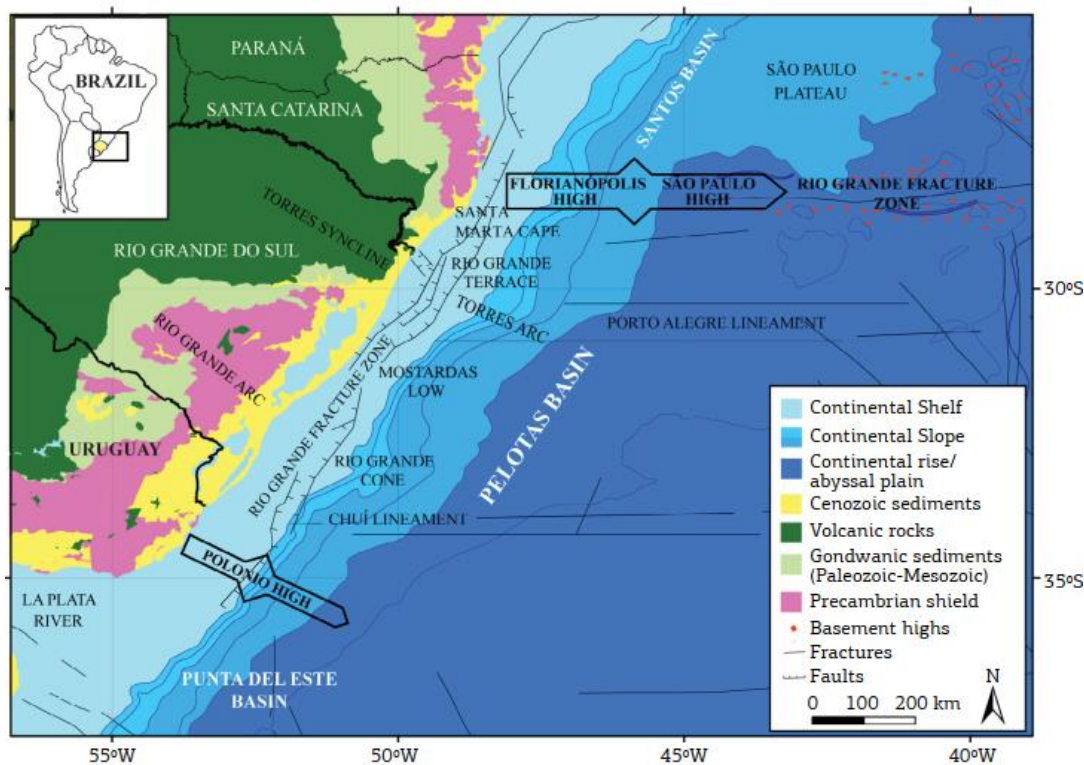


Figura 2 - Mapa de localização da Bacia de Pelotas mostrando as principais feições estruturais [Rosa et al. 2017].

#### 4.2.2 Estratigrafia da Bacia de Pelotas

A primeira carta estratigráfica da Bacia de Pelotas, elaborada por Dias *et al.* (1994), apresenta nove unidades litoestratigráficas distribuídas ao longo de 16 sequências deposicionais. Fontana (1996) definiu 17 sequências deposicionais (**Fig. 3**) agrupadas em 4 unidades (Megassequência Pré-rifte, Megassequência Sin-rifte, Cunha de margem passiva de estágio inicial, e Cunha de margem passiva de estágio Final). Rosa *et al.* (2006) reagruparam tais sequências em 3 grandes unidades distintas (Fase Rifte, Cunha de Margem Passiva da Megassequência Transgressiva e Cunha de Margem Passiva da Megassequência Regressiva), sendo a primeira representada pela sequência A, a segunda, desenvolvida entre o Aptiano e o Paleoceno Superior, representada pelas sequências B a F, e a terceira, a qual evoluiu desde o Paleoceno Superior ao Recente, representada pelas sequências G a Q (Fig. 3).

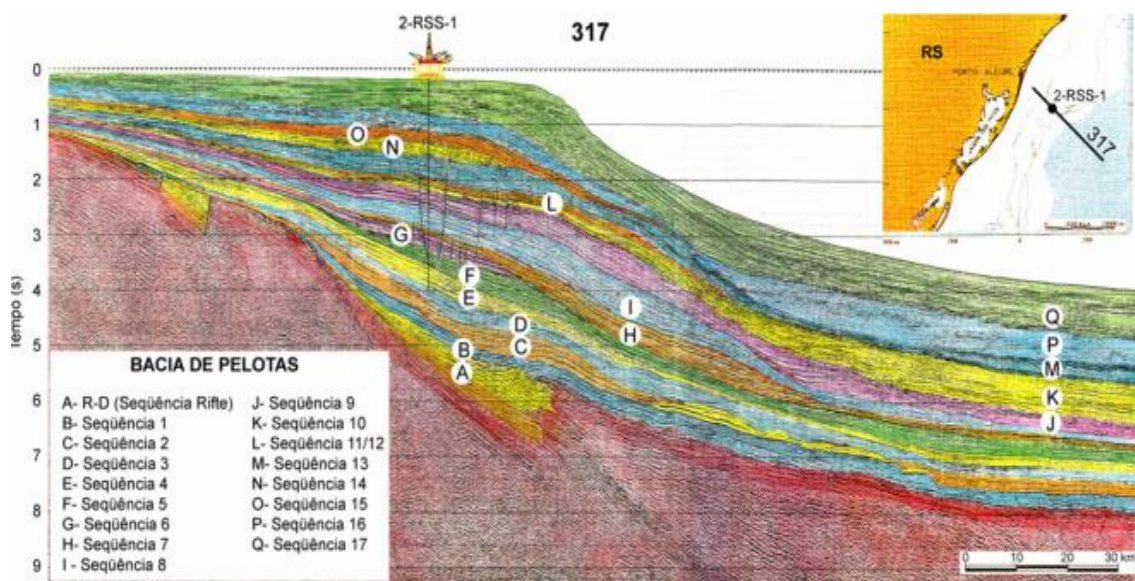


Figura 3 - Interpretação da seção sísmica da Bacia Pelotas [Fonte: Rosa et al. (2006) adaptado de Fontana (1996) e Barboza et al. (2006)].

Com base nas denominações litoestratigráficas pré-estabelecidas, Bueno *et al.* (2007) propuseram a última atualização da carta estratigráfica da Bacia de Pelotas (**Fig. 4**), cujo desenvolvimento pode ser dividido em cinco superseqüências, correspondentes aos quatro estágios de evolução tectono-sedimentar das bacias da margem leste brasileira:

#### 1) Estágio Pré-rifte (Hauteviriano ao Barremiano)

##### - Superseqüência Paleozoica-Mesozoica.

Constituída pelas Formações (i) Rio Bonito, Palermo e Irati, pertencentes ao Grupo Guatá, desenvolvidas em ambiente marinho; (ii) Teresina e Rio do Rastro, pertencentes ao Grupo Passa Dois, depositadas em ambiente flúvio-lacustre e de maré; e (iii) Botucatu, constituída de arenitos eólicos, que cobriu inteiramente a sinéclise do Paraná.

##### - Superseqüência Pré-rifte

Precedida pelo rifteamento do Atlântico Sul, a superseqüência pré-rifte é representada pela Formação Serra Geral que é constituída por espessos derrames basálticos pertencente ao contexto evolutivo da Bacia do Paraná e considerada como um tipo de manifestação magmática no estágio de pré-



ruptura do Supercontinente Gondwana, o que por sua vez caracteriza o estágio inicial do processo de rifteamento.

## 2) Estágio Rifte (Barremiano ao Aptiano)

### - *Supersequência Rifte*

Representada pelos basaltos da Formação Imituba, síncronos aos da formação Serra Geral da Bacia do Paraná, que preenchem uma associação de hemigrábens assimétricos, e pelas fácies siliciclásticas da Formação Cassino, interpretadas como leques aluviais progradantes da borda flexural em direção aos depocentros lacustres.

## 3) Estágio Pós-rifte (Neoaptiano)

### - *Supersequência Pós-rifte*

Essa supersequência ocorre de forma restrita à porção norte da Bacia de Pelotas e contextualiza-se dentro do estágio de subsidência térmica pós-rifte, sendo representada pela suíte vulcânica (basaltos, andesitos e traquiandesitos) da Formação Curumim, sobreposto pelos evaporitos da Formação Ariri, que se dão de maneira escassa na bacia, conferidas apenas na porção norte dela, o que a difere das demais bacias da margem continental brasileira.

## 4) Estágio Drifte (Neoaptiano ao Neógeno)

### - *Supersequência Drifte*

Pode ser dividida em três distintas fases, com depósitos que sobrepõem uns aos outros na seguinte sequência, (a) Fase inicial formada pelos depósitos carbonáticos e siliciclásticos da Fm. Porto belo (depósitos de plataforma rasa); (b) Fase intermediária composta pelos arenitos da Fm. Tramandaí, sotopostos em discordância pela espessa seção de pelitos da Fm. Atlântida (depósitos transgressivos); (c) Fase Final, que constitui os leques de clásticos grossos e finos da Fm. Cidreira interdigitados pelos folhelhos e argilas da Fm. Imbé, também composta de turbiditos em direção à parte profunda da bacia (depósitos regressivos).

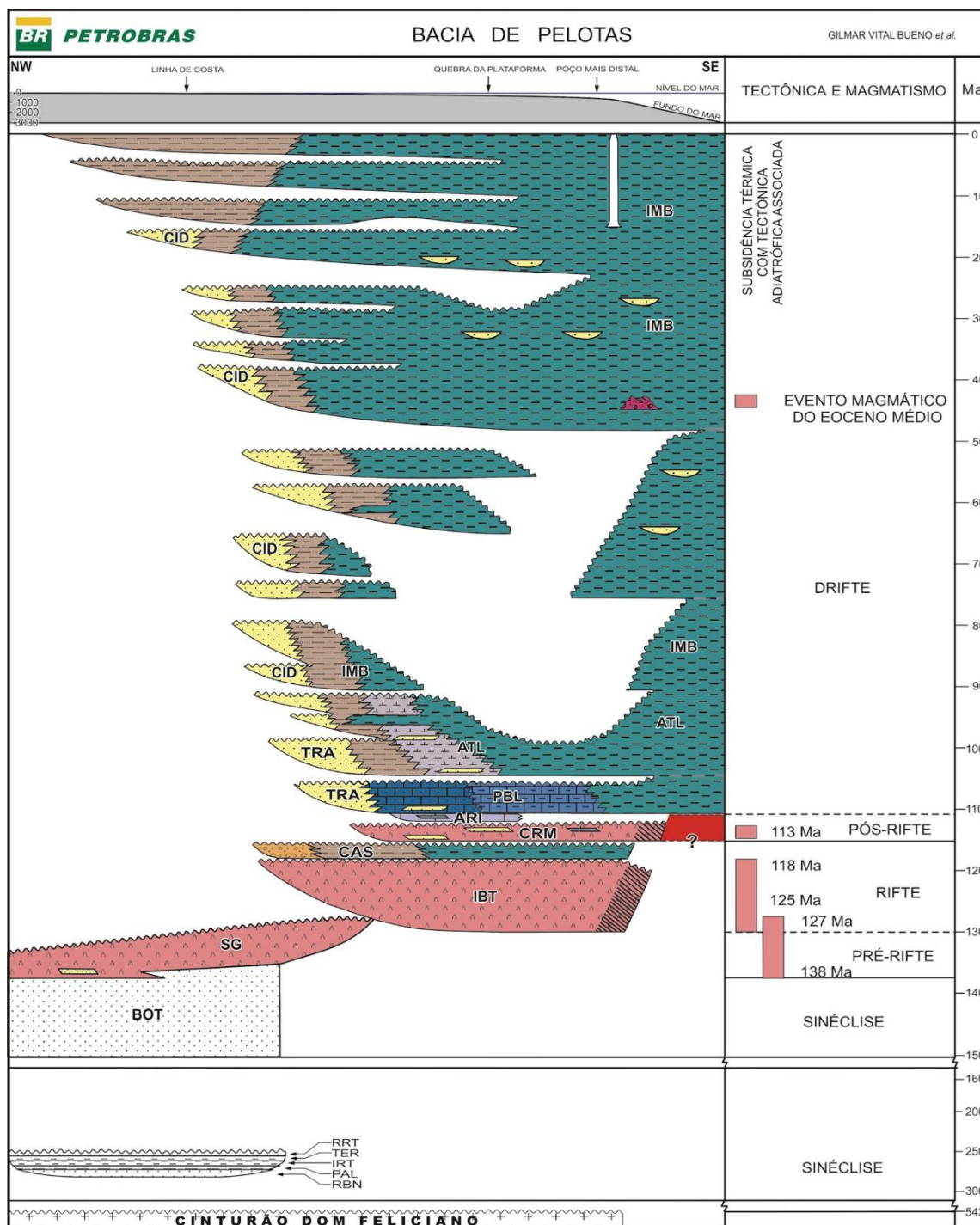


Figura 4 - Carta estratigráfica da Bacia de Pelotas proposta por Bueno *et al.* (2007).

#### 4.2.3 Cone do Rio Grande

Considerada a maior feição fisiográfica da margem continental sul e principal depocentro da Bacia de Pelotas (Corrêa *et al.*, 2019), o Cone do Rio

Grande constitui um enorme pacote sedimentar siliciclástico predominantemente pelítico (Martins *et al.*, 1985), constituído por folhelhos, silte argiloso e areias, acumulados desde o Barremiano, por meio de progradações e retrogradações (em menor quantidade) a qual a região foi submetida (Castillo *et al.* 2009). Durante períodos regressivos os rios se desenvolviam sobre a extensa paleo-planície costeira arenosa (atual plataforma continental gaúcha), com suas faixas meandranes esculpindo vales e distribuindo praticamente toda sua carga de material grosso em suas desembocaduras sobre o talude continental. Tal constatação é embasada pela presença de *canyons* (Castillo *et al.*, 2009), uma série de canais isolados e complexos de canais (Castillo & Chemale Jr., 2014; Fontana, 1996), e depósitos de correntes de turbidez, fluxos de grãos e depósitos de transporte de massa (*Mass Transport Deposits* - MTDs) encontrados na porção norte e sul da região do CRG (Martins, 1984; Martins & Martins, 1985; Martins *et al.*, 1985; Reis *et al.*, 2016).

Para Martins *et al.* (1985), Rosa (2007), Contreras *et al.* (2010); Dillenburg & Barboza (2014), o principal agente de distribuição do material sedimentar do CRG foi o Rio de La Plata, cujos sedimentos foram transportados da fronteira Argentina-Uruguai para a costa gaúcha por deriva litorânea, e depositados por grandes sistemas deltaicos ao longo da margem continental sudeste-brasileira. Já para Della-Favera (2001), o acréscimo substancial do aporte detrítico na região se deu em função de prováveis soerguimentos tectônicos associados ao vulcanismo paleo-eocênico, produto do rearranjo e das mudanças nas taxas de convergência das placas do Pacífico, da Antártica e África e do tectonismo andino. A alta taxa de sedimentação entre o Mioceno e Holoceno (~20 Ma.) gerou condições ideais para a preservação de matéria orgânica e para a consequente formação de gás biogênico na região do CRG, refletida no grande volume de hidratos de gás presente, o qual atribui-se uma grande importância estratégica e econômica (Castillo & Chemale Jr., 2014; Corrêa *et al.*, 2019).

Segundo Ketzer *et al.* (2022), o CRG está sofrendo um colapso gravitacional, o que é um processo comum em depocentros de margem passiva, e como resultado, o pacote sedimentar superior do CRG desliza para baixo ao longo de uma superfície de descolamento na sequência do Mioceno, resultando em um domínio extensional com um sistema de falhas normais na porção proximal e

intermediária, e um domínio compressional com falhas de empurrão e dobras assimétricas na porção distal do talude. O conjunto de falhas normais corresponde a uma falha lítrica, de 145 km de extensão, localizada no limite entre a plataforma e o talude, conectada em profundidade às demais falhas normais (sintéticas e antitéticas) por meio da superfície de destacamento localizada da base inferior do CRG, que liga os sedimentos Oligoceno e Mioceno (Fontana, 1996; Castillo *et al.*, 2009; Castillo & Chemale Jr., 2014; **Fig. 5**).

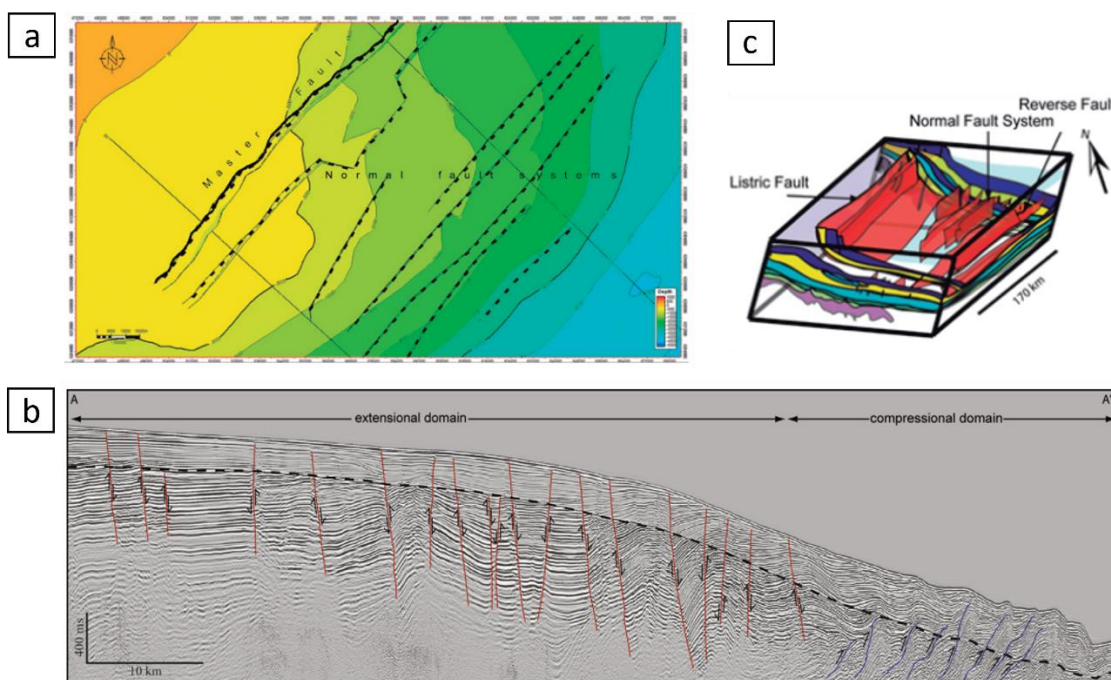


Figura 5 – Mapa estrutural das principais falhas normais e contornos da superfície de fundo do Cone do Rio Grande (a), elaborado por Castillo & Chemale Jr. (2014); Seção sísmica do Cone do Rio Grande (b) mostrando as falhas normais na porção proximal, falhas de empurrão e dobras na porção distal, e destacando o BSR em linha tracejada (Miller *et al.*, 2015); e Modelo estrutural do cone do Rio Grande (c) representado por planos de falha em vermelho (Castilho & Chemale Jr, 2014).

Dentre os depósitos encontrados na região, destaca-se uma pilha de 8 a 12 MTDs intercalados associados a uma depressão erosiva profunda, correspondente a uma cicatriz de ruptura com uma distância longitudinal de 150 km da cabeceira ao sopé do CRG (Reis *et al.*, 2016; **Fig. 6**). Por indicar múltiplos episódios de instabilidade na forma deslizamentos submarinos de grande escala, que afetaram fortemente a morfologia do flanco sul do CRG durante o Mioceno inferior até o Quaternário, tal associação é conhecida como Complexo de Megadeslizamentos do Chuí (CMC; Reis *et al.*, 2016; Lopes, 2017; Minasi,

2018). O CMC pode ser dividido em três setores morfológicos, a cicatriz de rompimento; duas escarpas laterais (ou flancos) da cicatriz; e uma vasta área não confinada de baixa declividade contendo uma ampla variedade de MTDs (Reis *et al.*, 2016; Lopes, 2017).

A cicatriz de rompimento funcionou como um “corredor” para a passagem dos sedimentos, e sua morfologia se caracteriza por um formato de U em sua cabeceira na profundidade de 900m, cuja distância entre os flancos começa com 50 km, sofrendo um estreitamento em direção ao fundo até a profundidade de 2100 m, seguido por um alargamento progressivo a partir da profundidade 2200 m (Lopes, 2017). A região do flanco direito é marcada pela presença de blocos translacionais, que se moveram sobre uma superfície pseudoparalela, enquanto a do flanco esquerdo é marcada pela presença de MTDs de maior espessura dispostos de maneira mais verticalizada, gerando feições em forma de escada (Reis *et al.*, 2016; Lopes, 2017).

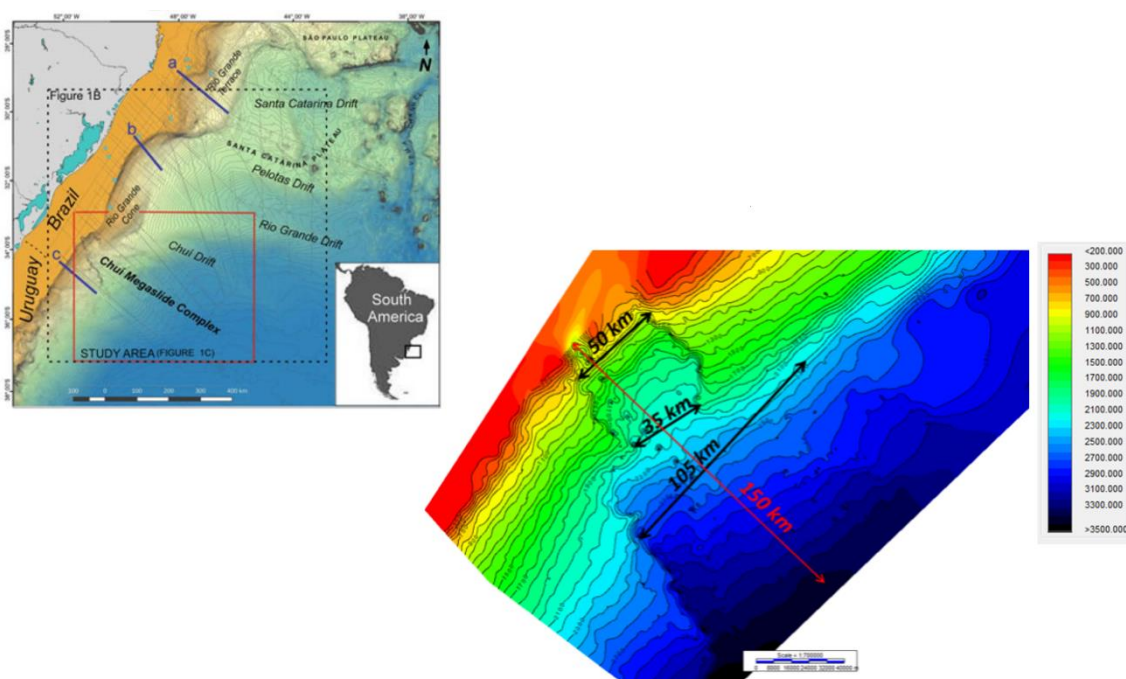


Figura 6 - A Bacia de Pelotas e suas principais estruturas morfológicas com destaque para o gráfico batimétrico da Morfologia da cicatriz de ruptura e suas dimensões [Adaptado de Reis *et al.*, 2016 e Lopes, 2017].

Os eventos de instabilidade relacionados a esses depósitos podem ter sido desencadeados por alguns mecanismos estimados para a região estudada,

atuando de forma individual ou simultânea, como, (a) o alto aporte sedimentar a uma razão de sedimentação média estimada em 20 cm/1000 anos, no mínimo 4 vezes maior do que a atual (Alves, 1977; Minasi, 2018); (b) a ativação dos sistemas de falhas que cortam os pacotes sedimentares da região (Miller *et al.*, 2015) relacionados a tectônica gravitacional (Lopes, 2017); ou a (c) a presença de depósitos de hidratos de gás (Minasi, 2018), que será investigada neste presente trabalho.

### **4.3 Condições oceanográficas**

A região proximal do CRG, na altura do talude continental, sofre influência das seguintes correntes, a Água Intermediária Antártica, Água de fundo circumpolar superior, Água de Fundo do Atlântico Norte e a Água de Fundo Circumpolar Inferior (Lopes, 2017; Minasi, 2018). Já na região distal (profundidades de 3.000 m), dentre outras correntes atuantes, a mais efetiva é a Água Antártica de Fundo, que flui para a direção norte com velocidades de até 25 m/s, desempenhando uma função bastante incisiva na distribuição de sedimentos finos e mais grosseiros (silte arenoso), que alcançam o talude e a elevação continental de textura inteiramente lamosa (Martins, 1984). Quando se encontra com o Platô de Santa Catarina, tal corrente dá origem à duas componentes secundárias, a Água de Fundo Circumpolar Inferior, uma água mais quente e mais salina, e a Água de mar profundo de Weddell, mais fria e originada na Antártica (Minasi, 2018; Lopes, 2017).

### **4.4 O Potencial Energético da Bacia de Pelotas**

Embora ainda pouco explorada, alguns estudos apontam para uma geologia favorável à acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Pelotas. Fontana (1996) apresentou perfis litológicos, raios gama e sônico de cinco poços perfurados na porção submersa da bacia de pelotas, que evidenciam a presença de camadas de arenitos de distintas espessuras em diversas profundidades da coluna sedimentar a partir de 1150 m, além de fácies sísmicas do tipo *gull-wings* na base da sequência oligoceno inferior e superior na região do talude,

características de depósitos de complexos de canais, que por sua vez podem configurar potenciais reservatórios.

Por meio da interpretação de seções sísmicas da região, Conti *et al.* (2017) especularam 6 possíveis sistemas petrolíferos nas três mega sequências, sendo um na pré-rifte; um na sin-rifte; e quatro no pós-rifte, que por sua vez, possui reservatórios com maior potencial para acumulação de hidrocarbonetos comparado aos dos sistemas das demais mega sequências. Já Bowman & Saunders (2014), a partir da aplicação de atributos AVO em dados sísmicos 2D de alta quantitativa de uma área específica da Bacia de Pelotas, apontaram para a existência de hidrocarbonetos líquidos presos nos espaços porosos abaixo BSR entre as isóbatas de 500 e 800m, semelhante aos encontrados no Delta do Níger na África Ocidental e nas bacias *offshore* de Moçambique e Tanzânia, interpretada como uma considerável evidência de um grande sistema de petróleo ativo na Bacia de Pelotas. Segundo os autores, o óleo vindo de uma rocha geradora Paleocênica logo abaixo do CRG migra em direção ascendente por meio de falhas normais e lístricas, até ser preso por estratigrafia abaixo do BSR (base sólida impermeável dos hidratos).

No entanto, até o momento não há nenhum indício direto (presença de óleo nas amostras coletadas) que justifique o início de uma produção ativa de petróleo na região. Contudo, há evidências, conhecidas desde 1980, de uma notável ocorrência de aproximadamente 22 trilhões de m<sup>3</sup> de HG no CRG, concentrados em uma área de 45.000 km<sup>2</sup> (Ketzer *et al.*, 2022), a qual a área deste estudo está inclusa.

## 5 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 5.1 Instabilidade dos taludes submarinos

A instabilidade dos taludes submarinos, atendida pelo critério de ruptura de Mohr-Coulumb, se dá quando o componente de tensão cisalhante vertical (que força os sedimentos a se movimentarem talude abaixo) excede a resistência ao cisalhamento (que tende a manter o sedimento estável), ambos atuantes num plano ou superfície crítica de ruptura do solo (Lee *et al.*, 2007; Posamentier & Martinsen, 2010; Duncan *et al.*, 2014). Tal condição resulta num processo de três etapas principais:

- 1) **Colapso do talude**, que ocorre ao longo da superfície crítica de ruptura, a partir da borda da plataforma continental ou no talude superior (Posamentier & Martinsen, 2010).;
- 2) **Movimento de massa**, que consiste no processo de deslocamento do corpo colapsado talude abaixo sob ação da gravidade, em que os sedimentos são movidos em massa, como a queda de blocos (*Rockfall*), rastejo (*Creep*), deslizamento (*Slide*), escorregamento (*Slump*), fluxo de detrito (*Debris Flow*) e fluxos de lama ricos em argila ou silte, podendo ou não coocorrer no mesmo evento. Dessa forma, exclui-se as correntes de turbidez, que tem a suspensão e a turbulência como principais mecanismo de suporte (Posamentier & Martinsen, 2010; Lamarche *et al.*, 2008), embora esta possa se originar a partir da incorporação de água (diluição) na massa em deslocamento (Lee *et al.*, 2007). No entanto, tal transformação nem sempre ocorre, de forma que as correntes de turbidez e outros fluxos de sedimentos podem ocorrer por outros meios além de um deslizamento, como por exemplo, fluxos hiperpicnais gerado por descarga de rios (Mulder *et al.*, 2003) e remobilização dos sedimentos da plataforma por eventos catastróficos (Shanmugan, 2008b), entre outros (Shanmugan, 2016). Os escorregamentos e deslizamentos possuem uma baixa energia de transporte. O primeiro caracteriza-se pelo movimento complexo da massa, enquanto o segundo consiste no deslocamento paralelo ao plano de fraqueza e inclinação do talude (Posamentier & Martinsen, 2010), deixando uma cicatriz na parte superior do talude chamada escarpa, e nas partes mais inferiores uma



estrutura geomorfológica conhecida como dedo do pé (USGS, 2004; Fig.7). Este último pode ser do tipo translacional (ao longo de uma superfície de deslizamento plana; **Fig. 7b**) ou rotacional (ao longo de uma superfície de deslizamento curva; **Fig. 7a**), o qual geralmente deixa uma massa deslocada inclinada contra a inclinação do talude como resultado da rotação da massa de terra (USGS, 2004). Já os fluxos de detrito possuem uma maior energia de transporte (velocidade) comparado aos deslizamentos e escorregamentos, é caracterizado por um comportamento plástico, escoamento laminar e é suportado por sua matriz argilosa altamente coesiva (Middleton & Hampton, 1973; Posamentier & Martinsen, 2010).

- 3) **Deposição** do material geológico transportado, que por sua vez, passa a ser chamado de *MTDs*. Os depósitos de deslizamentos e escorregamentos possuem muita e pouca preservação da estrutura interna, respectivamente, já os depósitos de fluxos de detritos (Debritos) e dos fluxos de lama ricos em argila ou silte, tem ausência completa de preservação da estrutura interna (Middleton & Hampton, 1973; Lamarche *et al.*, 2008).

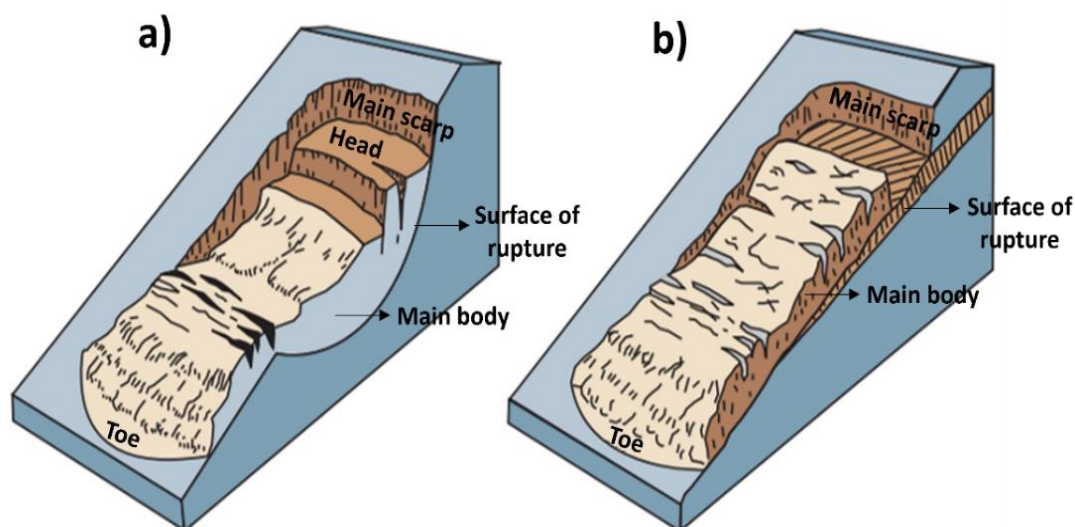


Figura 7 - Tipos de deslizamento e suas feições morfológicas. (a) Deslizamento Rotacional; e (b) Deslizamento Translacional [Adaptado de USGS, 2004].

O presente trabalho concentra-se no primeiro estágio, ou seja, na ruptura dos taludes, que embora tenha sido convencionalmente associada ao período de nível de mar baixo (*Lowstand*), evidências mostram que o mesmo também pode ocorrer durante o atual período de elevação do nível do mar (*Highstand*),

devido à uma série de mecanismos gatilho de instabilidade, que podem atuar isoladamente ou simultaneamente na perda de resistência ao cisalhamento do solo. Dentre os mecanismos, destacam-se os terremotos, as atividades vulcânicas, as ondas ciclônicas, erosão por correntes de fundo, Infiltração de água subterrânea no talude e a dissociação dos hidratos de gás, que será abordada neste estudo (Lee *et al.*, 2007; Posamentier & Martinsen, 2010; Shanmugan, 2016). Todavia, tais hipóteses são difíceis de serem verificadas devido à natureza rara dos deslizamentos submarinos, à nossa incapacidade atual de prever seu tempo e/ou localização precisa, e ao fato dos deslizamentos tenderem a destruir ou danificar os equipamentos de monitoramento.

Independente do mecanismo desencadeador, é de consenso da comunidade científica (Silva, 2005; Menezes, 2011; Li & He, 2011; Lamarche *et al.*, 2016) que os movimentos de massa resultantes representam um risco potencial para o cenário social (perda de vidas em comunidades costeiras, com o possível desencadeamento de tsunamis), econômico (danos à infraestruturas costeiras e às instalações submarinas associadas a telecomunicações e exploração de petróleo em alto mar), ambiental (desastre ecológico) e geomorfológica (alteração do ambiente marinho profundo).

## 5.2 Hidratos de gás

Hidratos de gás ou clatrato, que em latim significa “gaiola”, são compostos sólidos cristalinos similares a neve compactada, formados por moléculas de água capazes de aprisionar moléculas de gás comprimidas em seu interior, não-hidrocarbonetos, como dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) e sulfeto de hidrogênio ( $\text{H}_2\text{S}$ ), e hidrocarbonetos, como etano ( $\text{C}_2\text{H}_6$ ) e o metano ( $\text{CH}_4$ ), que por sua vez, é o gás mais comum em ambiente marinho (Kvenvolden, 1993; Neves, 2017), e portanto, a molécula referida neste trabalho. Existem diversas estruturas de clatratos, que acomodam moléculas hóspedes de tamanhos diferentes (Grozić, 2003; Neves, 2017; **Fig. 8**).

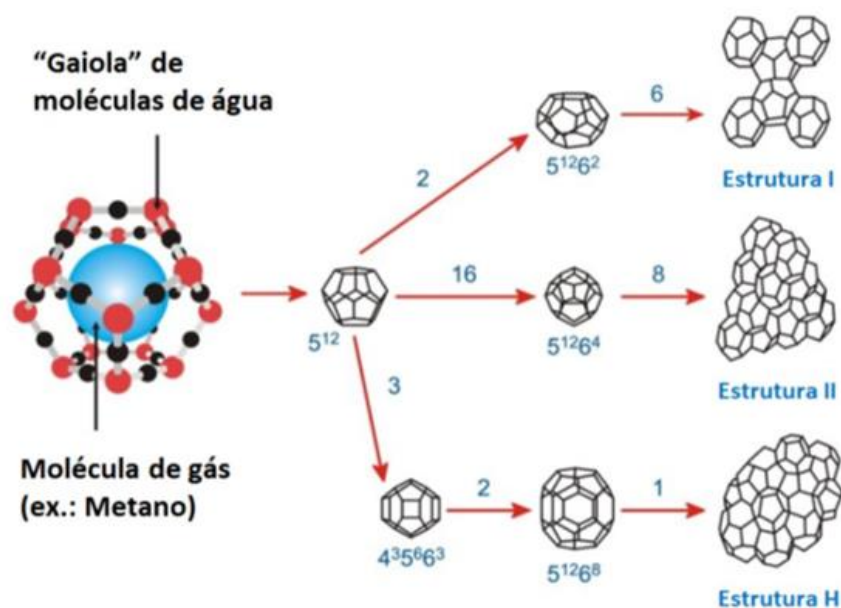


Figura 8 - Possíveis Estruturas dos hidratos de gás [EPE, 2016].

A formação de metano, que pode ter origem tanto termogênica quanto biogênica, é favorecida pelo acúmulo de grandes quantidades de matéria orgânica, típicas de grandes depocentros caracterizados por rápida deposição, como leques submarinos (como por exemplo, o Leque da Amazônia e o Cone do Rio Grande; Ketzer *et al.*, 2018). Enquanto a formação termogênica se dá pela transformação química da biomassa dos hidrocarbonetos pela ação de altas temperaturas de 50 a 200°C e altas pressões, a formação biogênica se dá pela degradação da matéria orgânica resultante da atividade bacteriana anaeróbica em profundidades rasas e temperaturas entre 75 e 80°C (Clennel, 2000).

Por meio de falhas, dobras e fraturas, o metano ascende dos estratos geradores em grandes profundidades até alcançar a Zona de Estabilidade dos Hidratos de Gás (do inglês, *Gas Hydrate Stability Zone - GHSZ*), com sedimentos hospedeiros (reservatórios) em condições específicas favoráveis à formação ou cristalização dos HGs (presença de água; alta pressão, geralmente entre 50 e 100 atm; e baixas temperaturas, entre 2 e 3°C; Knolvolden, 1993). Tais condições determinam a espessura e a distribuição espacial dos reservatórios (Makogon, 2010; Tinivella *et al.*, 2011; Freire, 2012; Castello & Krug, 2015), e além dessas, podem ser citados o gradiente geotérmico (Grozic, 2003), a estrutura do meio poroso, o grau de saturação de gás, a intensidade de geração e migração dos

hidrocarbonetos (Makogon, 2010), a salinidade da água, a composição dos gases, e a impureza iônica dos elementos presentes nos poros (Clennel, 2000).

Os reservatórios de HGs podem ter permeabilidade alta (ricos em areia) ou baixa (ricos em argila), de ocorrência mais comum (Grozic, 2003; EPE, 2016), e apresentar diversas configurações, devido a influência do grau diagenético dos sedimentos (EPE, 2016; Zhang *et al.* 2018; **Fig. 9a**). Dessa forma, no momento de sua formação, se os sedimentos estiverem inconsolidados, a água (que congela, encapsulando as moléculas de metano) fará o papel de "matriz", e por consequência hidrato será matriz, se os sedimentos estiverem consolidados (porosidade média a baixa), a água fará parte do fluido de poro, e consequentemente, o hidrato será conteúdo de poro, mas se os sedimentos estiverem pouco consolidados, a água participa em um papel intermediário, e consequentemente o hidrato se apresentará como cimento nos contatos intergranulares dos sedimentos (Pintas, 2011). Portanto hidratos com hábito de preenchimento de poro são preferíveis em sedimentos de grão grosso, enquanto hidratos dispostos na forma de veios (preenchimento de fraturas) ou nódulos são mais propensos a ocorrer em sedimentos de grão fino (Bjørnøy, 2015).

Dependendo da combinação de fatores predominantes durante a formação dos reservatórios de hidratos de metano, estes podem pertencer a quatro classes diferentes, a saber, os reservatórios de classe 1, - situados sobre uma camada de gás livre e uma camada de água; os de classe 2, que não possuem camada de gás livre, compreendendo apenas uma camada de hidratos e uma camada de água; os de classe 3 e 4, constituídos apenas por hidratos de metano, sendo as formações de hidratos de classe 3 maciças e majoritariamente contínuas, e os classe 4 dispersos em uma matriz rochosa. Apesar da conveniência desta classificação, geralmente as GHSZ se apresentam como uma combinação destas classes (EPE, 2016; **Fig. 9b**).

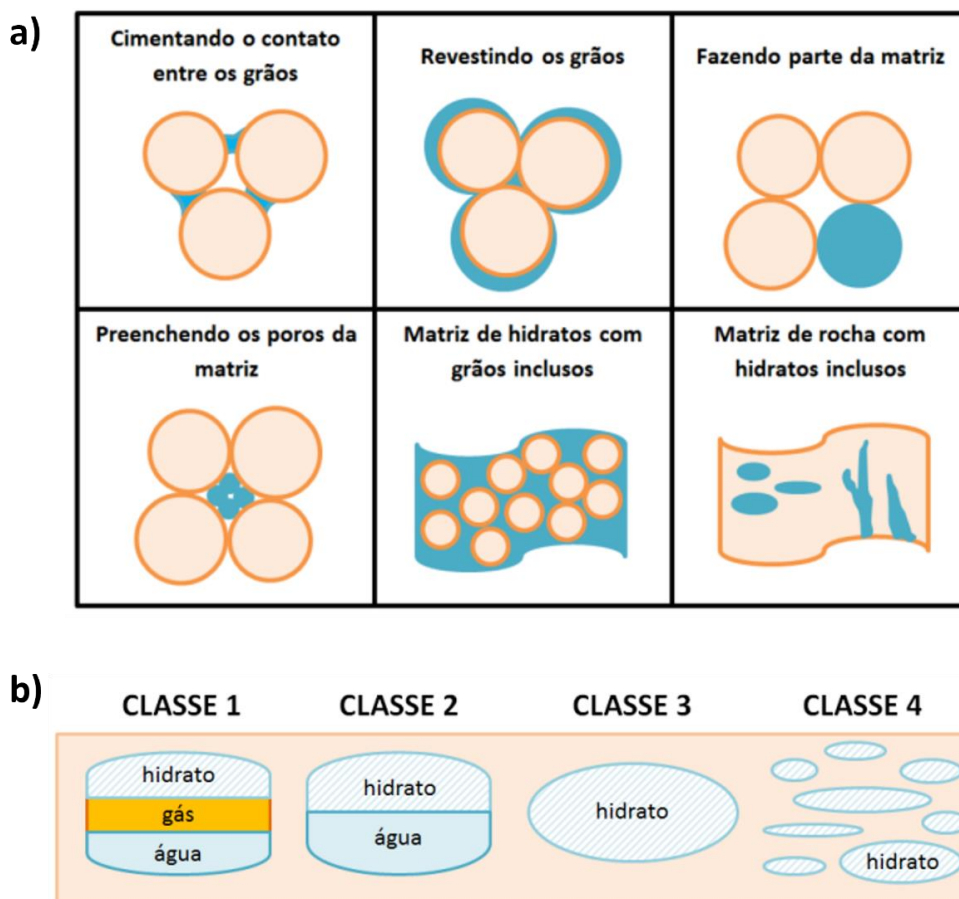


Figura 9 - a) Possíveis morfologias de reservatórios e b) Classes de reservatórios dos hidratos de gás [Adaptado de EPE, 2016].

A principal ferramenta disponível para a investigação e análise de HGs é o levantamento sísmico (Clennell, 2000). Por meio deste método, sua existência é frequentemente indicada pela presença do **BSR** (*Bottom Simulating Reflector* – em inglês, cuja tradução pode ser dada como Refletor Simulado de Fundo), um forte refletor sísmico de amplitude negativa paralelo ao leito marinho, resultante do contraste de impedância acústica entre os estratos de baixa velocidade da zona de gás livre (Free gas Zone - **FGZ**) abaixo, e os estratos de alta velocidade da GHSZ acima (Knolvolden, 1993). Portanto, uma vez que marca o limite inferior ou base da GHSZ, o BSR pode ser considerado o principal indicador da profundidade máxima dos depósitos de HGs (Clennell, 2000) e pode ser usado para estimar o gradiente geotérmico médio da coluna sedimentar do fundo do mar (Kayen & Lee, 1991).

Por ocorrer em condições de temperatura e pressão onde os hidratos de gás não são mais estáveis, o BSR segue isotermas ao invés de horizontes

estratigráficos, de forma que, se qualquer um dos parâmetros que controlam a zona de estabilidade do hidrato for alterado, o limite de fase (BSR) pode se deslocar para cima ou para baixo, podendo deixar a expressão sísmica de um “BSR duplo” (**Fig. 10**), sendo um BSR ativo e um paleo-BSR (Bjørnøy, 2015).

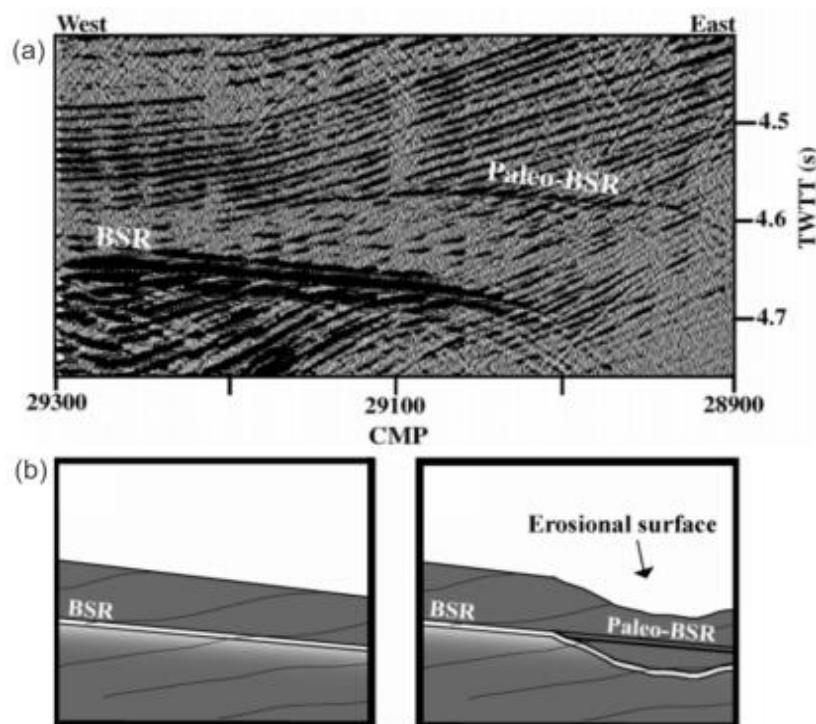


Figura 10 - Comparação entre um BSR e um paleo-BSR. (a) Seção sísmica com variação da amplitude real mostrando a coexistência de um BSR e Paleo-BSR. (b) Desenho mostrando o desenvolvimento de um paleo-BSR [Hornbach et al., 2003 apud Bjørnøy, 2015].

Ruppel (2011) detalhou a distribuição espacial das GHSZs em 5 tipos de ambientes (**Fig. 11**), relacionados abaixo, sendo os dois primeiros configurados apenas em latitudes polares e os demais em ambientes submarinos de todas as latitudes:

- 1) *Permafrosts* (solos permanentemente congelados em planícies), onde os HGs ocorrem em depósitos contínuos e espessos (> 300 m), no entanto, quando localizados nas camadas mais rasas do *Permafrosts* (normalmente <225m) ficam mais vulneráveis à dissociação por influência climática;
- 2) Plataformas continentais internas árticas, antigos *Permafrosts* que foram transgredidas a partir do pleistoceno superior, de forma que a estabilidade do GHSZ fosse parcialmente preservada graças a compensação do

- aumento das temperaturas pelas pressões crescentes causadas pelo aumento do nível do mar (~ 1 MPa para 100 m);
- 3) Taludes continentais superiores, comparada com as outras áreas de ocorrência mundial (4 e 5) de profundidades maiores, as GHSZs dessas regiões são mais vulneráveis à dissociação por efeito das variações climáticas, as quais adquirem um formato de cunha, com sua espessura afinando no sentido do continente até desaparecerem por completo. Esse afinamento é proporcionado pelo expressivo aumento de temperatura e/ou diminuição de pressão decorrente da diminuição da espessura da coluna d'água no sentido do continente (Grozic, 2003; Nixon, 2005; Makogon, 2010; Bjørnøy, 2015; Ketzer *et al.*, 2020);
  - 4) Regiões de águas profundas, como taludes continentais inferiores e elevações continentais, que correspondem a maioria da ocorrência de GHSZs, e por sua vez, geralmente tem baixa suscetibilidade à decomposição do HG causada pelo aquecimento do clima em escalas de tempo menores que um milênio;
  - 5) Assoalho oceânico e montes submarinos, onde os HGs podem se dissociar por expulsão de fluidos quentes.

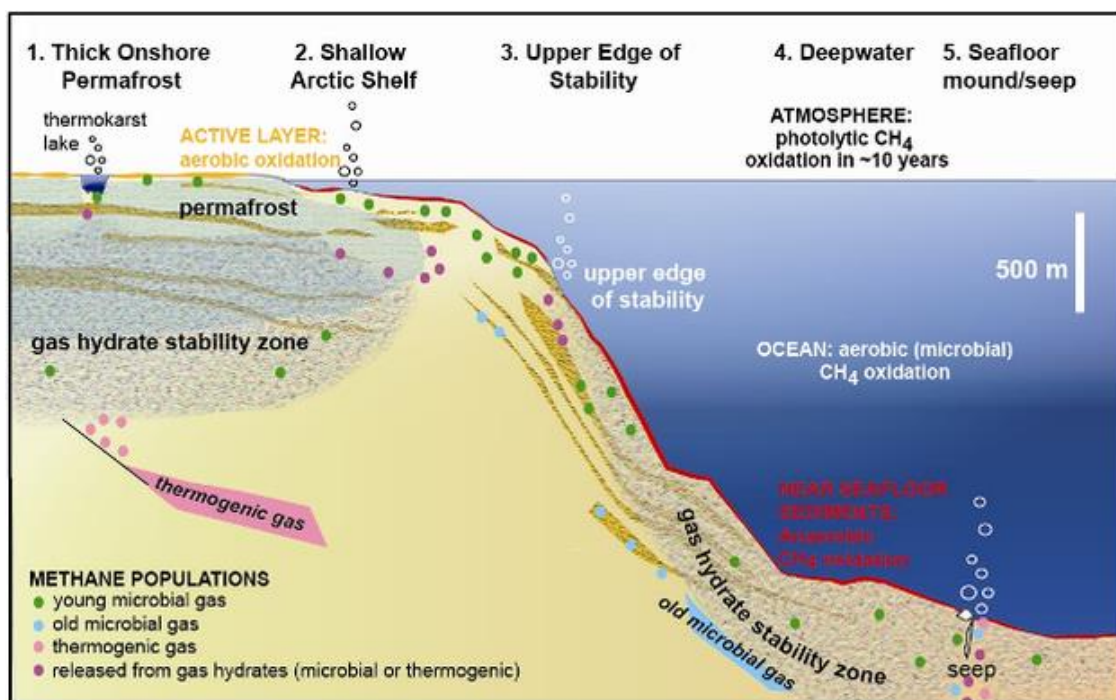


Figura 11 - Setores de hidratos de gás e sua resposta às mudanças climáticas. Seção transversal esquemática de uma margem continental de alta latitude. Os setores 1 e 2 correspondem a GHSZ de Permafrosts *onshore* e *offshore* rasos, típico de latitudes polares, enquanto os setores

3,4,5, correspondem, respectivamente, à a GHSZ de talude continental superior, de regiões de águas profundas e de assoalho oceânico, recorrente em todas as latitudes [Ruppel, 2011].

### 5.3 O comportamento do gás através dos sedimentos

A migração do metano através do solo é controlada não apenas pelas propriedades hidráulicas e mecânicas dos sedimentos (como permeabilidade intrínseca, porosidade, resistência da rocha), mas também pela pressão do gás in loco, pela saturação e pela pressão na água dos poros (Grozic, 2003; Nixon, 2005). Marschall *et al.* (2005), propôs a existência de cinco principais processos de migração do gás por solos argilosos saturados, descritos posteriormente por Cuss *et al.* (2014):

- a) Fluxo difusivo (**Fig. 12a**), trata-se da propagação gradual do gás dissolvido nas águas intersticiais dos sedimentos;
- b) Fluxo advectivo (**Fig. 12a**), corresponde a vias preferenciais de migração do gás causadas por alívio de pressão, ou seja, ocorre quando a produção de gás excede a taxa de difusão do gás dentro dos poros da rocha hospedeira. É favorecido pela presença de falhas;
- c) Fluxo visco-capilar ou bifásico (**Fig. 12b**), consiste no fluxo simultâneo dos dois fluidos imiscíveis no meio poroso (água e gás) comum em solos permeáveis, que ocorre quando a pressão de entrada do gás é menor do que a tensão efetiva principal mínima atuando dentro do solo.
- d) Dilatação gasosa (**Fig. 12c**), microfraturamento ou aumento do espaço poroso (permeabilidade), causada pela passagem do gás a uma pressão inferior à pressão formadora do fraturamento gasoso;
- e) Fraturamento gasoso (**Fig. 12d**), constitui na criação de macrofraturas de tração, originadas pela expansão da dilatação gasosa ou pela incidência do fluxo advectivo, que por sua vez, foram constatadas por meio de simulações físicas como precursoras do colapso do solo (Cuss *et al.*, 2014).



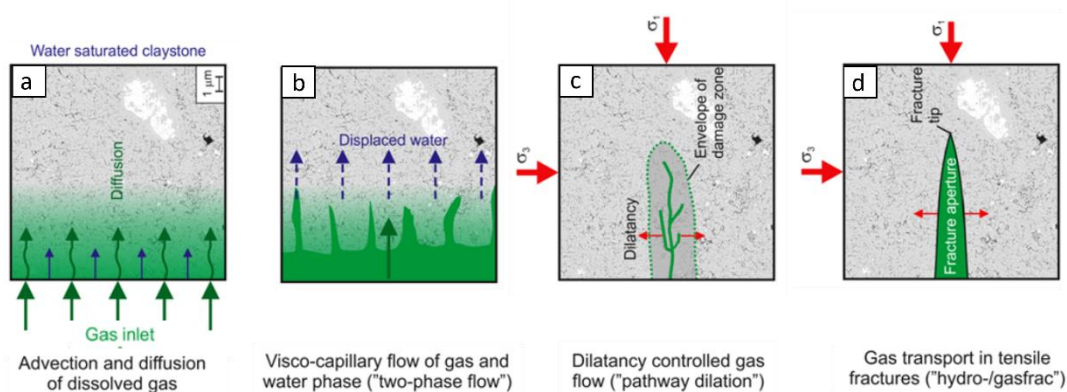


Figura 12 - Descrição dos quatro principais processos de migração do gás em argilas [Cuss et al., 2014].

Já para Hovland & Judd (1988), os processos fundamentais para entender a passagem de fluidos através dos sedimentos marinhos são:

- f) Infiltração ou exsudação (*seepage*), extravasamento de fluidos (gás ou líquido) na superfície do solo, o qual percorreram por meio de um movimento ascendente através dos poros dos sedimentos. No fundo do mar podem assumir a forma de macro infiltração, onde as bolhas de gás são grandes o suficiente para serem visíveis a olho nu, ou microinfiltração, onde as bolhas são vistas somente em microscópico;
- g) Liquefação, quebra repentina da estrutura de grãos, ficando temporariamente suspensos no fluido dos poros até que a estrutura suportada pelo grão seja restabelecida.
- h) Fluidização, arrasto de sedimentos (levantamento da partícula) exercido pelo fluido ascendente ao exceder o peso efetivo dos grãos; que através da destruição da estrutura dos grãos e a redução da resistência do sedimento a quase zero, promove a perda de coesão nos sedimentos marinhos;

#### 5.4 Feições indicativas da dissociação dos depósitos de hidratos de gás

A infiltração de metano no leito marinho é um processo comum nos taludes continentais superiores com depósitos de HGs. Uma vez que o gás ascendente rompe o fundo do mar, altera a geomorfologia local, gerando feições, que quando associadas ao BSR, indicam a dissociação ativa dos HGs na região:

- a) *Blanking* (**Fig. 13a**), redução acentuada da amplitude dos refletores sísmicos (branqueamento acústico na seção sísmica), causada pela ascensão de gás através dos sedimentos (Miller *et al.*, 2015; Rodrigues *et al.*, 2017) ou pelo contraste de cimentação por hidratos dentro da GHSZ (Clennel, 2000; Barros, 2009);
- b) Chaminés ou *Pipes* (**Fig. 13b; d**), estruturas com formato de tubo em subsuperfície, que transportam os fluidos de sobrepressão dos reservatórios para as zonas mais superficiais. Em perfis sísmicos, sua estrutura interna é caracterizada por reflexos de altas amplitudes, eliminando os refletores da estratificação original e causando na deflexão do BSR para cima (efeito *pull-up*) ou para baixo (efeito *pull-down*) em relação à estratigrafia hospedeira. Suas zonas de enraizamento são difíceis de detectar, pois a sísmica é amplamente perturbada (Gay *et al.*, 2012; Castillo & Chermale Jr., 2014; Bjørnøy, 2015);
- c) *Mounds* (**Fig. 13c; d**), estruturas dômicas de relevo positivo, que podem chegar a várias centenas de metros de largura (Jin *et al.*, 2011), resultantes do arqueamento ou deflexão do relevo submarino durante propagação das chaminés até o fundo oceânico (Gay *et al.*, 2012);
- d) *Pockmarks* (**Fig. 13b**), depressões ou crateras subarredondadas à elípticas na superfície do fundo oceânico (Miller *et al.*, 2015) resultantes do colapso dos domos sob infiltração adicional de gás no fundo marinho (Gay *et al.*, 2012), que podem chegar a centenas de metros de diâmetro (Jin *et al.*, 2011);
- e) *Flares* (**Fig. 13b**), plumas hidroacústicas visíveis em registros acústicos da coluna d'água, causadas pelo contraste de densidade resultante da dissolução das bolhas e altas concentrações de metano ao longo da coluna d'água, que indicam pontos de infiltração ou exsudação (*seepage*) ativa no leito marinho (Hovland & Judd, 1988).<sup>3</sup>

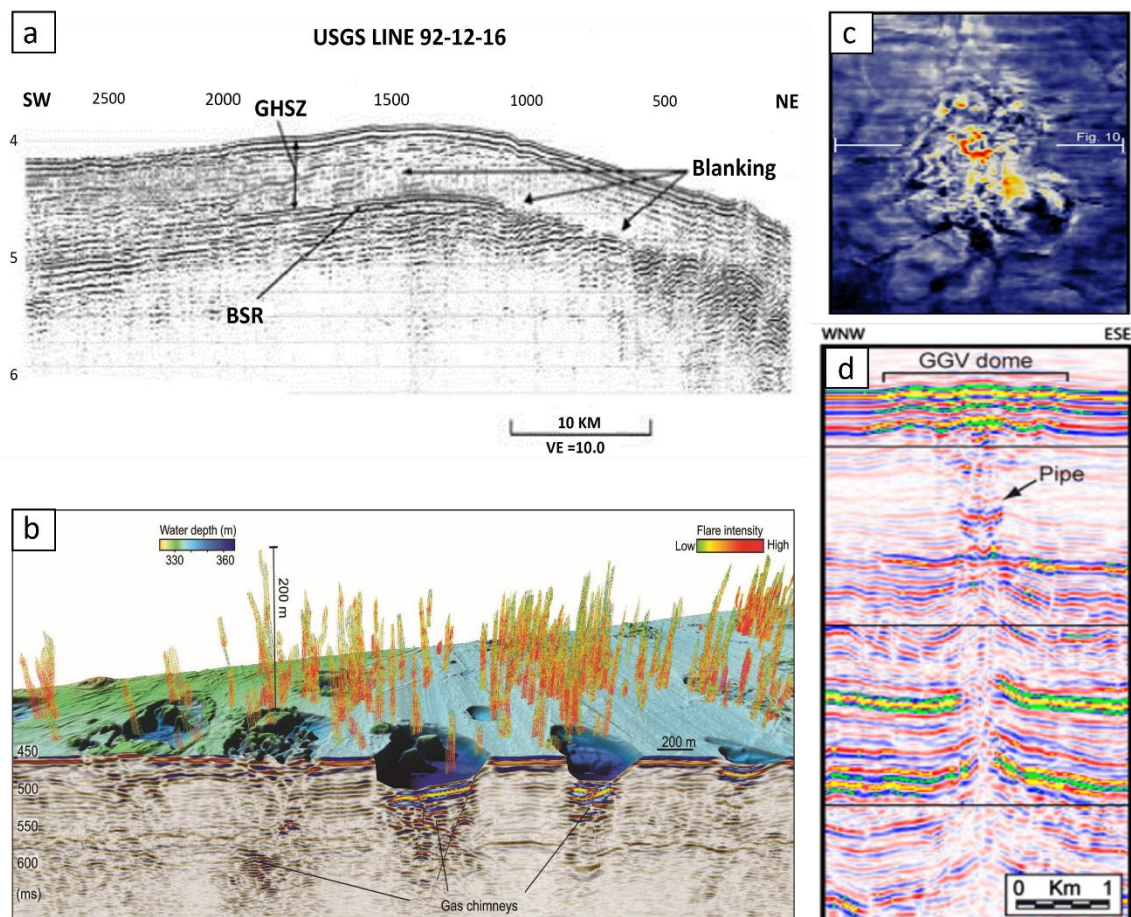


Figura 13 - Feições indicativas da dissociação de hidratos de gás. a) Seção sísmica destacando o BSR e um *bankings* dentro da zona de estabilidade de hidratos de gás; b) Mosaico gerado a partir de dados sísmicos e batimétricos, mostrando *pockmarks* conectadas à chaminés, e flares acústicos indicando infiltração ativa de gás no leito marinho; c) *Mound* subcircular em superfície limitado por falhas poligonais, visto em planta por imagem de sonar de varredura lateral e em perfil sísmico (d), que revela a atuação das chaminés (*pipes*) na formação dos mounds [Adaptado de Clennell, 2000; Winsborrow, 2017; e Gay et al., 2012].

Além destas, também é possível citar os corais de mar profundo frequentemente encontrados nas superfícies dos *mounds* e *pockmarks*, que são concreções carbonáticas autigênicas resultantes da precipitação de  $\text{CaCO}_3$  por oxidação anaeróbica do metano, realizada por organismos quimiossintetizantes atraídos pelo enriquecimento de nutrientes, induzido pela infiltração de metano no leito marinho (Hovland & Judd, 1988; Freire, 2012).

A distribuição espacial dessas feições indicativas de infiltração pode ser controlada por quatro elementos estruturais, as falhas, os *canyons*, a cicatriz de deslizamento submarino, e o limite superior da cunha do GHSZ (Jin et al., 2011). As falhas atuam através da captura de chaminés, controlando suas distribuições e conectando-as em subsuperfície (Fig. 14.c).

Já o controle do limite superior da cunha do GHSZ sobre a infiltração se dá de duas maneiras distintas, isso é, tanto sob condições de estabilidade (**Fig. 14a**), quanto sob condições de instabilidade (**Fig. 14b**; Bjørnøy, 2015). No primeiro caso, a infiltração ocorre como resultado do próprio processo de formação dos hidratos. Uma vez que este processo proporciona a redução de permeabilidade da GHSZ, ela passa a funcionar como uma barreira resistente a passagem do restante do gás ascendente dos estratos geradores, e consequentemente, o redireciona a migrar talude acima, se guiando pela própria base do GHSZ até chegar no limite superior da cunha do GHSZ no fundo do mar, onde é liberado para a coluna d'água (Bjørnøy, 2015); Já no segundo caso, a infiltração ocorre como resultado da dissociação dos HGs, que por sua vez, conduz a um aumento de permeabilidade da GHSZ. Uma dissociação deliberada dos HGs pode promover a contração do GHSZ, conduzindo assim a migração do BSR talude abaixo, assim como a remoção total do limite da cunha da GHSZ (*Feather Edge*), podendo proporcionar a infiltração de metano proveniente tanto da FGZ quanto da GHSZ dissociada (Grozic, 2003; Nixon, 2005; Makogon, 2010; Bjørnøy, 2015; Freire, 2012; Elger et al., 2018).

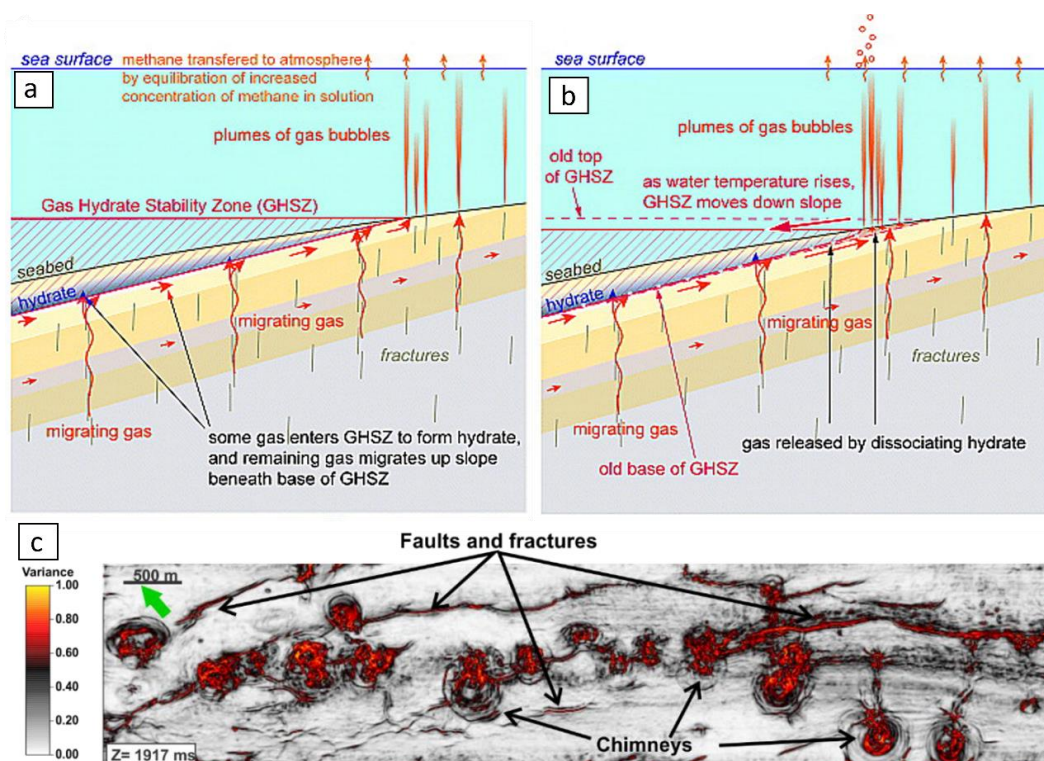


Figura 14 - Principais elementos estruturais controladores de infiltração de gás no fundo oceânico. As duas primeiras figuras mostram a diferença de comportamento da permeabilidade da GHSZ e da migração dos gases sob condições de estabilidade (a) e instabilidade (b); c) Mapa de estrutura temporal do fundo do mar abaixo do mar, mostrando a conexão entre chaminés por meio de falhas [Adaptada de Westbrook et al., 2009 e Smith et al., 2014 apud Bjørnøy, 2015].

Sobre a GHSZ encontra-se a zona de redução do sulfato (*Sulphate reduction zone* - SRZ), uma zona onde os sedimentos funcionam como um “filtro” contra o fluxo difusivo, que é consumido por oxidação anaeróbica, permitindo apenas a passagem do fluxo advectivo, que por sua vez, consegue chegar à superfície do fundo oceânico gerando as feições de infiltração detalhadas nesse tópico (Ruppel, 2011; Ketzer *et al.*, 2020).

### **5.5 A dissociação dos hidratos de gás como gatilho de instabilidade dos taludes submarinos**

Apesar de taludes superiores associados a depósitos de HGs serem considerados mais susceptíveis às variações de temperatura e pressão (**vide o tópico 5.2**), os mecanismos de ruptura do talude causado por esse processo não são claramente compreendidos, existindo diversas interpretações.

Grozic (2003), Nixon (2005) e Menezes (2011) alegam que à medida que o metano e a água são liberados da matriz dos sedimentos durante a decomposição dos HGs, dependendo das condições de permeabilidade do solo, pode causar um aumento nas pressões desses fluidos, criando uma expansão de volume dos poros. Já Zhang *et al.* (2018) sugere que após a dissociação parcial ou total dos HGs, o esqueleto dos sedimentos portadores de hidratos é alterado devido ao desaparecimento das cimentações parciais ou totais e dos contatos entre os sedimentos e os hidratos, levando à rápida compactação dos sedimentos. Ambos os autores consideram que o processo de liberação de gás pode resultar na alteração das propriedades mecânicas dos sedimentos, como uma diminuição da tensão efetiva e da resistência ao cisalhamento, que caso ocorra em uma área de extensão suficientemente grande, pode aumentar o risco de instabilidade do talude, ocasionando assim, deslizamentos submarinos.

De acordo com Nixon & Grozic (2006) e Tinivella *et al.* (2011), para que a decomposição de hidratos de gás seja a causa generalizada da ruptura do talude, três critérios devem ser atendidos: (1) Os HGs não devem apenas estar presentes, mas também disseminados; (2) Os deslizamentos devem se originar em áreas que estão dentro dos limites de fase do HGs; e (3) o solo sob a GHSZ deve possuir baixa permeabilidade, de modo a permitir o aumento excessivo de

pressão nos poros e a liberação dessa pressão ao longo do BSR. Caso a terceira condição seja atendida, o aumento de poropressão resultante da dissociação dos HGs, não será capaz de se dissipar devidamente, proporcionando assim, a redução da tensão vertical efetiva no talude, que poderia minar a resistência ao cisalhamento nos sedimentos. Por outro lado, se o material acima apresentar um tamanho de grão maior ou se for cortado por falhas, será suficientemente permeável para permitir a dissipação dessas pressões excessivas, e neste caso, o excesso de pressão por si só pode não ser suficiente para iniciar o movimento do talude (Nixon, 2005).

Por interceptar o fundo marinho e por marcar o contraste de forças proporcionado pela variação de concentração de HGs, diversos autores (Grozić, 2003; Nixon, 2005; Tinivella *et al.*, 2011; Freire, 2012; Yelisetti *et al.*, 2014; Bjørnøy, 2015) consideram o BSR como superfície potencial de ruptura do talude (**Fig. 15**). Tal concepção se deve ao fato de que uma dissociação de hidratos de gás na base da zona de estabilidade de hidratos, além de liberação de gás, poderia causar perda de cimentação, criando camadas sedimentares fracas, de forma a desenvolver um plano de deslizamento, onde cunhas maciças de sedimento poderiam deslizar talude abaixo. A maior evidência deste processo como gatilho de ruptura do talude se dá pela perfeita coincidência ou proximidade do BSR com as cicatrizes de deslizamentos, que foi observada em diversas margens continentais ao longo do globo (Bjørnøy, 2015; **vide o tópico 5.7**).

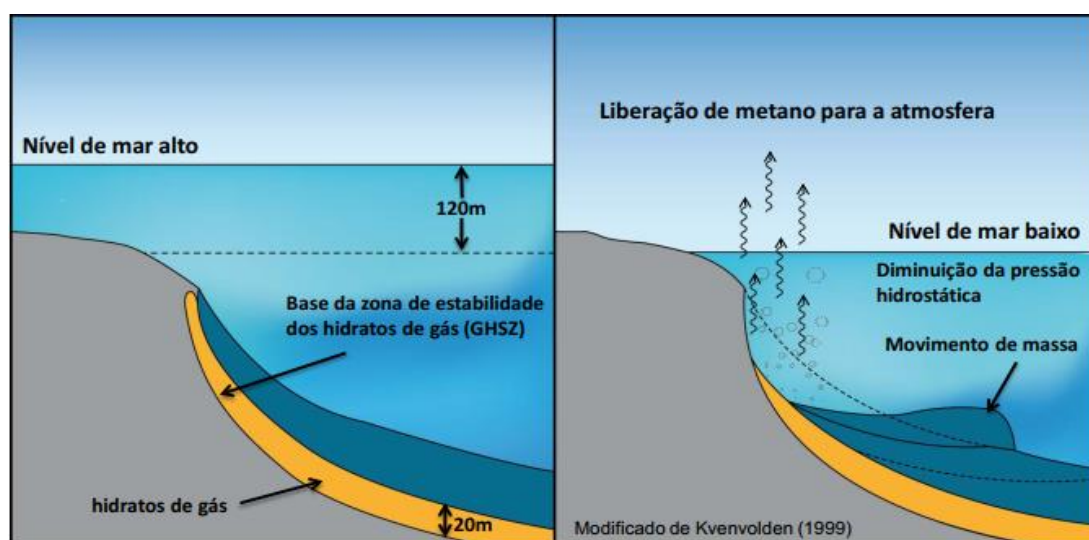


Figura 15 - Esquemática da influência da redução do nível do mar na dissociação dos hidratos de gás [Freire, 2012].

Sultan *et al.* (2004) defendem a ocorrência de uma ruptura do tipo retrogressivo na parte inferior do talude que se propaga talude acima, como resultado do enfraquecimento da camada causado pelo excesso de poropressão do metano dissociado da GHSZ durante períodos de aumento de temperatura e aumento de pressão nos oceanos (**Fig. 16a**). Já Elger *et al.* (2018), ao observarem a imagem sísmica de uma chaminé que se estende da base do GHSZ até a base de um MTD da região offshore no norte de Svalbard (Noruega), sugerem que, ao se propagarem, as chaminés podem tanto gerar *mounds* em superfície, quanto atingir leitos de maior permeabilidade (granulação grossa) em subsuperfície. Quando o segundo caso ocorre, a sobrepressão se transfere lateralmente pela camada permeável até a subsuperfície rasa, podendo desencadear a ruptura retrogressiva do talude (**Fig. 16b**).

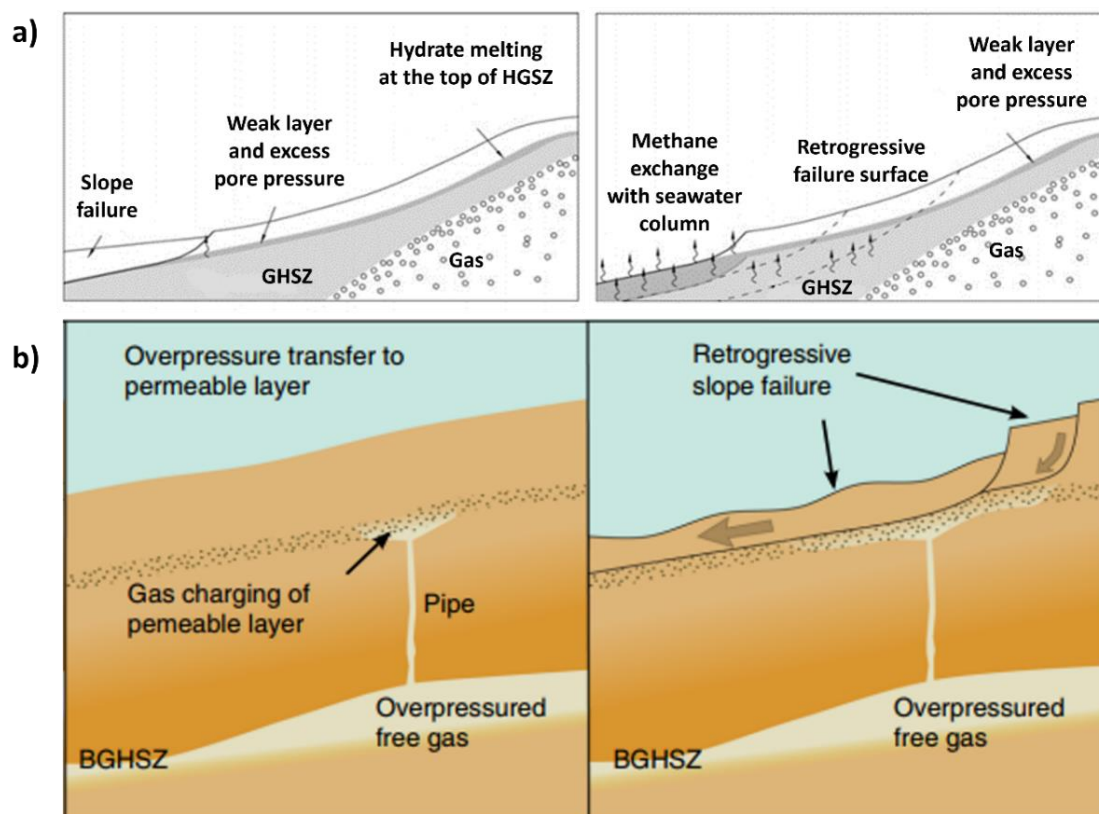


Figura 16 - Comparação entre os modelos evolutivos de ruptura retrogressiva gerada por dissociação da HGSZ. No primeiro (a), o enfraquecimento da camada que leva a ruptura retrogressiva do talude é causado pelo excesso de poropressão do gás dissociado da GHSZ; enquanto no segundo (b) é causado pelo acúmulo de poropressão de gás livre ascendente (chaminé) da base da GHSZ em uma camada mais permeável dentro da GHSZ [Adaptado de Sultan *et al.* (2004) e Elger *et al.* (2018), respectivamente].

## 5.6 Histórico mundial de eventos de instabilidade desencadeados pela dissociação dos hidratos de gás

A conexão entre a instabilidade de sedimentos ricos em hidratos e os grandes deslizamentos submarinos foi proposta em taludes submarinos de diversas regiões ao redor do mundo (**Fig. 17**), em profundidades entre 500 e 600 m, como no Atlântico dos Estados Unidos (Booth *et al.*, 1994), no Mar de Beaufort no Alasca (Kayen & Lee, 1991; Paull *et al.*, 2021), Cape Fear na costa da Carolina do norte (Hornbach *et al.*, 2007), Cascadia ao norte da Ilha de Vancouver, Canadá (Yelissetti *et al.*, 2014), Shenshu no norte do Mar da China (Xuemin *et al.*, 2018), Norte de Svalbard, no oceano glacial ártico norueguês (Geissler *et al.*, 2016), e no bem documentado Storegga Slide no Mar da Noruega, um dos maiores deslizamentos já descobertos (Grozic, 2003; Bjørnøy, 2015; Elger *et al.*, 2018).

A maior evidência deste mecanismo como gatilho de ruptura do talude se dá pela perfeita coincidência ou proximidade de cicatrizes de deslizamentos com a interceptação do limite de fase do hidrato de gás (BSR) no fundo do mar. Tal ligação levou os pesquisadores a sugerirem que a dissociação de hidrato de gás desempenhou um papel significativo no desencadeamento ou na contribuição para a ruptura do talude (Grozic, 2003; Nixon, 2005; Tinivella *et al.*, 2011).

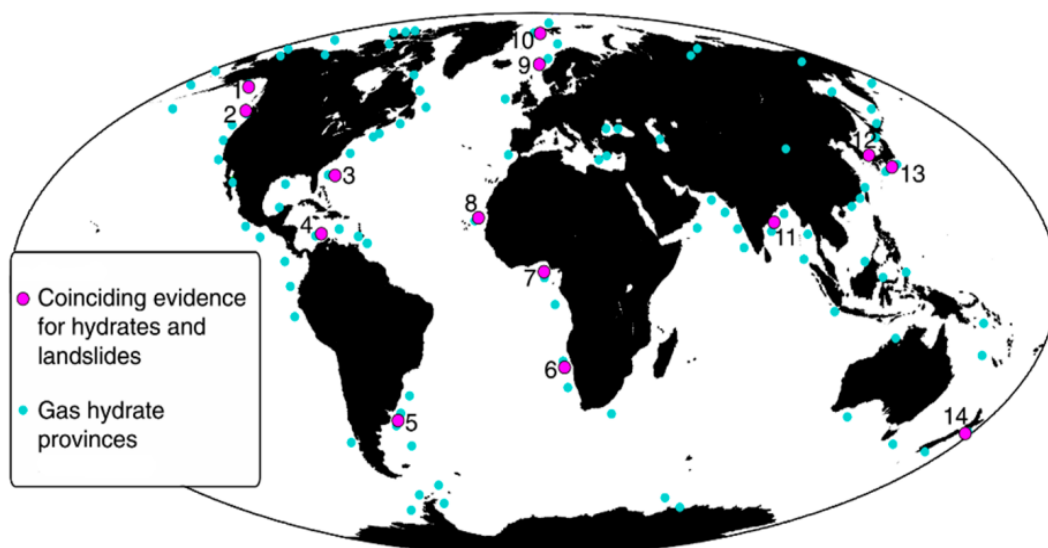


Figura 17 - Compilação global de grandes deslizamentos submarinos em áreas com hidratos de gás. Os pontos em azul representam a localização das províncias de hidratos de gás e os pontos em rosa representam evidências da coincidência depósitos de hidratos e deslizamentos de terra, sendo o ponto 5, referente à área deste estudo [Adaptado de Elger *et al.*, 2018].



O Storegga Slide, citado neste tópico, foi o último de uma série de mega deslizamentos submarinos ocorridos há aproximadamente 8.200 anos, que removeu entre 2.500 e 3.500 km<sup>3</sup> de sedimentos, deixando uma cicatriz de mais de 300 km de comprimento e desencadeando um mega tsunami que atingiu a costa oeste da Noruega (ondas de 10 a 12 m), Escócia (4-6 m), Shetland (20 a 30 m) e Ilhas Faroé (> 10 m) (Bondevik *et al.*, 2005; Bryn *et al.*, 2005; Kvalstad *et al.*, 2005). O gatilho de instabilidade que gerou este evento tem sido amplamente discutido e ligado a presença de um terremoto, a uma dissociação generalizada de hidratos de gás na região, ou uma combinação de ambos os eventos (Bryn *et al.*, 2005; Bjørnøy, 2015).

### **5.7 Caracterização dos depósitos de hidratos de gás e sua influência na morfologia da área de estudo**

A ocorrência de HG no CRG foi indicada pela presença de um BSR contínuo se estendendo por mais de 300 km ao longo de todo o CRG, desde seu domínio extensional proximal, ao seu domínio compressional distal (Barros, 2009; Oliveira, 2010), e confirmada pela primeira recuperação de amostras de hidratos de gás de águas brasileiras, que revelaram hidratos de diversos hábitos (nódulos, lâminas, grãos disseminados na lama, tubos e camadas contínuas de até 25 cm de espessura; Miller *et al.*, 2015; **Fig.18**). A análise de tais amostras detectou uma composição predominantemente de metano (>99% do volume), com traços de etano e uma origem microbiana. Em decorrência da sedimentação, os hidratos da região ocorrem associados a nódulos carbonáticos, cuja presença é possivelmente associada ao aumento da alcalinidade no sedimento, resultante da oxidação anaeróbica do metano (Miller *et al.*, 2015).



Figura 18 - Fotografias dos diferentes hábitos das amostras de hidratos de gás recuperadas dentro de pockmarks no Cone do Rio Grande. a) Lâminas de 2 a 3 mm; b) grãos disseminados na lama; c) nódulos de 2 a 3cm de diâmetro; d) tubos de 1 a 2cm de diâmetro; e) camadas de até 25 cm; f) chama laranja avermelhada evidenciando a inflamabilidade do hidrato [Miller *et al.* 2015].

Estudos sugerem uma infiltração ativa de metano no talude superior (em lâmina d'água de 525 a 600 m) e intermediário (lâmina d'água entre 1000 e 1500 m) do CRG, constatada pela presença de *pockmarks* (Rosa *et al.*, 2006; Miller *et al.*, 2015; Ketzer *et al.*, 2020; **Fig. 19.a**), *chaminés* (Rodrigues *et al.*, 2017; Tharimela *et al.*, 2019; **Fig. 19.f**), *blankings* (Rosa *et al.*, 2006; Barros, 2009; Miller *et al.*, 2015; Rodrigues *et al.*, 2017; **Fig. 19.b**), bolsões de gás livre (Tharimela *et al.*, 2019; **Fig. 19.f**), *Flares* (Ketzer *et al.*, 2020; **Fig. 19.c;d**), além de possíveis marcas de fluxos de gás nos testemunhos recuperados na região (Miller *et al.*, 2015; **Fig. 19.e**). No talude superior, a distribuição espacial de tais feições parece condicionada tanto ao limite superior da cunha do GHSZ quanto aos sistemas de falhas presentes, uma vez que se distribuem de forma linear ao longo de ambas (Miller *et al.*, 2015; Ketzer *et al.*, 2020). Os *pockmarks* ali mapeados se apresentam subparalelas à batimetria regional (de direção NE-

SW), mais alongadas, em maiores concentrações (8 *pockmarks* / km<sup>2</sup>) e menores dimensões (200 a 600 m) do que os *pockmarks* mapeadas no talude intermediário, com concentrações menores, dimensões entre 300 e 1200 m, e condicionadas apenas pelas falhas, que por sua vez, aparecem oblíquas à batimetria regional (Miller *et al.*, 2015; Rosa *et al.*, 2006; **Fig 19.a**).

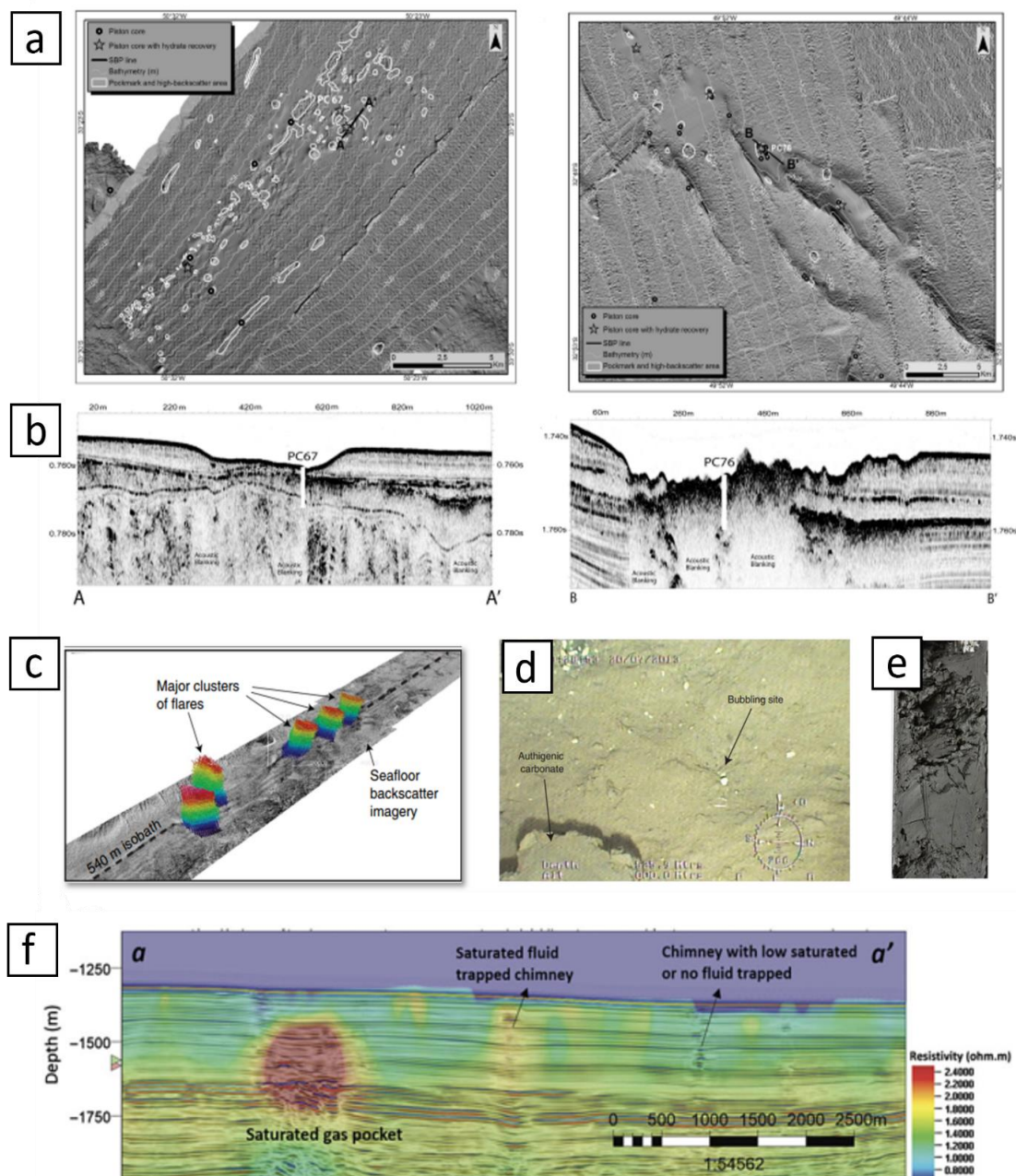


Figura 19 - Feições indicativas de infiltração de gás no Cone do Rio Grande. a) Imagens de sonar de varredura lateral mostrando a diferença entre os Campos de Pockmarks mapeados no talude superior (à esquerda) e intermediário (imagem à direita); b) suas respectivas seções sísmicas abaixo mostrando a localização dos testemunhos (barra branca) e dos blankings, que indicam a ascensão do gás livre, através do BSR, em direção ao fundo do mar; c) imagens de ecobatímetros multifeixe mostrando um aglomerados de flares alinhadas ao longo da isóбата de 540 m, com um alcance de até 50 m de altura na coluna d'água; d) Detalhe para um dos pontos

de exsudação associado à um bloco de carbonato autigênico, registrado por um ROV dentro de uma pockmark; e) Marcas de fluxos de gás no testemunho coletado no CRG; f) Perfil sísmico com sobreposição dos dados eletromagnéticos mostrando um possível bolsão de gás livre, e chaminés de gás de alta e baixa saturação dentro da GHSZ [Adaptado de Miller *et al.*, 2015; Tharimella *et al.*, 2019; e Ketzer *et al.*, 2020].

Ao chegar em profundidades d'água em torno de 500 m, a espessura média da GHSZ (aproximadamente 450 m) no CRG afina abruptamente para zero, caracterizando um limite de cunha da GHSZ e um afloramento local do BSR em profundidades de água de 515–520 m (Ketzer *et al.*, 2020; **Fig. 20a**). A interseção da BSR com o fundo do mar é uma característica raramente constatada em outros lugares, visto que foi observada em apenas algumas outras regiões do mundo (por exemplo, margem da Mauritânia, Davies *et al.* 2015 *apud* Ketzer *et al.*, 2022).

A variação da espessura da GHSZ e migração do BSR (atualmente aflorante) no CRG ao longo do tempo foi estimada por Barros (2009), ao encontrar possíveis evidências de um paleo-BSR paralelamente abaixo do atual BSR, indicando um nível de mar abaixo do atual, e por Ketzer *et al.* (2020), ao encontrar *flares* ativos a jusante do atual BSR (isóbatas de 515–520 m). Segundo o autor, os *flares* indicam que está ocorrendo uma migração da borda do GHSZ talude abaixo, decorrente do aquecimento progressivo das correntes de fundo (0,01 a 0,02 ° C /ano) próximas a área de estudo (**Vide o tópico 4.3**), rastreado desde a década de 1970 e possivelmente associado às mudanças climáticas. Isso mostra que alterações de “curto prazo” também podem afetar a borda da GHSZ. A partir de medições atuais da temperatura da água de fundo do CRG, o autor pode inferir a nova posição do BSR entre as isóbatas de 550 e 585m (**Fig. 20b**).

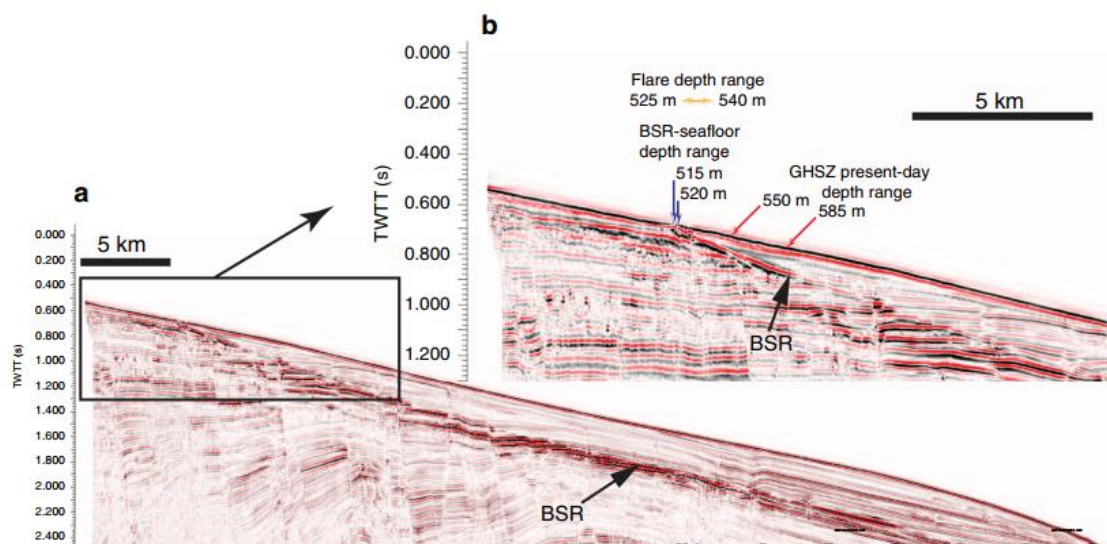


Figura 20 - Perfis sísmicos do flanco sul do talude superior do Cone do Rio Grande, mostrando (a) o BSR interceptando o fundo marinho e ; b) detalhe de para o afloramento do BSR em profundidades de água de 515–520 m, com setas laranja indicando o intervalo de profundidade da maioria dos flares da área (525–540 m), e setas vermelhas indicando o intervalo de profundidade da atual zona de estabilidade do hidrato de gás (550–585 m) calculada a partir das temperaturas da água do fundo [Ketzer et al., 2020].

Estudos realizados por Braga *et al.* (2019) utilizando o *software* de simulação de sistemas geológicos portadores de hidratos e desprezando o gás livre abaixo da GHSZ, demonstraram que mudanças sazonais nas temperaturas do fundo do oceano ao longo de 100 anos simulados (considerando uma oscilação de  $\pm 1,5$  ° C /ano) causariam variações periódicas da GHSZ e das saturações de HGs do CRG. De forma conjunta, ocorreria uma liberação de quantidades significativas de CH<sub>4</sub> gasoso no oceano apenas nos primeiros 10 anos, enquanto o CH<sub>4</sub> líquido seria liberado de maneira uniforme ao longo de todo o tempo considerado.

## 5.8 Estado da arte da modelagem da dissociação dos hidratos de gás

A influência da sobrepressão crítica da dissociação dos hidratos de gás na estabilidade dos taludes submarinos é frequentemente avaliada por meio de modelos numéricos e modelos físicos. Os modelos numéricos têm em comum a determinação da condição de estabilidade dos taludes por meio do cálculo do Fator de Segurança (FS) do talude (Nixon, 2005; Nixon & Grozic, 2006; Menezes, 2011; Li & He, 2011; Zhang *et al.*, 2018; Elger *et al.*, 2018).

Matematicamente, esse fator é definido como a expressão do balanço entre as forças resistivas (que tendem a manter o sedimento imóvel) e as forças cisalhantes (que forçam os sedimentos a se movimentarem talude abaixo) ou simplesmente como a razão entre a resistência cisalhante média e a tensão cisalhante ao longo da superfície crítica de ruptura (Shanmugan, 2016; 2021). Valores de FS maiores que 1 indicam estabilidade, valores de FS menores do que 1 indicam instabilidade e valores de F igual a 1 indicam condições limites de estabilidade (Silva, 2005).

Escolhido para este trabalho, os modelos físicos encontrados na literatura têm em comum a elaboração de um recipiente de diferentes dimensões preenchido com sedimentos, saturados ou não com água, submetidos a uma injeção de fluidos de baixo para cima, e se diferenciam quanto a metodologia, aparato experimental (**Tab.1**), e alguns resultados e interpretações apresentados, que por sua vez, foram comparados aos deste estudo (Capítulo 8).

Tabela 1 - Referência de Modelos físicos

Autor	Características do modelo				
	Recipiente (Dimensões em cm)	Sedimentos	Fluido injetado	Monitoramento e registro	Variáveis de controle
Woosley <i>et al.</i> 1975	Duas caixas de acrílico (30 x 30 x 17 e 90 x 90 x 17)	Camadas de areia média, areia grossa, cascalho, silte micáceo de cor escura, misturas de pó de areia e mármore e pó de caulinita.	Ar	Câmera fotográfica	Granulometria do leito simulado
Zhang <i>et al.</i> 2015	Caixa de acrílico numa centrífuga geotécnica (60 x 20 x 50)	Areia média sobreposta por argila caulinitica	Água	Sensores de poropressão e Câmera fotográfica	Espessura da camada de areia e de argila, Inclinação, tensão vertical efetiva inicial
Zhang <i>et al.</i> 2016	Caixa de acrílico numa centrífuga geotécnica (60 x 35 x 40)	Areia saturada de hidrato de tetrahidrofurano congelado equipada com pontos de aquecimento e sobreposta por argila	Tetrahidrofurano no estado líquido e gasoso	Sensores de poropressão e Câmera fotográfica	Aceleração centrífuga, saturação do hidrato simulado, inclinação do talude; posição

		amostrada da área de estudo			dos pontos de aquecimento
Nian <i>et al.</i> 2019	Caixa de acrílico (28 x 18 x 20)	Areia sobreposta por argila preparada de acordo com a média das propriedades das argilas submarinas	Ar	Sensores de poropressão e Câmera fotográfica	Espessura de camada e resistência não drenada do leito simulado e a taxa de injeção do fluido
Liu <i>et al.</i> 2019	Caixa de acrílico (80 x 40 x 50)	Camada de areia sobreposta por uma camada consolidada de Silte amostrado da área de estudo	Ar	Sensores de poropressão e Câmera fotográfica	Inclinação do talude; espessura da camada do leito e altura da coluna d'água.

Com esses métodos os autores puderam observar diferentes feições estruturais e relacioná-las com as feições observadas nas seções sísmicas e imagens de sonar de varredura de algumas regiões do planeta; distintas formas de migração do gás, e por fim, puderam avaliar, em seus respectivos pontos de vista, o papel da passagem do gás e do acúmulo de poropressão na perda de resistência ao cisalhamento dos sedimentos. Os resultados e interpretações apresentados por esses autores foram comparados aos resultados obtidos neste estudo (**vide o capítulo 8**).

## 6 METODOLOGIA

Com sua confecção feita a partir da composição de metodologias experimentais de modelos físicos pré-existentis (**vide o tópico 5.8**), o experimento consistiu na observação e registro do comportamento de um modelo de talude submetido à uma taxa constante de injeção de gás, e à diferentes configurações de inclinação, espessura e consistência de camada como variáveis de controle (**Tab. 2**). O talude modelo consiste na sobreposição de duas camadas de diferentes permeabilidades, a saber, uma camada de areia grossa, responsável por simular uma maior permeabilidade das GHSZs arenosas e dissipar o impacto direto do fluxo de ar, sobreposta por uma camada de silte fino, simulando a baixa permeabilidade do leito marinho (SRZ; **Fig. 23**).

Tabela 2 - Configuração experimental dos ensaios e parâmetros utilizados.

Ensaio	Inclinação do talude modelo (°)	Espessura da camada siltosa (cm)	Consistência da camada siltosa
1	0,2	1,3	Plástica
2	0,2	1,3	Semissólida
3	0,2	3,0	Plástica
4	0,2	3,0	Semissólida
5	2,5	1,3	Plástica
6	2,5	1,3	Semissólida
7	2,5	3,0	Plástica
8	2,5	3,0	Semissólida

As grandezas das variáveis foram definidas a partir de dados previamente levantados. A taxa de injeção utilizada de  $0,07 \text{ cm}^3/\text{s}$ , próxima a taxa máxima real de exsudação de metano registrada por Ketzer *et al.* (2020) na área de estudo ( $200 \text{ cm}^3/\text{h} = 0,055 \text{ cm}^3/\text{s}$ ). As espessuras da camada de silte foram colocadas em escala de 1:100 com as espessuras da SRZ observadas na área de estudo (Ketzer *et al.*, 2020). Já a inclinação de  $2,5^\circ$  e consistências utilizadas são comuns na região do talude do CRG (Martins *et al.* 1985; Martins & Martins, 1985).

Uma vez que é muito difícil simular o fluxo bifásico de fluidos de sobrepressão nos poros de um solo (água e gás) usando os métodos experimentais atuais, e que o principal produto da dissociação do hidrato é o gás metano, é razoável representar uma situação de dissociação de HG com um fluxo monofásico de gás (Nian *et al.*, 2019). Devido à certa similaridade entre as densidades do gás metano e do ar atmosférico ( $0,65 \text{ kg}/\text{m}^3$  e  $1,17 \text{ kg}/\text{m}^3$ , respectivamente; Nian *et al.*, 2019), neste estudo a exsudação de metano ( $\text{CH}_4$ ) foi representada pela injeção de ar (78%  $\text{N}_2$ , 20%  $\text{O}_2$ ,  $\sim 0,93\%$  Ar,  $\sim 0,035\%$   $\text{CO}_2$ ; NOAA, 2023). A profundidade ou peso da coluna água determinam a pressão hidrostática atuante em todas as direções, mas não tem efeito sobre o estresse efetivo, que por sua vez, poderia aumentar a probabilidade de instabilidade do talude, portanto a profundidade da água foi mantida constante neste estudo.



## 6.1 Aparato Experimental

O conjunto experimental (**Fig.21**) é composto por (I) uma caixa de acrílico modelo, preenchida por duas camadas de sedimentos que compõem o talude modelo, (II) um sistema de aplicação de gás e (III) um sistema de registro de imagens, detalhados no diagrama esquemático a seguir.

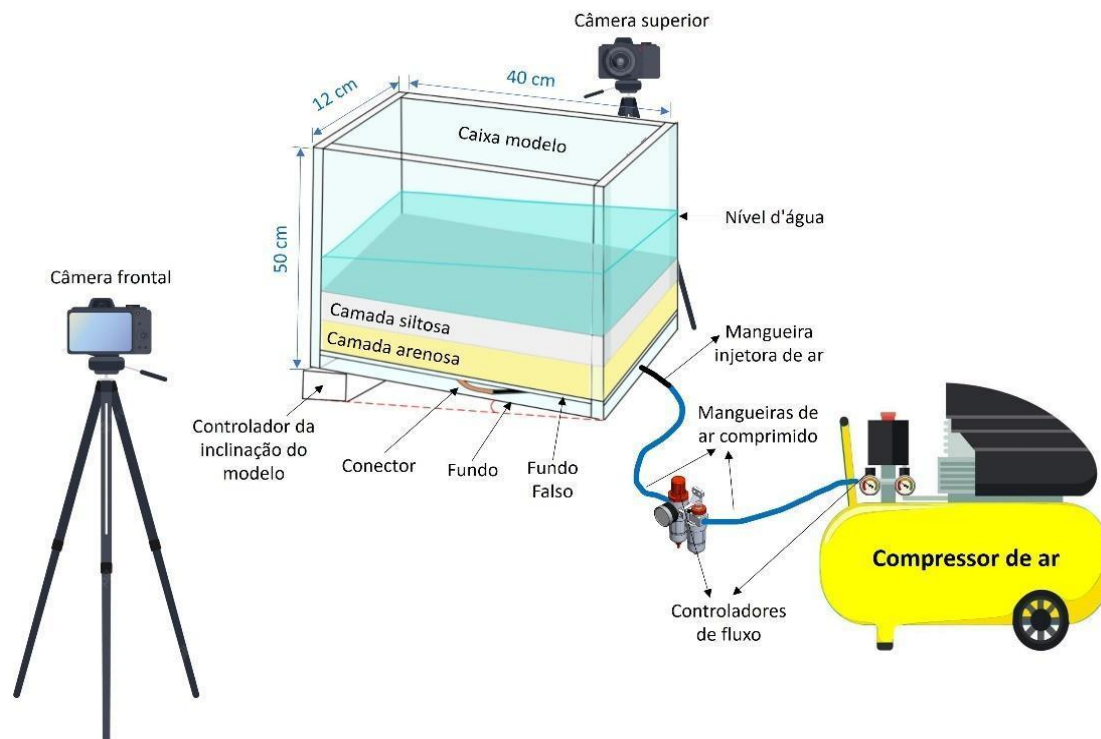


Figura 21 - Conjunto experimental.

### 6.1.2 Caixa modelo

A caixa modelo, que corresponde ao espaço físico onde o objeto de estudo se desenvolve, designa uma caixa de acrílico com um compartimento útil de dimensões 40x12x50 cm (**Fig. 22**). Tal compartimento conta com um fundo falso equipado com um difusor de fluxo e um conector em seu centro. O difusor consiste numa tira de manta geotêxtil cobrindo o buraco do centro do fundo falso, que realiza a dispersão do fluxo de ar ao adentrar a caixa modelo. O conector limita-se a um cano de cobre com forma de “L” acoplado a uma mangueira de 4 mm de diâmetro, chamada de “mangueira injetora de ar”, que realiza a conexão entre a caixa modelo numa extremidade e o sistema de aplicação de gás na outra extremidade.

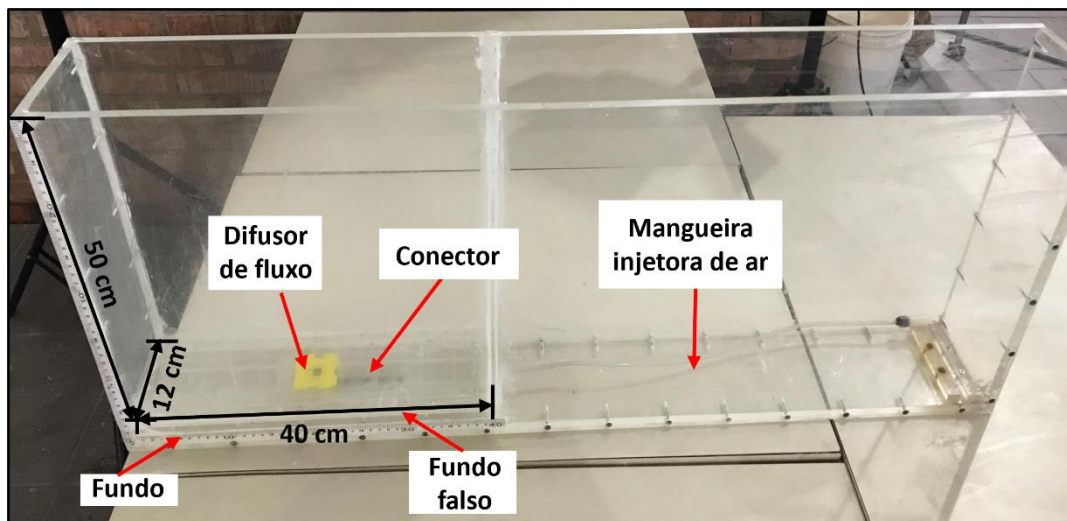


Figura 22 - Caixa de acrílico modelo usada no experimento.

### 6.1.3 Sedimentos

A caracterização dos sedimentos utilizados (**Tab. 3**) consistiu na determinação de suas propriedades físicas a partir de uma série de testes de cunho sedimentar e geotécnico realizados, em parte, no LEGG (Laboratório de Ensaio Geotécnicos e Geoambientais), e em parte, no NECOD (Núcleo de Estudos de Correntes de Densidade), ambos nas dependências da UFRGS. As propriedades geotécnicas compreendem a granulometria e a morfoscopia dos grãos, o teor de umidade, a massa específica, o limite de liquidez, o limite de plasticidade, o índice de plasticidade, o peso específico, o índice de vazios e a porosidade do solo. A granulometria foi obtida a partir da média dos diâmetros médios das partículas (a 50%  $\mu\text{m}$ ) e da classificação de Wentworth (1922), utilizando o método de difração a laser (**Anexo A**). Já a morfoscopia foi estimada através de uma análise textural dos sedimentos (Shepard, 1967), com o auxílio de um microscópio estéreo (**anexo B**). A determinação do teor de umidade, da massa específica, do limite de liquidez, do limite de plasticidade e do índice de plasticidade foi realizada, respectivamente, de acordo com as 6457, 6508, 6459, 7180, enquanto o peso específico, índice de vazios, e porosidade (**Anexo C**), foram determinadas por meio de relação de fórmulas de mecânica dos solos descritas por Pinto, (2006).- Os valores obtidos estão situados dentro da faixa de

índices físicos para argilas marinhas para o caulim, e são fundamentais na execução e controle das etapas de preparação e consolidação do solo simulado.

Tabela 3 - Caracterização geotécnica dos sedimentos utilizados

Propriedade	Areia	Caulim
Granulometria	730,5 $\mu\text{m}$	8,53 $\mu\text{m}$
Textura e seleção	Sub-angulosa a angulosa, pobremente selecionada	-
Teor de umidade (%)	0,58	2,10
Massa específica ( $\text{kg/m}^3$ )	2,62	2,52
Peso específico ( $\text{KN/m}^3$ )	25,67	-
Peso específico aparente seco ( $\text{KN/m}^3$ )	15,91	-
Índice de vazios (e)	0,61	-
Porosidade (%)	38	-
Limite de liquidez (%)	-	43,16
Limite de plasticidade (%)	-	37,48
Índice de plasticidade	-	5,68

### 6.1.2 Sistema de injeção de gás e registro de imagens

O sistema de aplicação de gás corresponde ao sistema que gerava e controlava a vazão de fluxo de ar que adentrava a caixa modelo. Este era composto por um compressor de ar (modelo Motopress 24L, com 2 HP de potência, pressão de 116 psi / 8 bar, e 8,2 pcm de vazão) responsável pelo bombeamento e armazenamento do ar; uma mangueira pneumática (mangueira de PVC flexível e trama de poliéster com 3/8" de diâmetro), que conecta a saída de ar do compressor à "mangueira injetora de ar" (mangueira de silicone, com 4 mm de diâmetro) acoplada ao modelo; e por dois registros de saída de ar, para

controle da vazão bruta de ar durante a etapa de calibração do compressor. Já o sistema de registro de imagens compreende o conjunto de três câmeras, a saber os modelos NIKON D5000 (12,9 MP), NIKON D5600 (24 MP), e o iPad LM-X210 (12 MP), com alta qualidade de imagem.

## 6.2 Procedimento experimental

Respeitando a configuração para cada ensaio (**Tab. 2**), a preparação do modelo se deu através de três etapas principais, a saber, a pré-simulação, a simulação e a pós-simulação, descritas a seguir.

### 6.2.1 Pré-simulação

Esta etapa consistiu na preparação do ambiente marinho simulado, composto pelas etapas de (a) preparação e (b) consolidação do leito simulado, (c) preparo da água marinha simulada, (d) configuração do modelo e (e) ajuste de vazão do gás do compressor.

#### a) Preparação do leito simulado

Esta etapa compreende a colocação de uma camada permeável de 2 cm de areia grossa no interior da caixa modelo, seguida pela preparação, homogeneização e despejo de uma mistura de consistência<sup>1</sup> líquida, composta por água e caulim, que dará origem à camada impermeável do leito simulado após a etapa de consolidação. A mistura foi preparada com o auxílio de uma balança de precisão e um becker de 1L graduado, a partir da pesagem e medição de volume de seus componentes, cujas proporções (massa e volume) foram calculadas com base na espessura e consistência finais almejadas para a camada após a etapa de consolidação (**Anexo D**). A homogeneização foi feita com o auxílio de um recipiente plástico e um misturador elétrico em baixa velocidade, durante duas horas para garantir a completa ausência de bolhas e a

---

<sup>1</sup> Consistência do solo é o comportamento de um material sólido quanto a moldabilidade que apresenta (líquido, plástico, semissólido ou sólido) determinada pelo teor de umidade presente (UFPR, 2019).

eliminação de torrões de sedimentos. Por fim, a mistura foi despejada cuidadosamente sobre a camada de areia no fundo da caixa de acrílico.

#### b) Consolidação do leito simulado

A fim de obter um aumento de resistência estrutural no solo marinho modelo, a mistura foi consolidada dentro da caixa de acrílico. Este processo consiste na diminuição do volume do solo (compactação estática) a partir da aplicação de uma sobrecarga sobre este e da consequente expulsão da água (drenagem) existente nos poros. Segundo Furlan (2000) a atração entre partículas provocada pela drenagem, além de um aumento de resistência, proporciona uma diminuição de poropressão no solo. Para compactar a camada siltosa utilizou-se uma prensa manual de acrílico encapada com uma manta geotêxtil, pesos de ferro igualmente distribuídos sobre a prensa para não causar recalque no solo, e um dessecador à vácuo usado como bomba de baixa sucção para drenagem da água expulsa. A mangueira injetora de ar instalada no centro da base do modelo, usada como mangueira de drenagem nesta etapa, é conectada à bomba de vácuo por meio de um Erlenmeyer, que serve como um reservatório provisório da água expulsa (**Fig.23**).

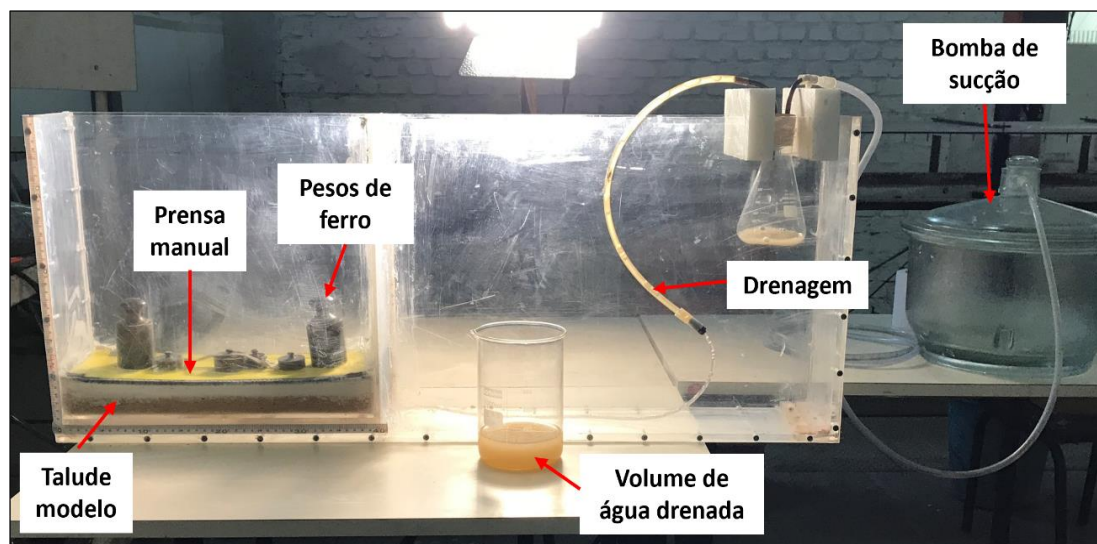


Figura 23 - Etapa de consolidação do leito simulado.

Para monitoramento e controle do volume drenado pré-estabelecido (**Anexo D**), a água drenada é então transferida para um becker graduado até que o caulim atinja a consistência almejada (**Tabela 1**), verificada visualmente e

texturalmente, permitindo assim a finalização desta etapa (desconexão da mangueira de injeção de ar/drenagem com a bomba de vácuo e retirada da prensa). A drenagem feita pela base do modelo (areia grossa), ao invés do topo (silte fino), permite o escoamento uniforme por gravidade através da camada simulada, de modo a garantir que não haja uma variação significativa da saturação ao longo das camadas.

#### c) Preparo da água marinha simulada

Visando obter a densidade média da água do mar, com o auxílio de uma balança de precisão e um becker graduado de 2L, a água marinha simulada foi preparada por meio da diluição 35% de NaCl em água doce. Três gotas de corante azul são adicionadas e homogeneizadas na solução para aumentar o contraste entre o solo e a coluna d'água simulados.

#### d) Configuração do modelo

Com o auxílio de um nível digital, o modelo foi inclinado em ângulos pré-estabelecidos (**Tab. 2**), e com a ajuda de uma esponja para não danificar a camada siltosa, é preenchido com a água marinha simulada até, aproximadamente, a altura de 5 cm no centro do modelo (**Fig. 21**). A profundidade ou peso da coluna água determina a pressão hidrostática atuante em todas as direções, mas não tem efeito sobre o estresse efetivo, que por sua vez, poderia aumentar a probabilidade de instabilidade do talude, portanto a profundidade da água foi mantida constante neste estudo. Ainda nesta etapa, os holofotes e as câmeras são instalados, e para garantir a qualidade dos registros, as câmeras foram posicionadas na frente e acima da caixa modelo e configuradas em seis quadros por minuto.

#### e) Calibração do compressor

Esta etapa consistiu no ajuste do volume de ar injetável a uma vazão pré-estabelecida (0,07 cm<sup>3</sup>/s). Devido a pouca sensibilidade dos registros de ar, este não pode ser utilizado para o controle fino da taxa de injeção de ar. Ao invés disso, ela teve de ser medida a partir da contagem do número de bolhas de ar saídas da mangueira do compressor por minuto, com o auxílio de um recipiente preenchido com água e um cronômetro. Com o raio das bolhas medido, através de uma relação matemática simples de mecânica dos fluidos (Brunetti, 2008,

p.72), foi possível calcular o volume, a vazão de ar, e a vazão de ar média. Este processo foi feito para cada regulagem no registro controlador de fluxo (**Anexo E**), até alcançar o valor de vazão pré-estabelecida.

### 6.2.2 Simulação

A simulação corresponde à injeção de ar no modelo e a aquisição de registros fotográficos. Para isso, os holofotes são ligados, e após alcançar a vazão pré-estabelecida, a mangueira do compressor é acoplada no centro do modelo, simultaneamente com o acionamento da câmera superior, dando início ao experimento. Ao longo do tempo de injeção, surgiam feições na camada impermeável, causadas pela passagem do gás, que conforme se revelavam em alguma das paredes frontais da caixa modelo, a câmera frontal era posicionada de frente para esta, a fim de registrá-las em perfil. O critério de finalização desta etapa definiu-se ao registro da abertura de um canal de exsudação do gás na superfície do leito simulado. Cumprido este critério, o experimento era finalizado com a interrupção da injeção de ar no modelo através do fechamento do registro de saída de ar.

### 6.2.3 Pós - Simulação

A pós-simulação corresponde a limpeza da caixa modelo, ao arquivamento e tratamento dos registros fotográficos em planta e perfil, para posterior análise. Nesta etapa, foi utilizado o recurso do aumento do contraste das imagens para melhor visualização das feições e do *software* ImageJ para calibração das medidas geométricas das imagens a partir das escalas digitais.

## 7 RESULTADOS

A passagem do ar através dos sedimentos gerou feições no leito simulado cujo processo de evolução foi registrado em tempo real pelas câmeras. Devido a restrições na execução do cronograma, não foi possível executar a repetição dos ensaios, de modo que, apenas o ensaio 8 foi repetido (ensaios 8a e 8b). Além disso, também não foi possível cumprir o critério de finalização (vide o tópico 6.2.2) em todos os ensaios realizados, sendo que apenas os ensaios 2,

3, 6, 7, e 8b puderam ser finalizados por este critério. Este capítulo reúne a descrição detalhada dos resultados de cada ensaio e na sequência apresenta uma relação dos principais resultados obtidos (**Tab. 4**).

### **7.1 Ensaio nº1 (Inclinação 0,2° - Espessura de 1,3 cm – Consistência Plástica)**

A primeira feição foi vista aos 53 minutos de experimento, e corresponde a uma sutil subida de relevo acompanhada de um grupo de fraturas<sup>2</sup> no centro do talude modelo exatamente acima da mangueira de injeção, de modo que o experimento só pode ser observado em planta. O conjunto das fraturas possuía um padrão geométrico radial, com um raio de aproximadamente 1 cm. Com o acúmulo de pressão, essas fraturas sofreram uma dilatação de 2 mm, que durou até a primeira expulsão de gás (ejeção de uma única bolha de ar), aos 55 minutos de experimento, a partir de quando se contraíram novamente. Aos 56 minutos a dilatação da mesma fratura radial foi reiniciada e aos 60 minutos um de seus braços se propagou perpendicularmente ao modelo durante dois minutos, atingindo 40mm de comprimento (**Fig. 24.b.t1**). O período de 62 a 99 minutos foi caracterizado por uma série de sucessivas dilatações e ramificações das fraturas radiais nos momentos de acúmulo de poropressão (**Fig. 24.b.t2**), e por contrações após as liberações de pressão na forma de uma ejeção de bolhas de ar. A partir do minuto 75 a infiltração de bolhas passou a ocorrer a uma taxa constante, vinculada a um montículo formado em superfície, indicando a abertura de um canal permanente no solo simulado (**Fig. 24.b.t3**). O experimento foi encerrado aos 104 minutos.

---

<sup>2</sup> As fraturas podem ser classificadas de acordo com o tipo de seu deslocamento e disposição espacial. Em relação ao deslocamento, podem ser de tração ou extensionais (o deslocamento perpendicular à fratura) e de cisalhamento (deslocamento paralelo às fraturas), já em relação a disposição espacial, podem ser paralelas entre si (com direção e mergulhos iguais), radiais (que se irradiam a partir de um ponto, podendo ser associadas às concêntricas), concêntricas (que exibem um padrão arqueado, típicas de área intrusivas) e escalonadas ou *en échelon* (que se superpõem ou recobrem umas às outras).



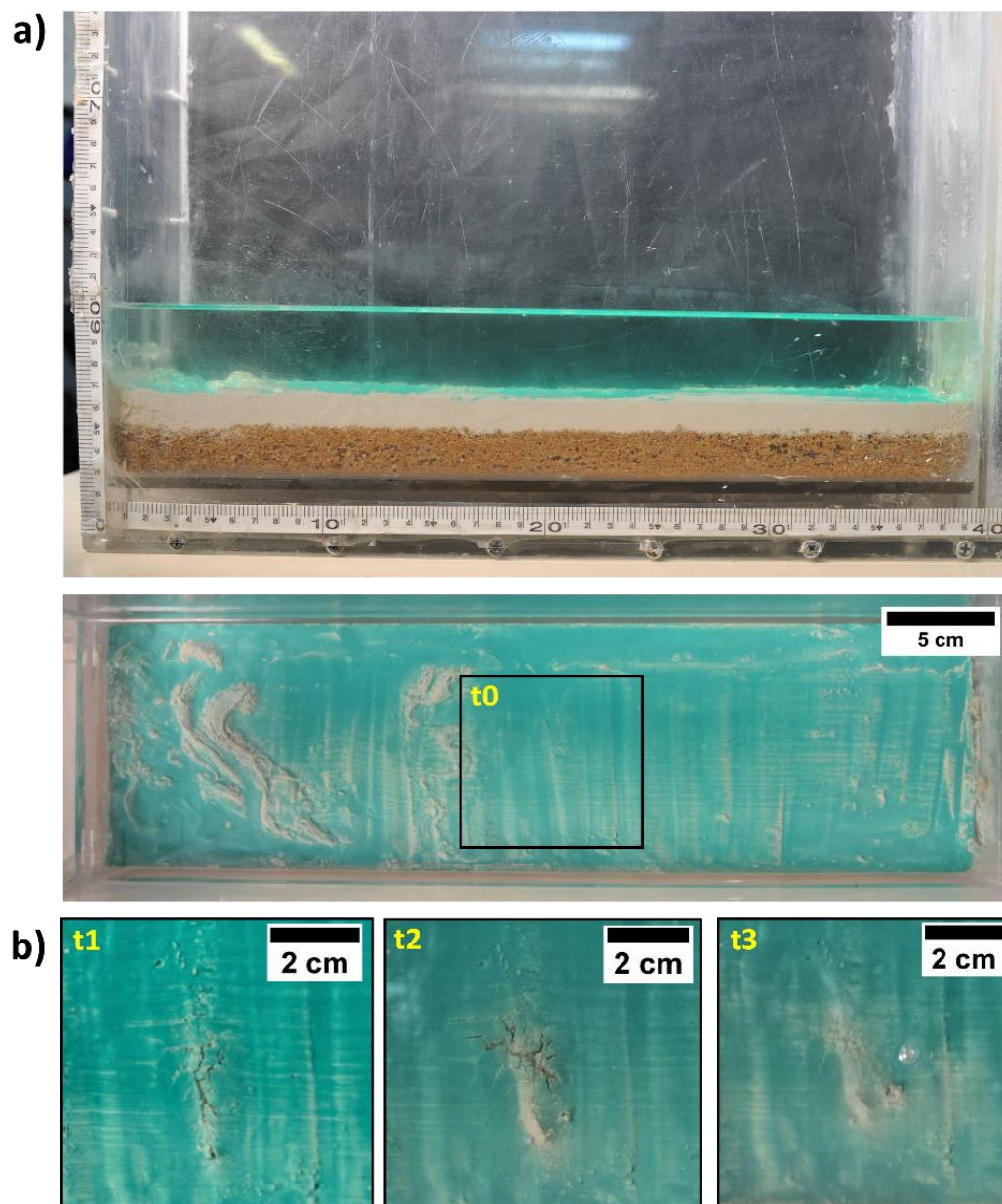


Figura 24 - Registro fotográfico dos principais momentos do ensaio nº 1. a) Vista em perfil (imagem superior) e em planta (imagem inferior) do estado inicial do talude simulado ( $t_0 = 0$  s), mostrando a localização das feições formadas posteriormente; b) Zoom da região indicada na figura a, caracterizada por uma propagação de um dos braços da fratura radial perpendicularmente ao modelo ( $t_1 = 60$  min); uma dilatação e ramificação da fratura radial ( $t_2 = 70$  min); e pela formação de um montículo associado a infiltração de gás a uma taxa constante ( $t_3 = 76$  min).

## 7.2 Ensaio nº2 (Inclinação $0,2^\circ$ - Espessura de 1,3 cm – Consistência Semissólida)

O primeiro evento observado foi a ejeção de uma única bolha do centro do modelo aos 13 minutos de experimento. A primeira feição foi observada aos

22 minutos, correspondendo a uma “rachadura bifurcada” no centro do modelo, que aos 24 minutos evoluiu para uma fratura radial. Aos 25 minutos esta começou a se ramificar, com propagação simétrica a partir do centro do modelo, aos 28 minutos seu centro sofreu uma dilatação de 3 a 4 mm, e aos 29 minutos começou a ejetar gás (bolha de gás isolada). Após essa liberação de pressão a fratura se contraiu instantaneamente, deixando um montículo na superfície do talude modelo por onde passou. O período entre 36 e 52 minutos foi marcado por dois ciclos de dilatações, exsudações e contrações da fratura radial (**Fig. 25.b.t1**). A partir de 54 minutos, um dos braços da fratura radial se ramificou a partir do centro do modelo e se propagou diagonalmente em direção a parede frontal do modelo, de forma progressiva, durante 12 minutos, criando um padrão dendrítico de microfraturas, acompanhado de uma sutil elevação do relevo. Ao atingir o comprimento máximo de 40mm, chegando próximo a parede frontal, o braço originou uma nova fratura radial. Por sua vez, essa nova feição sofreu uma elevação em seu relevo e uma dilatação com 10 segundos de duração (**Fig. 25.b.t2**), seguida por uma exsudação de gás e sedimentos. Do minuto 66 a 90 a fratura radial acima do ponto de injeção passou por uma reativação, voltando a se dilatar, exsudar e a se contrair. No entanto, a dilatação deste período foi muito maior do que as anteriores, chegando a 4 mm, e foi responsável por um colapso de sedimentos no centro da fratura radial, deixando uma cratera no local. Aos 97 minutos tal cratera sofreu um aumento associado a uma exsudação constante, indicando a abertura de um canal permanente da passagem do gás (**Fig. 25.b.t1**), responsável pela decisão de finalização do experimento aos 111 minutos. A ejeção das bolhas isoladas foi registrada nos minutos 13, 57, 72, 83, 84, 91, 94 e 95.

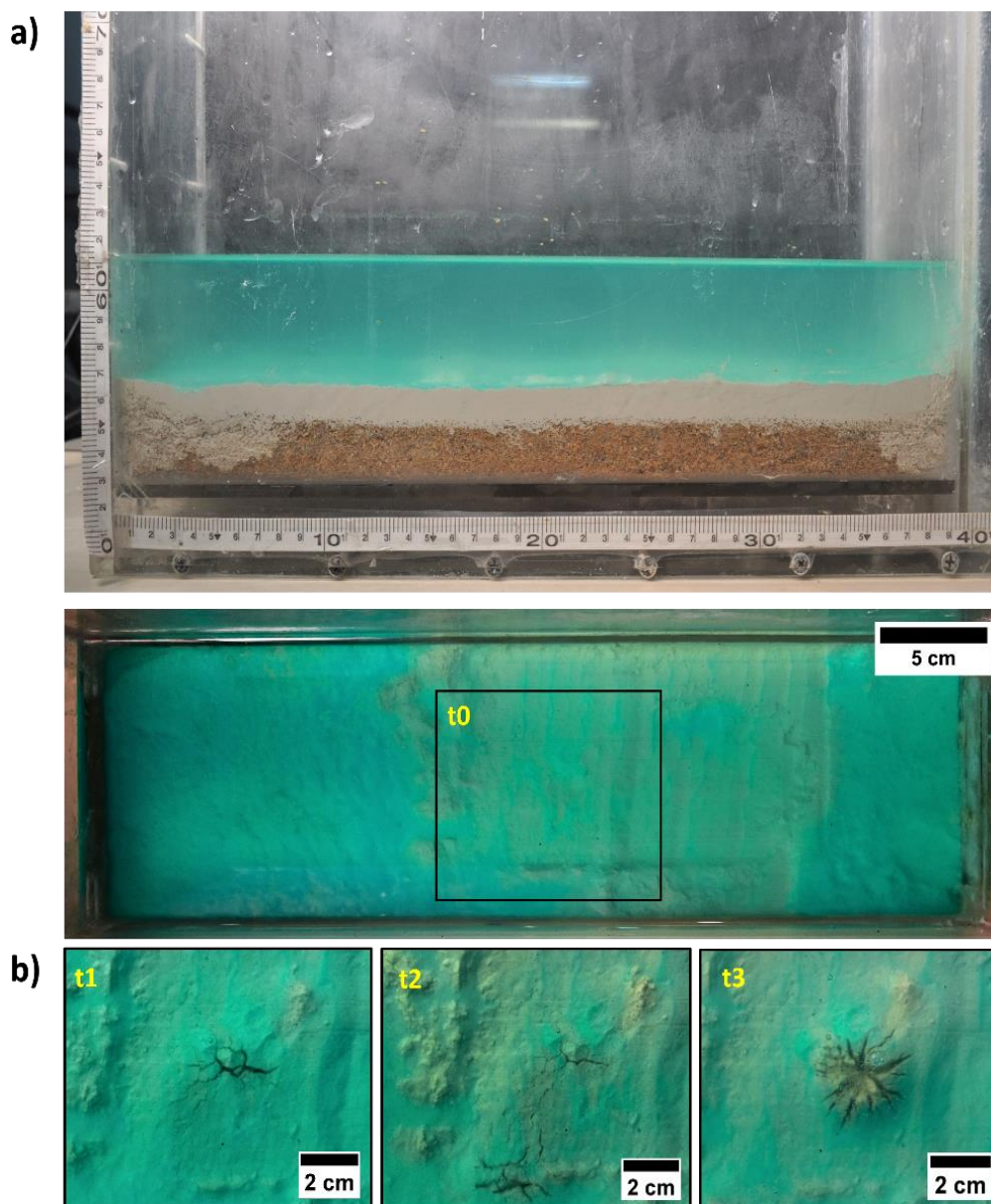


Figura 25 - Registro fotográfico dos principais momentos do ensaio nº 2. a) Vista em perfil (imagem superior) e em planta (imagem inferior) do estado inicial do talude simulado ( $t_0 = 0$  s), mostrando a localização das feições formadas posteriormente; b) Zoom da região indicada na figura a, marcada por uma dilatação da fratura radial no centro do modelo ( $t_1 = 52$  min); uma propagação de microfaturas em padrão dendrítico perpendicularmente ao modelo ( $t_2 = 65$  min); e um aumento da cratera associado a uma exsudação de gás constante ( $t_3 = 97$  min).

### 7.3 Ensaio nº 3 (Inclinação $0,2^\circ$ - Espessura de 3,0 cm – Consistência Plástica)

Devido à instabilidade da saída de ar do compressor, a primeira feição no talude modelo só apareceu aos 79 minutos de experimento na forma de uma leve deflexão da camada de caulim na porção relativamente mais profunda do

talude modelo, posicionada na interface da parede frontal, acompanhada por um conjunto de fraturas de tração vistas em perfil e vinculadas a uma fratura paralela bifurcada em superfície (vista em planta), por sua vez posicionada perpendicularmente ao modelo. A partir de 90 minutos a deflexão ficou maior, formando uma bolsa de ar entre as camadas de 87mm de extensão lateral, cujo topo atingiu cerca de 8mm de altura. Conforme se elevava, a fratura posicionada sobre o eixo de deflexão (fratura principal) se desenvolvia mais do que as outras (satélites), se dilatando, se bifurcando e se propagando na superfície. A maior das ramificações atingiu 50 mm de comprimento e 2mm de espessura. Ao atingir a espessura máxima de 5 mm aos 124 minutos (**Fig. 26.b.t1**), essa fratura se propagou camada abaixo, de modo que aos 125 minutos atingiu a base desta, servindo assim como um conduto de transferência do gás contido na bolsa de ar para a coluna d'água, na forma de uma explosão abrupta (**Fig. 26.b.t2**). Tal explosão resultou numa corrente de sedimentos finos no fundo do mar simulado, esteticamente semelhante a uma corrente de turbidez, que atingiu a baixa velocidade de  $\sim 0,0025$  m/s. Após a explosão, o gás remanescente, juntamente com sedimentos, aos poucos foi sendo liberado para a coluna d'água, resultando na diminuição da bolsa de ar e na consequente subsidência do sedimento no entorno da fratura de tração no eixo principal de deflexão (**Fig. 26.b.t3**). O experimento foi encerrado aos 203 minutos mediante a constatação de um canal permanente de exsudação no talude modelo, ejetando gás a uma taxa constante, que deixou montículos na superfície. A ejeção das bolhas isoladas foi registrada nos minutos 126, 127, 131, 133, 134, 137, 139, 187, 192, 194, 196, 197, 199, 201, 203.

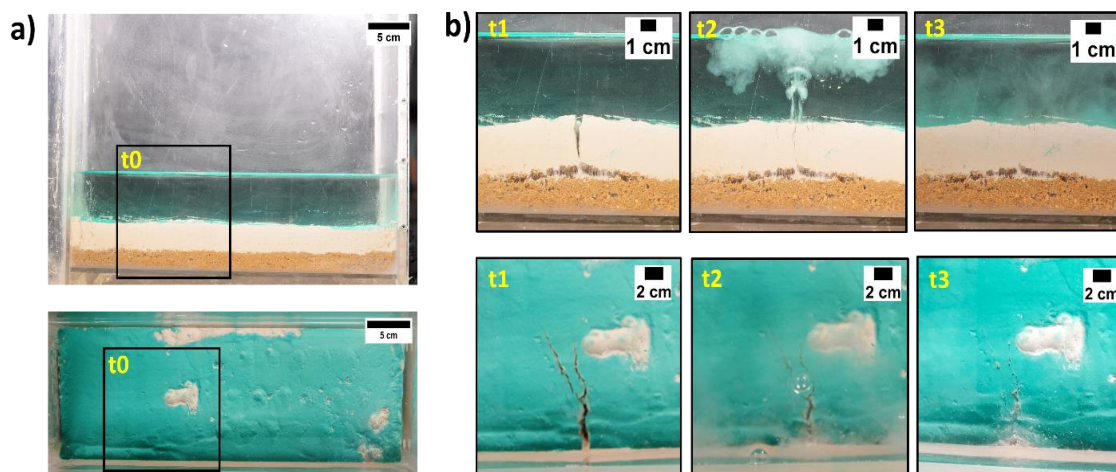


Figura 26 - Registro fotográfico dos principais momentos do ensaio nº 3. a) Vista em perfil (imagem superior) e em planta (imagem inferior) do estado inicial do talude simulado ( $t_0 = 0$  s), mostrando a localização das feições formadas posteriormente; b) Zoom das regiões indicadas na figura a, no tempos  $t_1 = 124$  min, marcado por uma elevação máxima da camada impermeável associada a dilatação máxima da fratura sobre o eixo da deflexão antes da explosão de gás;  $t_2 = 125$  min, que relata o momento exato da explosão do gás; e  $t_3 = 126$  min, caracterizado por uma subsidência de sedimento entre a parede frontal e a fratura no eixo, associada a uma liberação constante de gás e sedimentos remanescentes da bolsa de ar.

#### 7.4 Ensaio nº 4 (Inclinação $0,2^\circ$ - Espessura de 3,0 cm – Consistência Semissólida)

Devido a problemas técnicos com a vazão do compressor, a primeira feição só foi observada, mais de três horas após o início do experimento (205 minutos), na forma de uma fratura semicircular na porção mais rasa da superfície do modelo, relativamente distante de suas paredes, disposta paralelamente em relação ao comprimento deste, com 80 mm de raio e 5 mm de espessura (**Fig. 27.b.t1**). O minuto 210 foi marcado pela deflexão da camada impermeável, concomitantemente com a formação uma bolsa de ar na interface entre as distintas camadas de sedimento com cerca de 130mm de extensão lateral e 12 mm de altura, associada a fraturas de cisalhamento de 10mm comprimento e 2 mm de espessura em ambas as extremidades da bolsa, associada a uma fratura paralela em seu eixo de deflexão, conectada à parede frontal do modelo (**Fig. 27.b.t2**). A partir de então, tal fratura foi se propagando perpendicularmente em direção ao centro do modelo, até atingir 50 mm de comprimento e 7 mm de espessura, conectando sua outra extremidade ao eixo da fratura semicircular

aos 214 min (**Fig. 27.b.t3**). O experimento foi finalizado aos 215 minutos de duração.

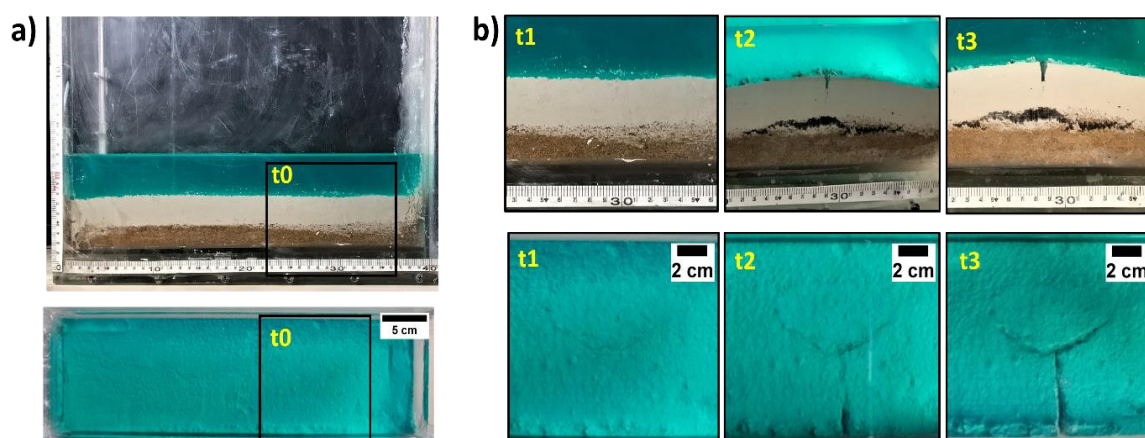


Figura 27 - Registro fotográfico dos principais momentos do ensaio n° 4. a) Vista em perfil (imagem superior) e em planta (imagem inferior) do estado inicial do talude simulado ( $t_0 = 0$  s), mostrando a localização das feições formadas posteriormente; b) Zoom das regiões indicadas na figura a e marcadas pela formação de uma fratura semicircular distante das paredes do modelo ( $t_1 = 205$  min); formação de uma bolsa de ar, associada a uma fratura paralela no eixo de deflexão ( $t_2 = 210$  min); conexão da fratura paralela com a fratura semicircular ( $t_3 = 214$  min).

## 7.5 Ensaio n° 5 (Inclinação 2,5° - Espessura de 1,3 cm – Consistência Plástica)

A primeira feição foi observada aos 3 minutos de experimento, na forma da formação simultânea de duas fraturas, uma fratura radial na parte mais rasa do modelo (a direita) e uma fratura irregular na parte mais profunda do modelo (a esquerda), ambas próximas a parede frontal, mas sem que fossem interceptadas pela mesma, impossibilitando assim que o experimento fosse observado em perfil (**Fig. 28.b.t1**). Aos 5 minutos foi observado uma sutil elevação do relevo em ambas as fraturas, e uma bifurcação apenas da fratura a direita, que aos 6 minutos sofre uma liberação de pressão, na forma de uma única bolha de ar. O minuto 10 foi marcado pelo colapso do centro da fratura radial da direita e propagação de um de seus braços perpendicularmente ao modelo, assim como por uma sutil subida do relevo da fratura a esquerda, acompanhada de uma dilatação e um irradiamento de microfaturas a partir da mesma, transformando-se em uma fratura radial (**Fig. 28.b.t2**). Aos 67 min de ensaio iniciou-se o desenvolvimento de uma fratura irregular próxima a fratura

radial da direita. O minuto 85 foi marcado pela conexão entre tais fraturas, de forma que a extensão total do conjunto atingiu 40mm de comprimento, e por um colapso de sedimentos no centro da fratura radial da esquerda, transformando-a em radial-concêntrica (**Fig. 28.b.t3**). O experimento foi finalizado aos 144 min.

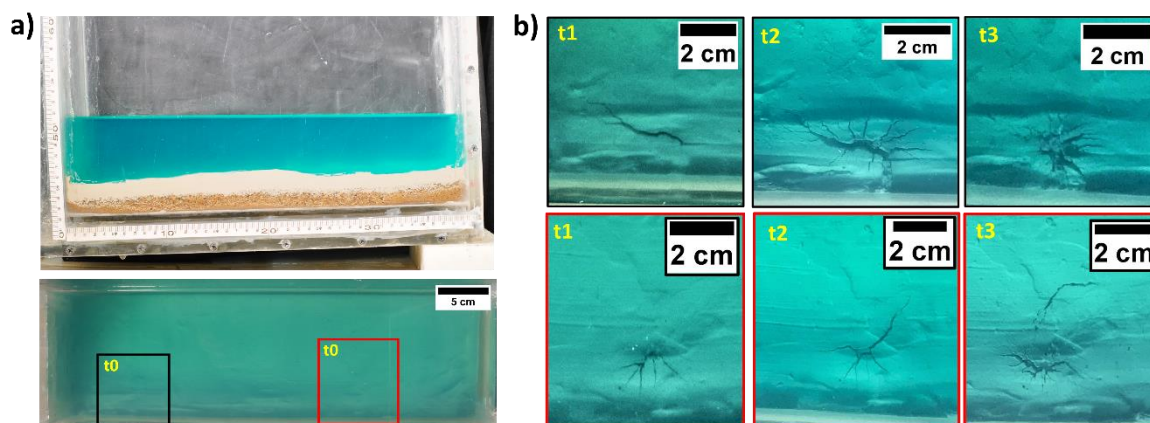


Figura 28 - Registro fotográfico dos principais momentos do ensaio n° 5. a) Vista em perfil (imagem superior) e em planta (imagem inferior) do estado inicial do talude simulado ( $t_0 = 0$  s), mostrando as localizações das feições formadas posteriormente a esquerda (quadrado preto) e a direita do modelo (quadrado vermelho); b) Zoom das regiões indicadas na figura a, nos tempos  $t_1 = 3$  min, marcado pela formação de uma fratura radial a direita e uma fratura irregular a esquerda, distantes da parede frontal do modelo;  $t_2 = 10$  min, pela transformação da fratura irregular da esquerda em uma fratura radial e colapso do centro e pela propagação de um dos braços da fratura radial da direita; e  $t_3 = 85$  min, pela formação de uma cratera na fratura radial da esquerda e conexão da fratura radial a direita com uma fratura irregular em direção ao centro do talude modelo.

## 7.6 Ensaio n° 6 (Inclinação $2,5^\circ$ - Espessura de 1,3 cm – Consistência Semissólida)

Neste ensaio a feição começou a aparecer aos 11 minutos na forma de uma leve deflexão da camada de caulim, formando uma bolsa de ar, com aproximadamente 7 mm de altura, na interface com a parede frontal do modelo, na porção central do talude. Tal feição foi acompanhada de uma fratura de tração, de 50 mm de altura, vista somente em perfil, e 3 a 4 mm de espessura, sobre eixo de deflexão (fratura principal), que em superfície se revelou como um dos braços de uma fratura radial-concêntrica (**Fig. 29.b.t1**). Com o aumento progressivo da deflexão, houve o desenvolvimento da bolsa de ar, que chegou a atingir 100 mm de extensão lateral, a formação de fraturas de cisalhamento em suas bordas, assim como a propagação da fratura em superfície perpendicularmente ao modelo e a formação de fraturas de tração satélites, em

subsuperfície, em torno da fratura principal sobre o eixo de deflexão, que se convergiam camada abaixo, formando uma espécie de estrutura em V em ou forma de cone. Aos 17 minutos a fratura sobre o eixo de deflexão em superfície começava a se bifurcar em direção ao centro do modelo, enquanto sua outra extremidade conectada à parede do modelo, ou seja, o topo do domo e da estrutura em V, começou a sofrer um colapso, constatado tanto pela vista frontal quanto pela vista superior do talude (**Fig. 29.b.t2**). Em seguida, aos 20 minutos, o colapso registrado na extremidade da fratura do eixo conectada à parede frontal do modelo originou uma cratera, e na outra extremidade (bifurcada) formou-se uma junção tríplice, dando origem a um padrão radial-concêntrico em superfície com 50mm de extensão total (**Fig. 29.b.t3**). O experimento foi finalizado aos 101 minutos de duração, ao se constatar um canal de exsudação permanente num ponto específico de tal junção, responsável pela diminuição progressiva da deflexão, e conseqüentemente da bolsa de ar. A câmara superior registrou somente três liberações de pressão ou exsudação de bolhas de ar nesta (nos minutos 22, 31 e 67), no entanto, a câmera de alta resolução utilizada ao longo dos minutos 22 e 23 de experimento registrou uma taxa constante porém irregular de liberação de bolhas (registradas nos intervalos 22'30", 22'38", 22'48", 22'52", 22'54", 23'12"; 23'22"; 23'28"; 23'32"; 23'38"; 23'46").

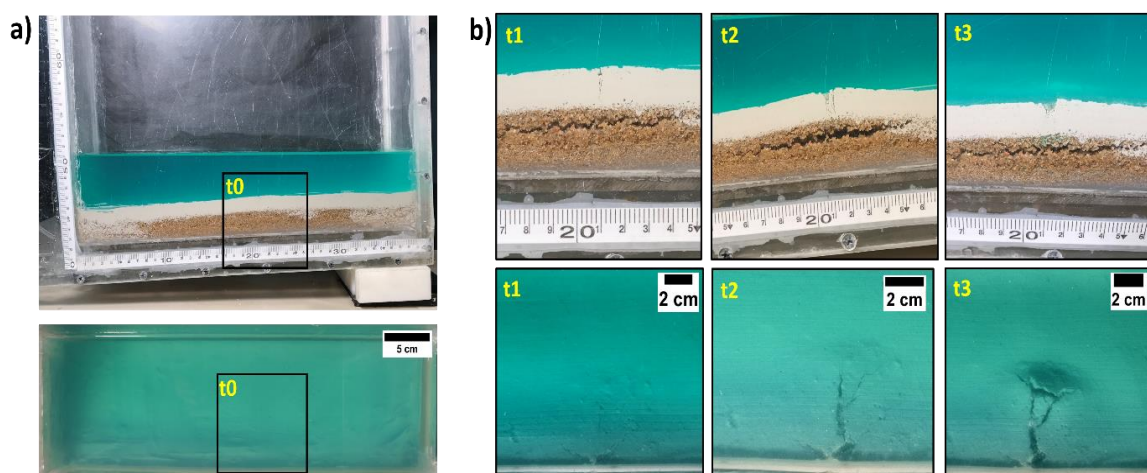


Figura 29 - Registro fotográfico dos principais momentos do ensaio nº 6. a) Vista em perfil (imagem superior) e em planta (imagem inferior) do talude simulado ( $t_0 = 0$  s), mostrando a localização das feições formadas posteriormente; b) Zoom das regiões indicadas na figura a, nos tempos  $t_1 = 11$  min; marcado pelo início da deflexão da camada impermeável a associado a formação de uma fratura principal no eixo de deflexão em subsuperfície;  $t_2 = 17$  min, caracterizado pela bifurcação em superfície da fratura sobre o eixo de deflexão e início de colapso do topo da deflexão; e  $t_3 = 20$  min, definido pela formação de uma fratura radial-concêntrica em superfície.



## 7.7 Ensaio nº 7 (Inclinação 2,5° - Espessura de 3,0 cm – Consistência Plástica)

Aos 27 minutos uma deflexão se formou na porção mais central do modelo, caracterizada pela formação de uma bolsa de 120 mm de comprimento em subsuperfície ar e uma fratura radial-semicircular em superfície, paralela ao modelo, com 93 mm de diâmetro, com seu eixo interceptado pela parede frontal do modelo. Ao longo de seu desenvolvimento, foi surgindo um conjunto de microfraturas de tração no topo da camada deflexionada, visto em subsuperfície. A maior dessas fraturas de tração, posicionada sobre o eixo de deflexão, tinha 20 mm de comprimento. O acúmulo de poropressão resultou na dilatação da fratura radial-semicircular, que aos 60 min, atingiu a espessura máxima de 4 mm (**Fig. 30.b.t1**), e na conexão entre as tais fraturas, permitindo a liberação de uma quantidade significativa do ar acumulado aos 61 min, na forma de uma frequente infiltração de bolhas e sedimentos, que foram dispersos na coluna d'água (**Fig. 30.b.t2**). Essa pressão foi responsável pela abertura de uma cratera desvinculada a parede frontal do modelo (**Fig. 30.b.t3**), por onde se identificou um canal de exsudação permanente, cujos intervalos entre as liberações de bolhas (registradas nos minutos 63, 64, 70, 74, 75, 82, 95, 100, 104) se mostrou irregular. O encerramento deste ensaio aconteceu aos 105 minutos de experimento.

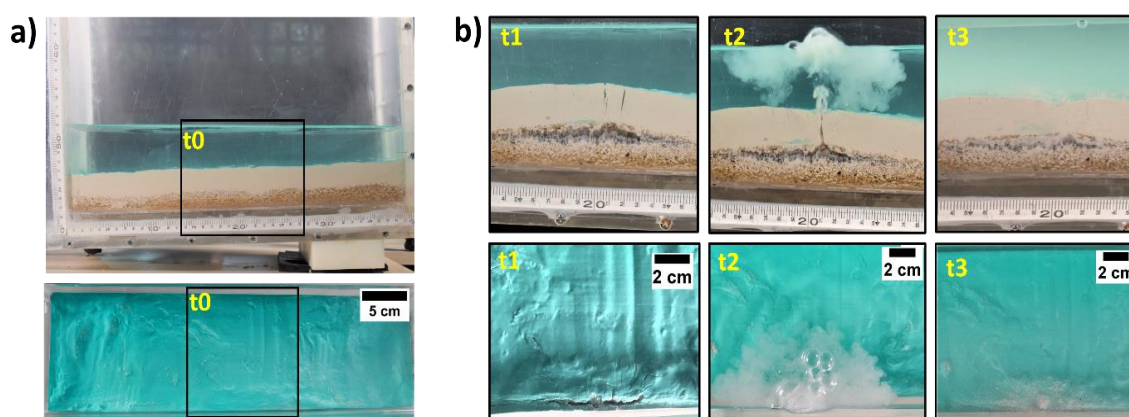


Figura 30 - Registro fotográfico dos principais momentos do ensaio nº 7. a) Vista em perfil (imagem superior) e em planta (imagem inferior) do estado inicial do talude simulado ( $t_0 = 0$  s), mostrando a localização feições formadas posteriormente; b) Zoom da região indicada na figura a, marcada por uma dilatação máxima da fratura radial-semicircular em superfície ( $t_1 = 60$  min); uma conexão entre as fraturas e momento da liberação de gás ( $t_2 = 61$  min); e uma depressão no centro do domo desvinculado a parede frontal do talude ( $t_3 = 72$  min).

### 7.8 Ensaio n° 8 (Inclinação 2,5° - Espessura de 3,0 cm – Consistência Semissólida)

As feições geradas em ambos os testes (8a e 8b) foram semelhantes, mas não ocorreram de forma idêntica. No ensaio 8a, a primeira feição na camada de caulim foi observada pela parede frontal aos 16 minutos de experimento, correspondente a uma deflexão de 12 mm de altura na porção mais profunda do talude modelo, causando uma bolsa de ar na interface caulim-areia com cerca de 100 mm de extensão lateral. Por sua vez, a bolsa de ar era acompanhada de uma fratura de cisalhamento de 5mm de comprimento e 2 mm de espessura em seu lado esquerdo, perpendicular à interface caulim-areia. Um minuto depois a deflexão aumentou, gerando uma nova fratura de cisalhamento de 4 mm de comprimento e 3 mm de espessura no lado esquerdo da bolsa de ar e mais uma fratura de cisalhamento em seu lado direito (20 mm de comprimento e 4 mm de espessura). Aos 21 minutos observou-se, em planta e perfil, o aparecimento de um conjunto de fraturas radial e de tração na superfície deflexionada, perpendiculares ao modelo, sendo a fratura aquela posicionada sob o eixo de deflexão, com ~30 mm de comprimento (**Fig. 31.b.t1**). Aos 35 minutos, conforme se dilatavam (no máximo 2 mm), tais fraturas se convergiram camada abaixo, formando uma espécie de estrutura em forma de cone em subsuperfície. Aos 45 minutos tal estrutura começou a sofrer um colapso gradual em seu topo, formando assim uma cratera, constatada tanto em planta quanto perfil (**Fig. 31.b.t2**). Aos 124 minutos o experimento foi finalizado.

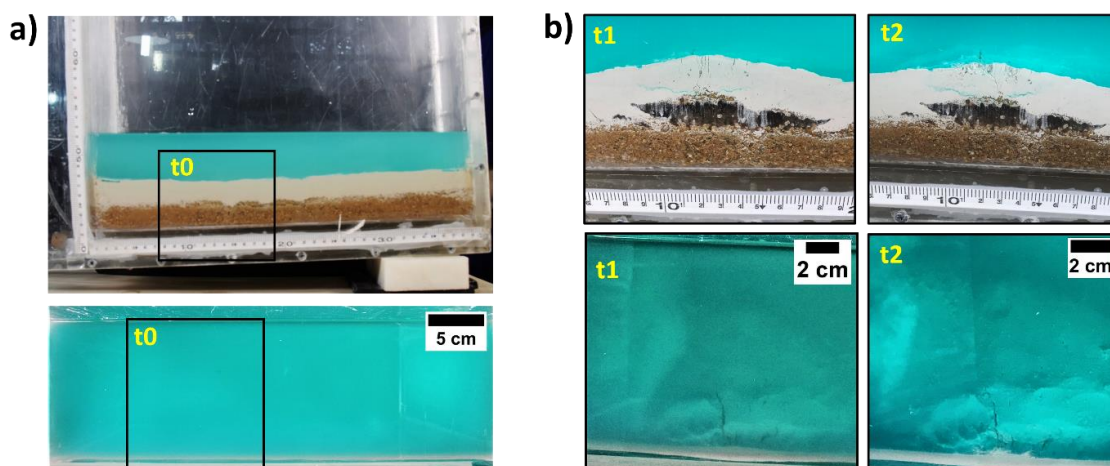


Figura 31- Registro fotográfico dos principais momentos do ensaio 8a. a) Vista em perfil (imagem superior) e em planta (imagem inferior) do estado inicial do talude simulado ( $t_0 = 0$  s), mostrando a localização feições formadas posteriormente; b) Zoom das regiões indicadas na figura a, nos tempos  $t_1 = 21$  min, caracterizado pelo aparecimento de fraturas no topo da camada

deflexionada, conferidas em planta e perfil (radiais e de tração, respectivamente);  $t_2 = 45$  min, marcado pelo colapso do topo da estrutura em V no eixo de deflexão.

Já no ensaio 8b a primeira feição provocada pela passagem do ar se inicia aos 25 minutos de experimento, na porção mais rasa do talude modelo, com o desenvolvimento de uma deflexão da camada de caulim (~16 mm de altura), concomitante a uma bolsa de ar na interface caulim-areia (~84 mm de extensão lateral), interceptada pela parede lateral do modelo, que permitiu uma visão subsuperficial desta. O topo da camada deflexionada foi caracterizado por uma fratura de tração, diagonalmente ao eixo de deflexão, com 25mm de comprimento e 2mm de espessura, vista em perfil, conectada a uma fratura semicircular e radial perpendicular ao modelo, observada em planta (**Fig. 32.b.t1**). Com a evolução da deflexão, aos 30 minutos de experimento, ocorreu o surgimento de fraturas de cisalhamento de 12mm de comprimento e 3 mm de espessura nas laterais da bolsa de ar, e a propagação e dilatação das demais fraturas anteriormente mencionadas, atingindo até 70mm de comprimento e 2 mm de espessura (**Fig. 32.b.t2**). Aos 35 minutos ocorreu a dilatação de ambas as fraturas de tração no topo da camada deflexionada atingindo a espessura máxima de 4 mm, que resultou na convergência das fraturas de tração em subsuperfície, criando assim uma estrutura em forma de cone. Aos 50 minutos observou-se o colapso do topo de tal estrutura, iniciando assim a formação de uma cratera no topo da deflexão (**Fig. 32.b.t3**). Aos 104 minutos o acúmulo de pressão causa uma explosão da cratera, gerando assim uma corrente de sedimentos na coluna d'água com a baixa velocidade de 0,035 m/s. A pressão liberada foi responsável pela abertura de um canal de exsudação permanente no local, que liberou bolhas de ar nos intervalos 104'23"; 104'25"; 104'27"; 104'34"; 104'35"; 104'37"; 104'48"; 104'50"; 104'54"; 104'57". Após tal constatação, o experimento pode ser finalizado aos 105 minutos de duração.

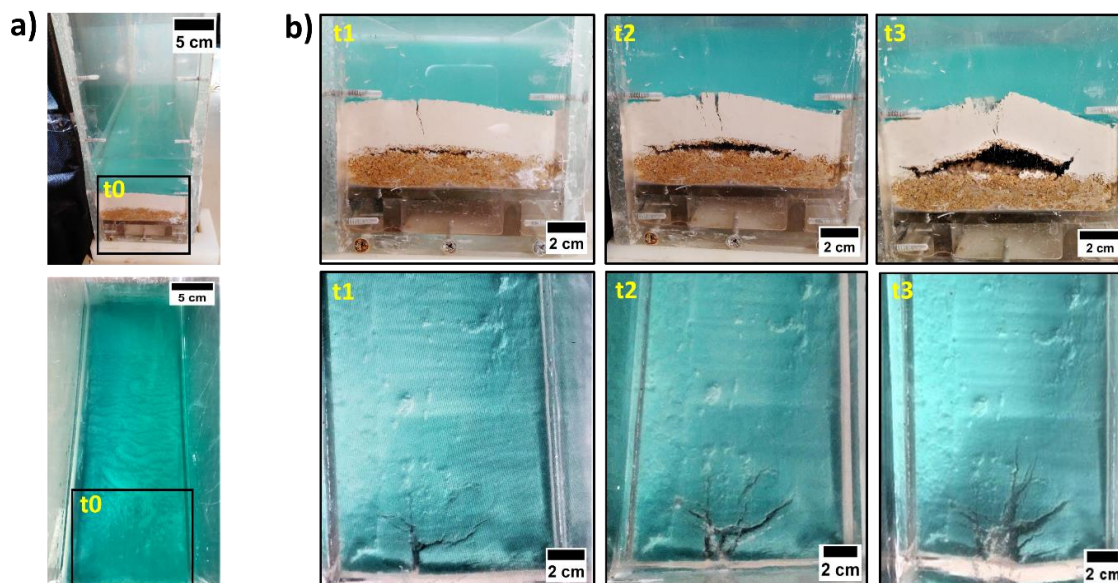


Figura 32 - Registro fotográfico dos principais momentos do ensaio 8b. a) Vista em perfil (imagem superior) e em planta (imagem inferior) do estado inicial do talude simulado ( $t_0 = 0$  s), mostrando a localização das feições formadas posteriormente; b) Zoom da região indicada na figura a, marcada por a formação conectada e simultânea de uma fratura de tração em subsuperfície e uma fratura radial-concêntrica em superfície no tempo  $t_1 = 25$  min; pelo surgimento de fraturas de cisalhamento nas bordas da bolsa de ar e desenvolvimento das fraturas de tração e concêntrica-radial no tempo  $t_2 = 30$  min; pelo colapso do topo de uma estrutura em “V” no tempo  $t_3 = 35$  min, observado tanto em perfil, quanto em planta.

## 7.9 Compilação dos resultados experimentais

Na **Tabela 4** abaixo estão relacionados os principais resultados dos ensaios descritos neste capítulo. É de fundamental importância destacar que durante o experimento houveram problemas técnicos com a vazão do compressor, de forma que o tempo de injeção relatado está superestimado, considerando momentos em que o fluxo não estava acontecendo. Além disso, a frequência de exsudação de gás durante o ensaio pode ter sido maior do que a descrita neste capítulo, visto que tal descrição se fundamentou apenas nos registros das câmeras, por sua vez, configuradas em 6 disparos por minutos, e não foi contabilizada durante o experimento. Somente a descrição do ensaio n° 6 e n° 8b, baseados no registro por filmagem da câmera de alta resolução (iPad LM-X210), foi capaz de revelar uma taxa ou frequência de exsudação fiel ao ensaio em questão e representativa dos demais ensaios.

Tabela 4 - Principais resultados do experimento

N.º do Ensaio	1	2	3	4	5	6	7	8a	8b
Registro da primeira feição (min)	53	22	79	205*	3	11	27	16	25
Posição das feições no modelo	Central; acima da mangueira de injeção		Profunda; interface sedimento-parede frontal	Rasa; interface sedimento-parede frontal	Rasa e Profunda; próximas a parede frontal	Central; interface sedimento-parede frontal	Rasa; interface sedimento-parede frontal	Profunda; interface sedimento-parede frontal	Rasa; interface sedimento-parede lateral
Altura máxima da deflexão (mm)	-	-	8	12	-	7	12	12	16
Extensão lateral da bolsa de ar (mm)	-	-	87	130	-	100	120	100	84
Tipos de fraturas presentes	Radial	Radial; Concêntrica; Dendrítica	Tração; Paralela bifurcada	Tração; Paralela; Semicircular; Cisalhamento	Radial e irregular	Tração; Radial; Concêntrica; Cisalhamento	Radial-semicircular; Tração	Tração; Radial; Cisalhamento	Tração - Radial e Concêntricas - Cisalhamento
Diâmetro e comprimento máximo das fraturas em superfície (mm)	40	40	50	80	40	50	93	30	70
Registro da primeira liberação de gás (min)	55	13	125	-	6	22	61	-	104
Forma da primeira liberação de gás	Infiltração	Infiltração	Explosão	-	Infiltração	Infiltração	Infiltração	-	Explosão

## 8 DISCUSSÕES

Todas as etapas das atividades desenvolvidas foram fundamentais para o estabelecimento de uma metodologia experimental, que permitiu uma investigação intuitiva do comportamento do fluxo advectivo ascendente de gás nos taludes continentais com GHSZ arenosos. Por meio de fotos e filmagens foram observados diferentes fenômenos para cada grupo de teste, e por fim foi realizado uma análise das feições geradas pela incidência de gás e uma análise da estabilidade do leito simulado, com comparações de comportamento entre simulações semelhantes e casos análogos na natureza.

### 8.1 Análise das feições geradas pela passagem do gás nos sedimentos

Os resultados do experimento mostraram que uma canalização de gás nos sedimentos (representado por uma mangueira com 4 mm de diâmetro) é capaz de produzir estruturas na camada impermeável dezenas de vezes maiores que seu diâmetro (vide a **Tabela 4**). Tal comportamento pode ser facilmente constatado na natureza ao se comparar, por exemplo, o diâmetro de uma chaminé com o diâmetro de um *mound* retratados em perfis sísmicos (Gay *et al.*, 2012; Somoza *et al.*, 2014). As feições produzidas correspondem a 5 principais estruturas associadas, a saber, deflexão da camada (domo), crateras, fraturas (observadas em perfil e em planta), bolsa de ar e estrutura em V (observadas somente em perfil). Em todos os ensaios de maior espessura da camada impermeável (ensaios de n.º 3, 4, 7, 8a e 8b), tais feições se apresentaram (em superfície) distantes do ponto de injeção (em subsuperfície), precisamente na interface sedimento-parede, o que permitiu a observação em planta e perfil destas. Quanto aos dos ensaios de menor espessura da camada, os configurados em menor inclinação ( $0,2^\circ$ ) se apresentaram diretamente acima do ponto de injeção (ensaios 1 e 2), o que permitiu a observação das feições apenas em planta, e os configurados em maior inclinação ( $2,5^\circ$ ) se apresentaram distantes do ponto de injeção, tanto na interface parede-sedimento (ensaio 6), quanto fora desta (ensaio 5).

Observando a conexão entre tais estruturas (**Fig.33.a**), foi possível relacioná-las espacialmente através de um modelo 3D (**Fig.33.b**) e classificá-las

em dois grupos, (I) estruturas primárias, que correspondem às primeiras estruturas observadas, como a bolsa de ar e os domos, formadas concomitantemente; e (II) estruturas secundárias, que configuram as estruturas geradas a partir do desenvolvimento das primárias, a saber, as fraturas, a estrutura em V e as crateras. O desenvolvimento dessas feições se dá em 5 etapas principais subsequentes.

- 1- À medida que o fluxo de gás ascende do reservatório, representado pela camada de areia, se expande e se acumula na interface entre as camadas, formando a bolsa de ar;
- 2- O excesso de pressão é aliviado por uma deflexão positiva da camada impermeável (domo), acompanhada de um fraturamento para acomodar a deformação da camada (fraturas de tração no topo do domo, fraturas de cisalhamento nas bordas da bolsa de ar, fraturas radiais em superfície, por vezes associadas ao padrão concêntrico);
- 3- O fraturamento aumenta gradativamente em direção ao eixo vertical de migração do gás, provocando a formação da estrutura em forma de “V” no topo do domo;
- 4- Por compor tal área intensamente fraturada, a estrutura em “V” sofre uma fluidização em seu interior, e um colapso em seu topo, resultando na formação de uma cratera no topo do domo, em superfície;
- 5- O excesso de pressão do gás é ejetado através das fraturas do domo por meio de uma liberação de gás para a coluna d'água na forma de uma infiltração frequente de bolhas ou de erupção (extrusão pressurizada de gás e sedimentos, conferida apenas nos casos 3 e 8b). A desativação do canal de infiltração de gás é marcada pela formação de um montículo na superfície do leito simulado.

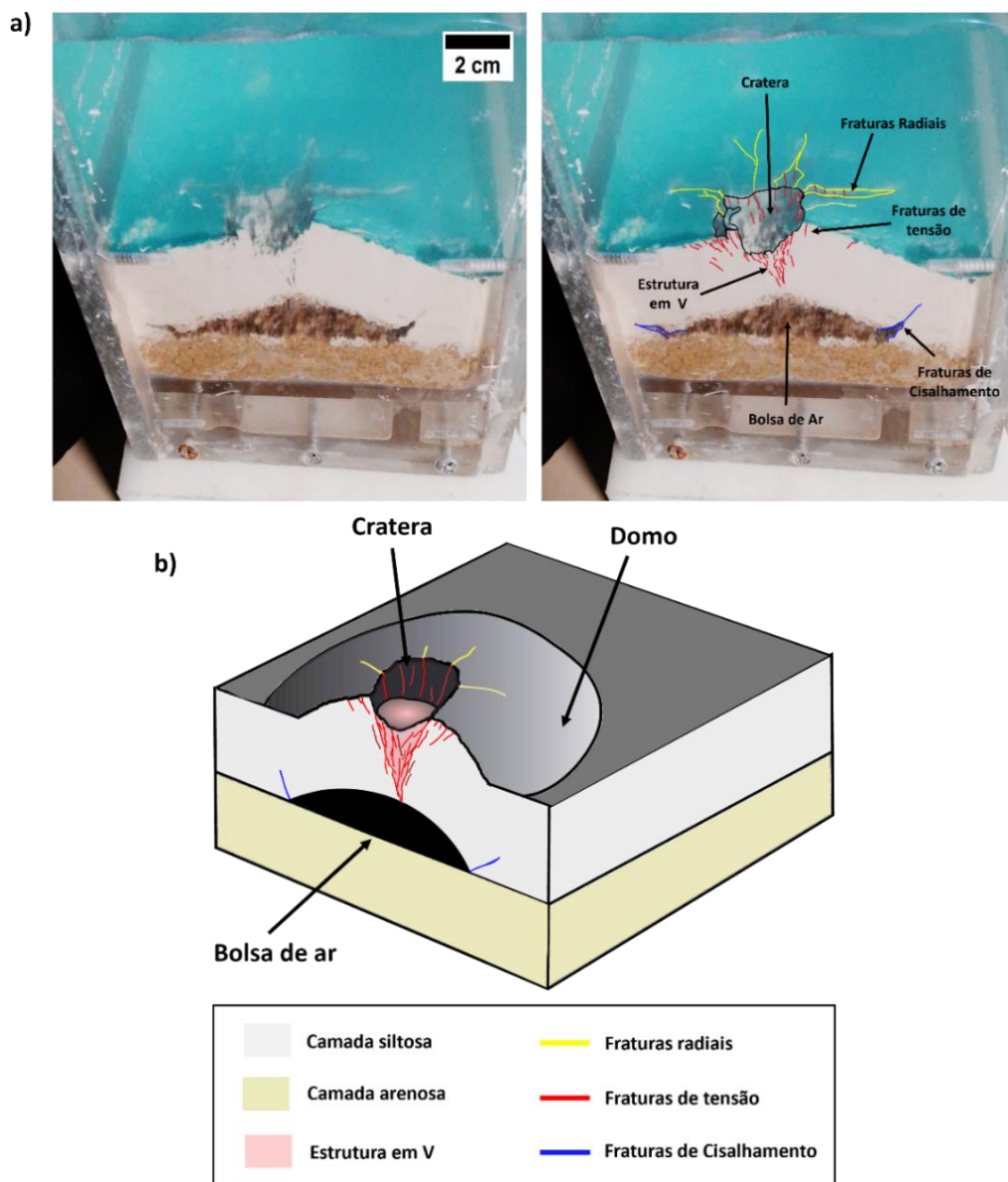


Figura 33 – Principais feições interpretadas. a) Estruturas apresentadas (à direita) a partir do registro do ensaio 8b (à esquerda); b) Modelo esquemático 3D de um leito marinho submetido a exsudação de gás, mostrando o papel do fraturamento gasoso e da fluidização dos sedimentos no desenvolvimento das chaminés e crateras.

Em termos comparativos, o domo, a bolsa de ar e as fraturas de tração e de cisalhamento (**Fig. 34.a**) são semelhantes às apresentadas no experimento de Nian *et al.* (2019; **Fig.34.c**), já a estrutura em “V”, a cratera (**Fig. 34. b**) e as fraturas radiais e concêntricas (**Fig.34.a**) observadas são semelhantes às estruturas produzidas no modelo físico de Woosley *et al.* (1975; **Fig. 34.d** e **Fig.35.c**, respectivamente). Uma comparação entre os resultados apresentados por este modelo e pelos modelos desses autores é expressa a seguir (**Tabela 5**).



Tabela 5 - Comparação entre resultados e configurações dos modelos

Autores	Feições registradas	Configuração do modelo			
		Espessura da camada submetida a injeção de ar (mm)	Consistência da camada submetida a injeção de ar	Inclinação (°)	Vazão ou pressão do ar injetado
<b>Woosley et al. (1975)</b>	Domo Fraturas concêntricas e radiais Estrutura em "V" Cratera	1000	Sólida	0	5000 cm <sup>3</sup> /s
<b>Nian et al. (2019)</b>	Domo Bolsa de ar Fraturas de tração Fraturas de cisalhamento	16,8 e 18,8	Plástica	10	0,019 e 0,17 cm <sup>3</sup> /s
<b>Liu et al. (2019)</b>	Cratera	20	Pouco plástica e viscosa	5	0 a 40 kPa
<b>Este estudo</b>	Domo Bolsa de ar Fraturas de tração Fraturas de cisalhamento Fraturas concêntricas e radiais Estrutura em "V"	13 e 30	Plástica e semissólida	0,2 e 2,5	0,07 cm <sup>3</sup> /s

A análise da tabela revelou, que a nível de comparação entre este modelo e o modelo do Nian *et al.* (2019), a semelhança de grandezas, como por exemplo, a espessura da camada impermeável, pode ter refletido no compartilhamento de alguns resultados, como a formação do domo, bolsa de ar, fraturas e tração e de cisalhamento. Já a diferença de grandezas, como a maior declividade e maior taxa de injeção de ar utilizadas por Nian *et al.* (2019), mais de duas vezes maior do que a taxa utilizada neste experimento, podem ter conduzido o não desenvolvimento das estruturas da estrutura em "V" e da cratera.

O modelo deste trabalho e o modelo de Woosley *et al.* (1975) têm em comum, tanto a apresentação de fraturas concêntricas e radiais, e estrutura em “V”, quanto a baixa inclinação, podendo também ter o maior tempo de injeção de ar em comum (não relatada pelos autores), o que sugere que o processo de fluidização, responsável pelo desenvolvimento de tais feições, exige um tempo maior de exposição do leito a passagem do gás. Diferente dos demais trabalhos, o de Liu *et al.* (2019) não se atentou para o processo de deformação do leito simulado, mas para as feições finais geradas por este processo (cratera), além disso, não apresentou uma vista em perfil de seu modelo, o que impossibilitou a observação das demais feições relatadas neste e nos outros trabalhos em questão.

As paredes do modelo foram interpretadas como análogas a falhas, enquanto os domos, as estruturas em V e as crateras, devido a semelhança física, foram interpretadas, respectivamente, como, *mounds*, chaminés e *pockmarks*, e, portanto, referidas dessa forma neste capítulo, a partir desse ponto. As feições interpretadas como *mounds*, *pockmarks* e chaminés, conforme descrito no tópico 5.4 e 5.7, são comuns na interpretação de perfis sísmicos de várias regiões do planeta (Hovland & Judd, 1988; USGS, 2009; Gay et al., 2012; Somoza *et al.*, 2014; Bjørnøy, 2015; Reusch *et al.*, 2015; entre outros), incluindo na região do Cone do Rio Grande (Rosa *et al.*, 2006; Oliveira et al., 2010; Miller *et al.*, 2015; Tharimela et al., 2019; Ketzer et al., 2020). As fraturas de tração observadas no experimento (**Fig. 34.a** e **Fig.34.b**) são semelhantes às lineações verticais encontradas no Mar da Escócia (Somoza *et al.* 2014; **Fig.34.e**) e no Mar da Noruega (Gay et al., 2012), associadas aos *pockmarks* e *mounds*.

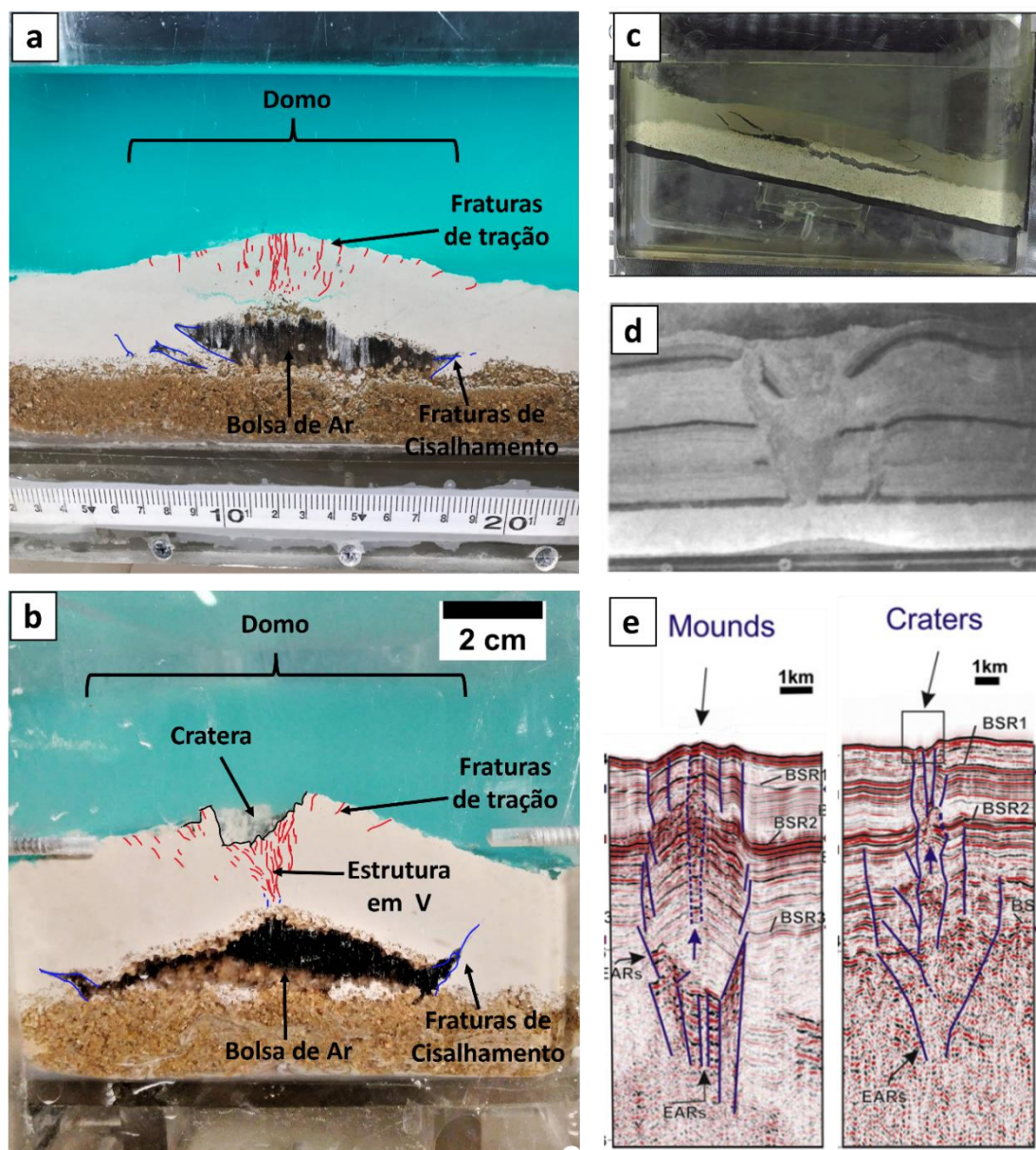


Figura 34 - Comparação de resultados entre modelos físicos e ocorrências análogas. a) e b) mostram o domo e estruturas associadas formadas antes (ensaio 8a) e após a formação da cratera (ensaio 8b), respectivamente; c) Domo, bolsa de ar e fraturas de tração e cisalhamento apresentados pelo experimento de Nian et al. (2019); d) Cratera e estrutura em V apresentada pelo experimento de Woosley et al. (1975); e) Seções sísmicas do Mar da Escócia interpretadas as por Somoza et al. (2014), mostrando a estrutura interna dos mounds e crateras, associados a BSRs.

Alguns ensaios apresentaram feições distintas dos demais, são eles, o ensaio de n.º 2, marcado pela propagação de microfaturas em padrão dendrítico, acompanhada de uma sutil subida de relevo (**Fig 35.a,b**); e os ensaios de n.º 4 e 7, caracterizados pela formação de uma fratura unicamente semicircular em superfície. A propagação de microfaturas em padrão dendrítico foi atribuída a uma dilatação gasosa, indicando uma expansão temporária do

número de vias de gás através do solo, e conseqüentemente, do volume do solo. Este fenômeno já foi reproduzido anteriormente em laboratório por Cuss *et al.* (2014; **Fig.35.d**).

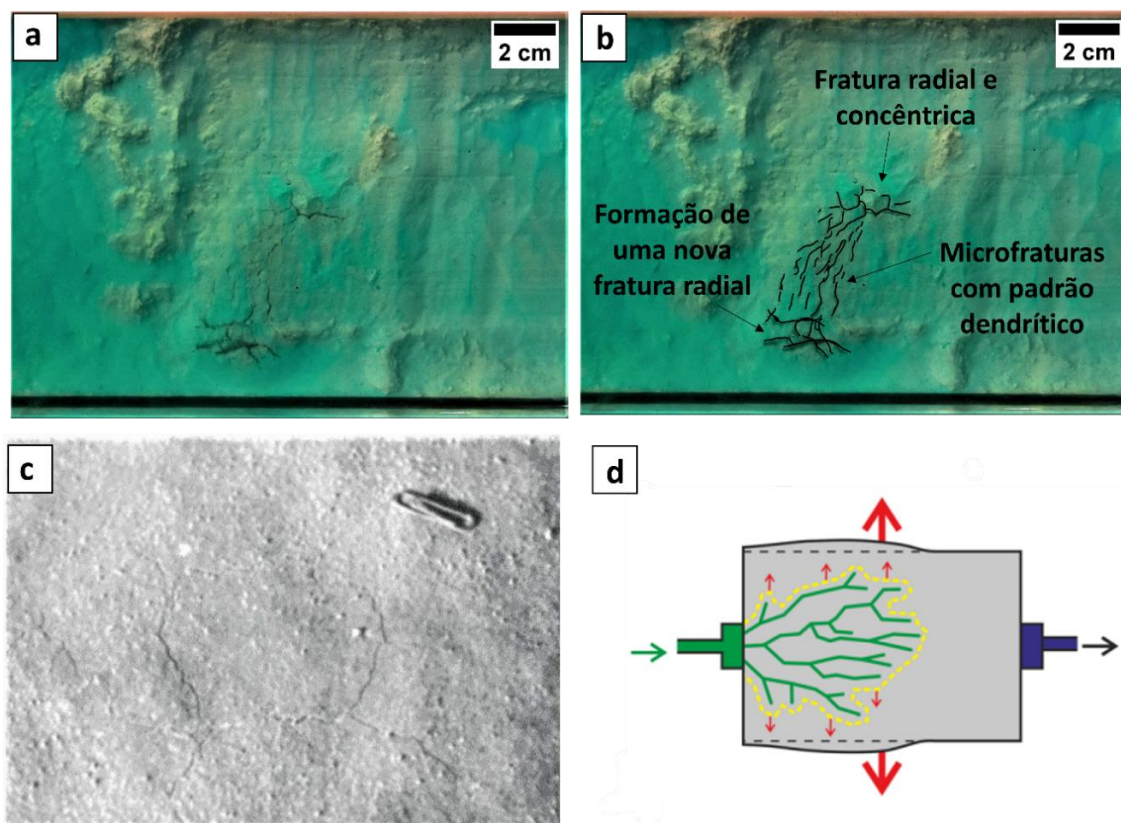


Figura 35 - Comparação dos resultados com modelos físicos semelhantes. Momento registrado no ensaio n.º 2 (a) e sua interpretação (b), mostrando uma fratura radial e concêntrica no centro do modelo e a propagação de microfraturas com padrão dendrítico, diagonalmente, resultando na formação de uma nova fratura radial próxima a parede frontal do modelo; c) Fratura radial e concêntrica do experimento de Woosley *et al.* (1975); d) Representação do processo de dilatação gasosa, associada a propagação de vias de gás no padrão dendrítico, a qual foi submetido uma amostra no experimento de Cuss *et al.* (2014).

Os ensaios de n.º 3 e 8b foram marcados por uma liberação de gás tardia em forma de explosão (aos 125 e 104 minutos, respectivamente), indicando um maior acúmulo de poropressão. Em ambos os ensaios, tal evento foi responsável pela formação de uma corrente de sedimentos (**Fig.36.a**), semelhante a uma corrente de turbidez (**Fig.36.b**). Por sua vez, na natureza, correntes de turbidez são consideradas um dos principais fatores de risco para a instalação de cabos submarinos (Piper *et al.*, 1999; Amos, 2021).

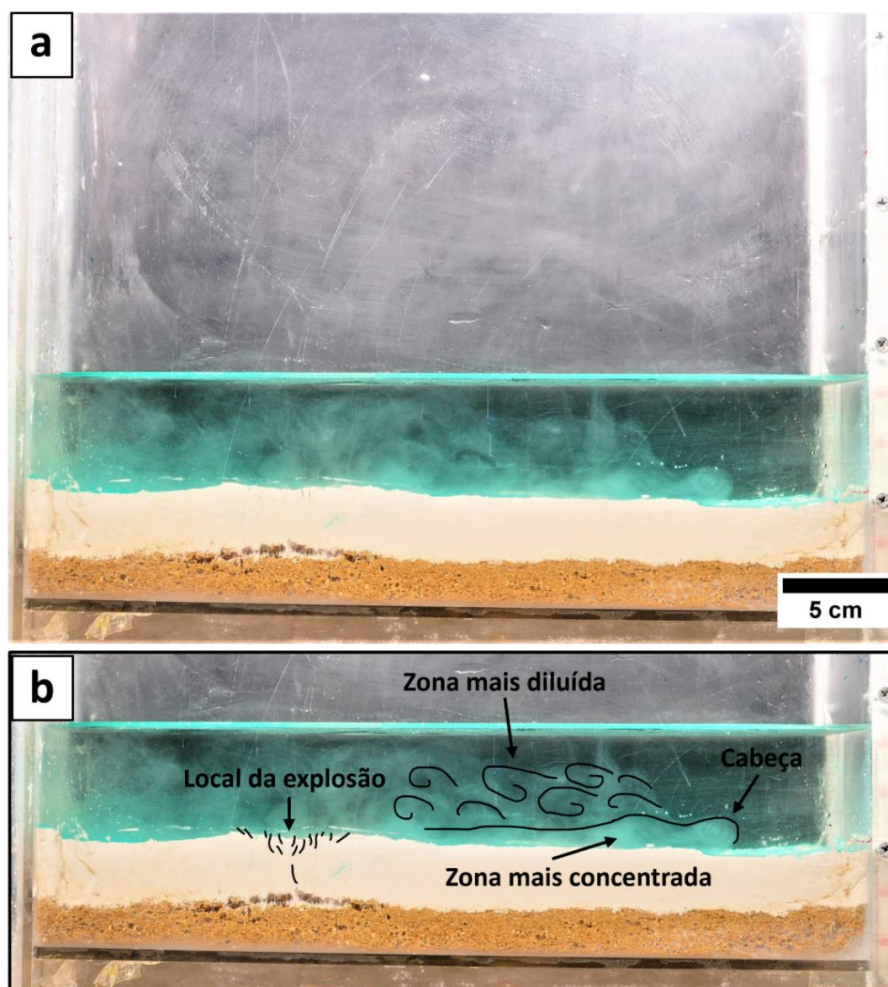


Figura 36 - Registro de uma corrente de turbidez interpretada durante o experimento. b) Interpretação da corrente com uma zona superior mais diluída com a presença de vórtices, indicando um escoamento turbulento; uma zona inferior mais concentrada sem vórtices; e uma cabeça, marcando uma interface de avanço da corrente junto ao leito.

## 8.2 Análise da estabilidade dos taludes com dissociação de hidratos de gás

De modo geral, nenhuma das estruturas ou processos relatados, foi capaz de comprometer a integridade do talude modelo. No entanto, seu desenvolvimento sob condições adversas na natureza, ou seja, de forma simultânea e generalizada ao longo da extensão dos taludes continentais,

proporcionada por condições de altas taxas de dissociação, poderia despontar um potencial risco para a região de ocorrência.

A presença de falhas ao mesmo tempo que se mostrou perigosa por abrigar uma maior incidência de *mounds*, susceptíveis a erupções, se mostrou benéfica por promover o alívio da poropressão por meio das infiltrações. Momentos de instabilidade acidental da vazão do compressor mostraram que as fraturas e os *mounds* podem se contrair e expandir com a variação da taxa de dissociação dos depósitos de HG. Além disso, revelaram que após a primeira infiltração, o gás usava a mesma rota de migração, com escapes de menor escala, o que sugere que escapes subsequentes em *mounds* tendem a não superar a mesma resistência para escapar, de modo a não formar novos *mounds*.

A deflexão da camada impermeável (formação do *mound*) mostrou-se vinculada a presença de uma bolsa de ar, que embora ainda não tenha sido observada na natureza, mostra sua existência condicionada unicamente ao contraste de permeabilidade de camadas. Dessa forma, a difícil a verificação da localização da presença da bolsa de ar em subsuperfície pode ser estimada indiretamente, através da presença dos *mounds* em superfície. A correspondência de sua extensão lateral em subsuperfície com o diâmetro da área deflexionada em superfície, sugerem uma possível analogia para tal característica caso sua existência seja comprovada.

As feições causadas pela dissociação dos hidratos de gás na região do Cone do Rio Grande (**vide o tópico 5.7**) ocorrem tanto no talude superior (Ketzer *et al.*, 2020) quanto no talude médio, dispostas ao longo de falhas, que funcionam como conduto de migração do gás (Rosa *et al.*, 2006; Miller *et al.*, 2015). No entanto, no talude superior (**Fig. 37**) a distribuição dessas feições ocorre dentro da faixa de profundidade estimada para borda dissociada da GHSZ, a uma concentração maior (8 *pockmarks*/km<sup>2</sup>) do que no talude médio (1 *pockmark*/km<sup>2</sup>), indicando que o metano na área de referência pode ser proveniente tanto da FGZ, ascendendo através das falhas, quanto da dissociação da borda da GHSZ (Ketzer *et al.*, 2020), enquanto a exsudação no talude médio seria provavelmente somente da FGZ. O estreito vínculo mostrado

entre a formação de crateras e o processo de fluidização, apontam para uma considerável distribuição de perda de coesão de sedimentos ao longo da área de estudo, refletida na alta concentração de *pockmarks* presente.

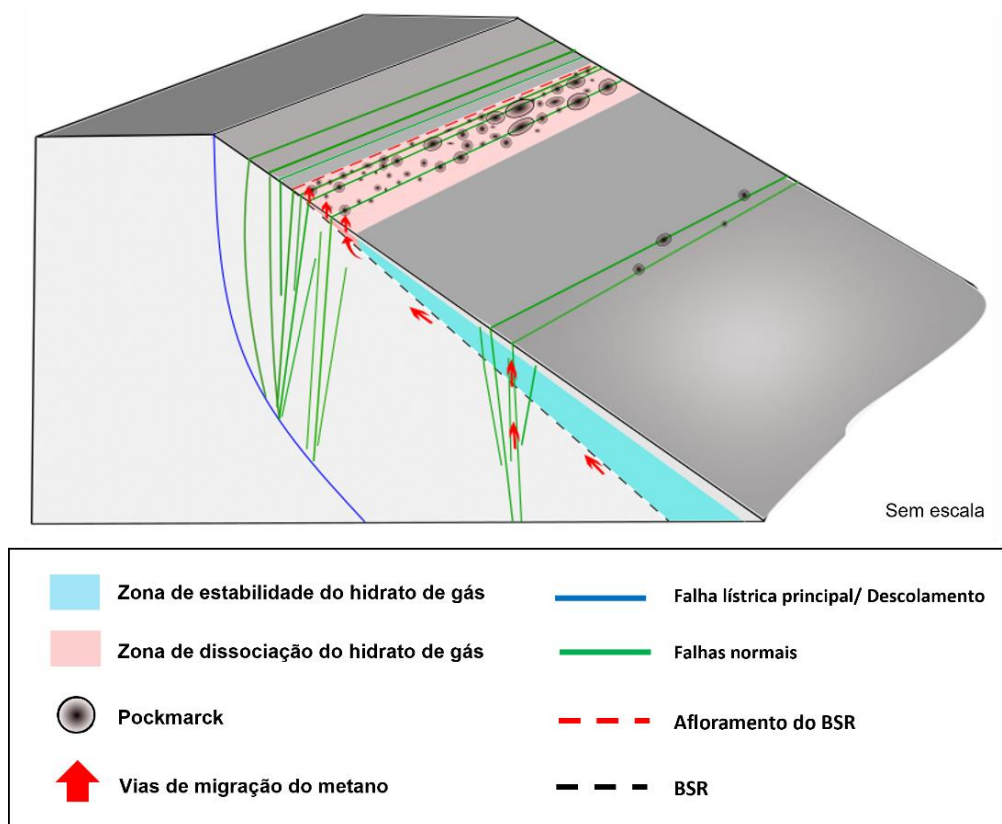


Figura 37 - Representação esquemática da ocorrência da GHSZ na região do Cone do Rio Grande, mostrando a relação entre a distribuição das feições de dissociação, a zona de dissociação dos hidratos e as falhas presentes, com o afloramento do BSR marcando o antigo limite do GHSZ [Baseado em Castilho & Chemale Jr. (2014) e Ketzer et al. (2020)].

O BSR é um limite de fase, que, quando associado a GHSZs arenosos, pode ou não ser coincidente ou aproximadamente coincidente com o contraste litológico (de permeabilidade) entre a GHSZ e a FGZ, e quando associado a GHSZs lamosos, não apresenta vínculo com nenhuma superfície física. Dessa forma, somente o BSR de um GHSZ arenoso poderia marcar um possível plano de deslizamento que coloque a integridade de todo o talude em risco, no caso de uma dissociação generalizada dos depósitos de hidratos. Além disso, a porosidade e permeabilidade mais alta dos sedimentos arenosos podem permitir que a água livre (produto da dissociação) percole mais facilmente através da camada, o que pode contribuir para uma menor estabilidade do leito marinho em questão. Quanto aos GHSZs lamosos, como o da área de estudo, por conterem

depósitos de hidrato de forma localizada (vide o tópico 5.2), poderiam sofrer uma rápida compactação local, capaz de proporcionar o desenvolvimento de planos de deslizamentos internos à camada (**Fig. 38**).

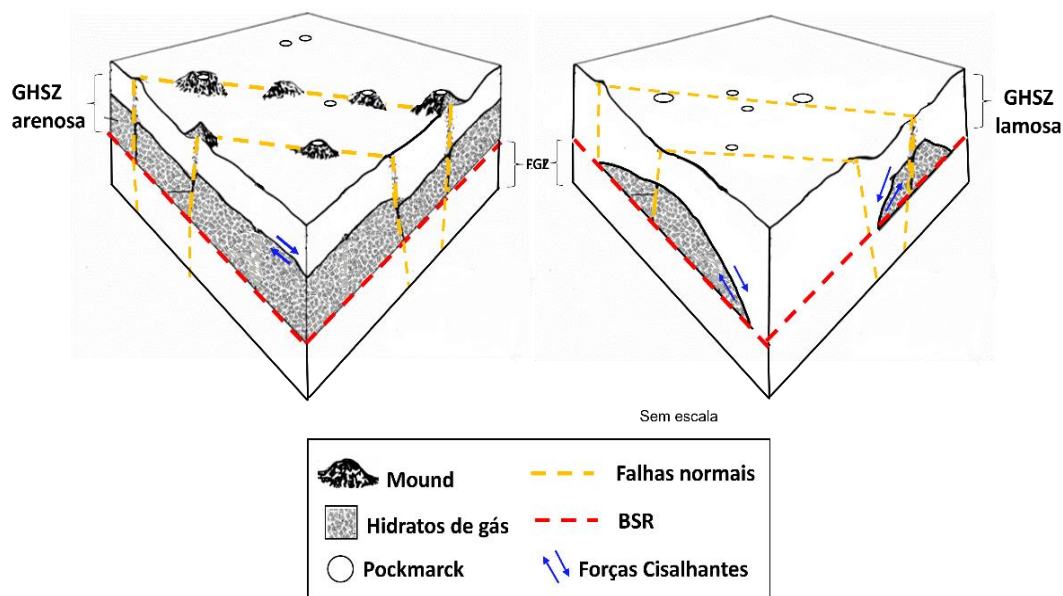


Figura 38 - Comparação entre uma GHSZ arenosa e uma GHSZ lamosa sob condições de dissociação de hidratos de gás. Detalhe para o possível desenvolvimento de planos de cisalhamento no talude, representada pelas forças cisalhantes indicadas pela seta azul [Adaptado de Hovland & Judd, 1998].

Ainda que a área de estudo disponha de um GHSZ lamoso, ou seja, não apresenta um contraste litológico propenso ao desenvolvimento de um plano de deslizamento, grande o bastante para colocar a integridade de todo o talude em risco no caso de uma dissociação generalizada dos depósitos de HGs, ela apresenta uma camada de 25 cm de hidrato maciço, amostrada na faixa de profundidade de 550 - 585 m (Miller *et al.*, 2015), que requer uma atenção quanto a sua continuidade lateral ao longo do talude (atualmente desconhecida). Caso ocorra em uma extensão relativamente grande (quilométrica), no caso da descida da borda dissociada da GHSZ (atualmente posicionada entre 515 e 550 m; Ketzer *et al.*, 2020), proporcionada por um aquecimento das águas de fundo, tal faixa poderia ser suscetível ao desenvolvimento de planos de deslizamentos locais, mas suficientemente grandes para colocar, pelo menos, parte do talude do Cone do Rio Grande em risco.



No caso de novas revelações sobre a área de estudo, com evidências da presença de *mounds*, além de indicar um contraste litológico local, que por sua vez, poderia despontar como potencial superfície de deslizamento no caso de dissociação dos depósitos de HGs presentes, implicaria na susceptibilidade de formação de correntes de turbidez vinculadas a explosões dos *mounds*, o que poderia conferir um risco para possíveis futuras instalações de cabos submarinos na região.

Por fim, é difícil precisar a participação da dissociação dos HGs no processo em eventos de deslizamentos passados. O nível do mar baixo culmina tanto na descida da borda das GHSZs, quanto na alta taxa de sedimentação da bacia, ambos comuns a estas condições e apontados como potenciais desencadeadores de eventos de deslizamento em taludes submarinos. A época Mioceno, por exemplo, caracterizado por um nível de mar baixo, foi marcado pela ocorrência de uma série de deslizamentos ao redor do mundo, como na Bacia Foz do Amazonas no Brasil (Silva *et al.*, 2010), no sul do Mar da China (Wu *et al.*, 2018), na Bacia de Waitemata na Nova Zelândia (Ricketts *et al.*, 1989), e no flanco sul do Cone do Rio Grande (Megadeslizamento Chuí; Reis *et al.*, 2016), região pertencente a área de estudo deste trabalho. Visto que a cicatriz do Megadeslizamento Chuí se encontra a partir da profundidade de 900m (**Tópico 4.2.3**), onde possivelmente se localizava o talude superior e a borda da GHSZ durante o Mioceno, não seria apropriado apontar apenas um dos dois mecanismos citados como o principal desencadeador do deslizamento na região.

Apesar do bem documentado Storegga Slide no Mar da Noruega ser frequentemente ligado a uma dissociação generalizada dos depósitos de HGs ocorrida na região (**vide o tópico 6.6**), alguns estudos mostram que no mesmo período deste evento (isso é, a 8.2 mil anos) houve uma queda repentina da temperatura global, contrária às tendências de aquecimento do holoceno, juntamente com uma redução de 15% na concentração de metano da atmosfera (Kobashi *et al.*, 2007). Esta descoberta sugere que estes depósitos de HGs estavam estabilizados pelas baixas temperaturas globais, e, portanto, poderia implicar na desqualificação de uma dissociação como possível gatilho do Storegga Slide.

## 9 CONCLUSÕES

De modo geral, este trabalho obteve êxito ao proporcionar, através de sua revisão bibliográfica, o aumento do entendimento sobre o arcabouço geológico da área estudada e sobre a relação entre a dissociação dos hidratos de gás e os eventos de movimentos de massa em taludes submarinos. A simulação física, desenvolvida a partir da composição de metodologias experimentais pré-existentes, permitiu de forma prática a demonstração da interação entre os diferentes comportamentos de um solo de baixa permeabilidade submetido à passagem de gás. Além disso, possibilitou, de forma inédita, a observação da atuação da dilatação gasosa numa superfície sedimentar submersa. Os resultados encontrados viabilizaram uma análise qualitativa sobre a vulnerabilidade e a instabilidade dos taludes submarinos associados a depósitos de hidratos de gás, incluindo a área de estudo.

Diante das condições apresentadas, nenhuma estrutura ou processo registrado, ocorrendo de forma isolada, foi capaz de comprometer a estabilidade do talude modelo. No entanto, o tempo pode ter sido um fator limitante no experimento, de forma a proporcionar a formação de outras feições, relatadas ou não na literatura, ou mesmo, viabilizar a diminuição gradual das forças de resistência ao cisalhamento do talude simulado. Ainda que o experimento tenha utilizado um GHSZ simulado arenoso, e não lamoso como o da área de estudo, a observação do desenvolvimento das feições geradas pela passagem de ar no leito simulado foi fundamental para compreender os processos atualmente vigentes na área em questão com os dados atualmente disponíveis. A área de estudo mostra uma propensão para o desenvolvimento de planos de deslizamentos locais no caso de uma dissociação generalizada dos depósitos de HGs, suficientemente grandes para colocar, pelo menos, parte do talude do Cone do Rio Grande em risco. Com este trabalho, espera-se poder colaborar para futuras pesquisas científicas, estudos de viabilidade de instalações submarinas e planejamento de operações *offshore* na região do CRG.

## 10 RECOMENDAÇÕES

Ante os resultados aqui expostos, é altamente recomendável estudos experimentais que promovam a repetição das simulações feitas neste estudo, além da elaboração de modelos que simulem GHSZs lamosos e verifiquem as feições geradas pelo gás em superfície e subsuperfície.

Recomenda-se também a elaboração de trabalhos que verifiquem a existência de alguns fatores capazes de colocar a segurança do talude estudado em risco, como:

- Trabalhos de testemunhagem que investiguem a existência de camadas maciças de hidratos próximas a borda dissociada da GHSZ, isso é entre as isóbatas de 550 - 585 m, dentro e fora dos *pockmarks*, ou a existência de camadas permeáveis dentro da GHSZ ao longo do talude;
- O uso de algoritmos de inteligência artificial capazes de detectar vazamentos de gases a partir do reconhecimento da assinatura de ruídos de plumas de bolhas capturadas por hidrofones em diversas vazões e pressões abaixo de grandes profundidades d'água;
- A implantação de um sistema de monitoramento do comportamento geotécnico do talude com a utilização de técnicas de microssísmica ou interferometria sísmica, que utilizam sensores de alta sensibilidade, conectados a uma estação sísmica, capazes de registrar pequenas movimentações de terrenos e as variações de rigidez do meio investigado, respectivamente;
- Estudos que verifiquem a existência de feições análogas a “bolsas de ar” entre camadas de diferentes permeabilidades na natureza;
- Modelos matemáticos que analisem a ação do tempo sobre a estabilidade de taludes com *mounds* ativos alinhados ao longo de uma profundidade específica.

## 11 REFERÊNCIAS

ALVES, E. C. 1977. Estrutura rasa do Talude e Sopé da Margem Continental do Rio Grande do Sul e Uruguai. Tese de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. p.74. apud SANTOS, V. O. 2010. Cone do rio grande: Processos sedimentares recentes e sua relação com a indústria do petróleo. Monografia de conclusão de curso (Graduação em Oceanografia) - Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, RS.

Amos, J. Underwater avalanche continued for two days. BBC, 7 de junho de 2021. Disponível em: <https://www.bbc.com/news/science-environment-57382529?fbclid=IwAR3UPfLXWOPczUAsa1w-LAh51oCQptPx2lmbf7qZ2Q8lDVi6yV6SxXTWe44>. Acesso em: 24 mai. 2023.

ARATA, N. *et al.* 2011. Environmental impact assessment studies on Japan's methane hydrate R&D program. In: Proceedings of the 7th International Conference on Gas Hydrates (ICGH). Edinburgh, Disponível em: <<http://www.pet.hw.ac.uk/icgh7/papers/icgh2011Final00580.pdf>>. Acesso em 20 mar. 2020.

ASMUS H.; PORTO R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26: Belém. Anais. Belém: BG, 2: p. 67-90.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR 6457: Amostras de solo – preparação para ensaios de compactação e ensaios de caracterização.1996.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR 6459: Determinação do limite de liquidez.1984.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR 6508: Grãos de solo que passam pela peneira de 4,8 mm - Determinação de massa específica. 1984.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR 7180: Solo - Determinação do limite de plasticidade. 1984.

BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., AYUP-ZOUAIN, R.N., 2008. Cronostratigrafia da Bacia de Pelotas: uma revisão das seqüências deposicionais. Porto Alegre, GRAVEL 6 (1), p.125-138.

BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C. 2014. Indicadores geológicos e geomorfológicos de setores em erosão na costa do Rio Grande do Sul. In: GOSO, C. (org.) Nuevas miradas a la problemática de los ambientes costeros. Facultad de Ciencias, Montevideo. p. 83-98.

BARROS, C. S. 2009. Análise de Atributos Sísmicos Para Caracterização de Hidratos de Gás no Cone do Rio Grande. Trabalho de conclusão de curso (Graduação em Geofísica) - Universidade Federal Fluminense. Niterói, RJ,

BJØRNØY, K. 2015. The nature of the gas-hydrate/free gas transition zone at the base of the hydrate-stability zone from high-resolution 3D seismic

data. Disponível em: <https://munin.uit.no/handle/10037/7660?show=full>. Acesso em: 12 Jan. 2022.

BOFFO, C. H.; SILVA, D. B.; MANICA, R.; BORGES, A. L.; VIANA, A. R. 2021. Submarine slope destabilization and gully formation by water sapping: Physical simulation of an underestimated trigger of subaqueous sediment gravity flows. *Sedimentology*. 69. 10.1111/sed.12966.

BONDEVIK, S.; LOVHOLT, F.; HARBITZ, C.; MANGERUD, J.; DAWSOND, A.; SVENDSEN, J. I. 2005. The Storegga Slide tsunami—comparing field observations with numerical simulations». *Marine and Petroleum Geology*, Oslo, Norway, vol 22. ed 1–2: p. 195–208.

BOOTH, J.S., WINTERS, W.J. AND DILLON, W.P. 1994. Circumstantial evidence of gas hydrate and slope failure association on the United States Atlantic Continental margin. In *Natural Gas Hydrates*. Annals of the New York Academy of Sciences, p. 487-489.

BOUMA, A.H.; NORMARK, W.R.; BARNES, N.E 1985a. *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Springer, New York, p. 107.

BOWMAN, S.; SAUNDERS, M. 2014. The Pelotas Basin Oil Province Revealed: new interpretation from long offset 2d seismic data. In: VI SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA,6. SBG -Sociedade Brasileira de Geofísica, Porto Alegre. p.1-3.

BUENO, G. V., ZACHARIAS, A. A., OREIRO, S. G., CUPERTINO, J. A., FALKENHEIN, F. U. H., MARTINS NETO, M. 2007. A Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 551-559.

BRAGA, R. *et al.* 2019. Modelling methane hydrate stability changes and gas release due to seasonal oscillations in bottom water temperatures on the Rio Grande cone, offshore southern Brazil. *Marine And Petroleum Geology*, Porto Alegre, v. 112, p. 1-15.

BRYN, P.; BERG, K.; FORSBERG, C.F.; SOLHEIM, A.; KVALSTAD, T.J., 2005. Explaining the Storegga slide. *Marine and Petroleum Geology*, Oslo, Norway, v. 22. ed 1–2: p. 11.

BRUNETTI, F. *Mecânica dos fluidos*. 2 ed. rev. São Paulo: Pearson Prentice Hall, 2013. xiv, p. 72.

CARNEIRO, F. L.; 1993. *Análise Dimensional e teoria da semelhança e dos modelos físicos*. Rio de Janeiro, UFRJ, p. 256.

CASTELLO, J. P.; KRUG, L. C. (org.). 2015. *INTRODUÇÃO ÀS CIÊNCIAS DO MAR*. Pelotas. p. 602.

CASTILLO, L. L. A.; KAZMIERCZAK, T.; CHEMALE F. JR., 2009, Rio grande cone tectono-stratigraphic model — Brazil: Seismic sequences: *Earth Sciences Research Journal*, v. 13, p. 42–53.

CASTILLO L., CHEMALE JR., F.. 2014. Seismostratigraphy and Geomorphology of the Rio Grande Cone, Pelotas Basin (Brazilian Offshore).- *GEOLOGIA COLOMBIANA*. Bogotá, Colombia. v.39. p. 55-72.

CLENNELL, M. B., Hidrato de gás submarino: natureza, ocorrência e perspectivas para exploração na margem continental brasileira. 2000. Brazilian journal of geophysics. v. 18(3), p. 398-410.

CONTI, B. *et al.* 2017. Speculative petroleum systems of the southern Pelotas Basin, offshore Uruguay. Marine And Petroleum Geology. Oxford. v. 83, p. 1-25.

CONTRERAS, J., ZÜHLKE, R., BOWMAN, S. AND BECHSTÄDT, T.. 2010. Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins). Marine and Petroleum Geology, v. 27, p. 1952-1980.

CORREA, S. A. D. S. 2016. Estratigrafia De Sequências E Cronoestratigrafia Sísmica Da Porção Central Da Bacia De Pelotas, Brasil. Trabalho de conclusão de curso – Departamento de Geologia, Universidade Federal Do Pampa, Caçapava Do Sul.

CORRÊA. I. C. S.; WESCHENFELDER, J. ; CALLIARI, L. J. ; TOLDO JR, E. E.; NUNES, J.C. ; BAITELLI, R., 2019. Plataforma Continental do Rio Grande do Sul. Plataforma Continental Brasileira. 1ed.Rio de Janeiro: PGGM, 2019, v. 1, p. 74-158.

CRAMEZ, C. Estratigrafia Sequencial: Definições e Ilustrações dos Termos e Conceitos, 2009. Disponível em: <http://homepage.ufp.pt/biblioteca/Estratigrafia%20Sequencial/Pages/PageC3.html>. Acesso em: 02 Ago. 2020.

COVAULT, J. A. Submarine fans and canyon-channel systems: a review of processes, products, and models. 2011. Nature Education, Austin - Tx, v. 10, n. 3, p. 2-26.

CUSS, R.J.; HARRINGTON, J.F. ; GIOT, R.; AURAY C. 2014. Experimental observations of mechanical dilation at the onset of gas flow in callovo-oxfordian claystone. 5th international meeting – clay in natural and engineered barriers for radioactive waste confinement. Geological Society, London. p.507-519.

DELLA FÁVERA, J. C. 2001. Fundamentos de Estratigrafia Moderna. UERJ. Rio de Janeiro, p. 224.

DEPTUCK, M. E.; SYLVESTER, Z. 2017. Submarine Fans and Their Channels, Levees, and Lobes. Springer International Publishing. Halifax. New Scotland. p. 273- 299.

DIAS, J. L.; SAD, A. R. E.; FONTANA, R. L.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia de Pelotas. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, vol. 8, p. 235-245.

DUNCAN, J. M.; WRIGHT, S. G.; BRANDON, T. L.. 2014. Soil strength and slope stability. Second edition. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey

ELGER J, BERNDT C, RUPKE L.; KRASTEL. S.; GROSS, F.; GEISSLER, W. H. Submarine slope failures due to pipe structure formation. Nature Communications 9(1): article 715.

EPE - EMPRESA DE PESQUISA ENERGÉTICA. 2016. Hidratos de metano: Aspectos técnicos, econômicos e ambientais. Empresa de Pesquisa Energética. Rio de Janeiro.

FONTANA, R.L. 1996. Geotectônica e sismo-estratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre/RS.

FURLAN, A. P. 2000. Estimativa da Tensio de Pre-Adensamento de Argilas Saturadas Atraves do Ensaio de Palheta: Extensão para Limites de Liquidez Superiores a 70 %. 2000. Dissertação (Mestrado) - Curso de Engenharia Civil, Universidade Estadual de Campinas. Campinas, SP.

FREIRE, A. F. M. 2012. Hidratos de Gás: Gênese, Prospecção, Recursos e Ambientes geodinâmicos. São Paulo: 46° Congresso Brasileiro de Geologia, Fórum Especial F4. Santos, SP, SBG. V. 1 (Simpósios). 41 slides, color.

GAY, A.; BERNDT, C.; MOURGUES, R.; BUREAU, D. 2012. Anatomy of a fluid pipe in the Norway Basin: initiation, propagation and 3D shape. *Mar. Geol.* 332–334, p.75–88.

GEISSLER, W. H. *et al.* 2016. Arctic megaslide at presumed rest. *Sci. Rep.* 6, 38529; doi: 10.1038/srep38529.

GROZIC, J. L. H. Gas hydrates and submarine slope instability. 2003. *Geohazards 2003*. Calgary, Canada. P.114-120. Disponível em: <[https://cgs.ca/docs/geohazards/edmonton2003/GeohazardsPDFdocuments/Technical\\_Papers/Session3/3-4\\_Grozic.pdf](https://cgs.ca/docs/geohazards/edmonton2003/GeohazardsPDFdocuments/Technical_Papers/Session3/3-4_Grozic.pdf)>. Acesso em: 15 Jan. 2021.

HAUTALA, S.; SOLOMON, E.; JOHNSON, H.P.; HARRIS, R.N.; MILLER, U.K. 2014. Dissociation of Cascadia margin gas hydrates in response to contemporary ocean warming. *Geophysical Research Letters*. v. 41. p. 8486 - 8494.

HORNBACK, M. J.; LAVIER, L. L. AND RUPPEL, C. D. 2007. Triggering mechanism and tsunamogenic potential of the Cape Fear Slide complex, U.S. Atlantic margin, *Geochemistry. Geophysics. Geosystem*. Austin, Texas, USA., v.8, n. 2, p. 1-16.

HOVLAND, M.; JUDD, A.G.1988. *Sea Bed Pock-Marks and Seepages, Impact on Geology*. Graham and Trotman Ltd., London, UK.

JIN Y. K.; YOUNG-GYUN K.; BARANOV B.; HITOSHI S.; OBZHIROV A.. 2011. Distribution and expression of gas seeps in a gas hydrate province of the northeastern Sakhalin continental slope, Sea of Okhotsk. *Marine and Petroleum Geology* p. 1844-1855.

KETZER, J. M.; AUGUSTIN, A.; RODRIGUES, L. F; OLIVEIRA, R.; PRAEG, D.; PIVEL, M. A. G.; REIS, A. T.; SILVA, C.; LEONEL, B. 2018. Gas seeps and gas hydrates in the Amazon deep-sea fan. *Geo-Marine Letters* v. 38, p.429–438.

KETZER, M., PRAEG, D., RODRIGUES, L. F; AUGUSTIN, A.; PIVEL, M. A. G.; Rahmati-Abkenar, M.; MILLER, D. J.; VIANA, A. R.; CUPERTINO, J. A. 2020. Gas hydrate dissociation linked to contemporary ocean warming in the southern hemisphere. *Nature Communications*. v. 11, n. 3788, p. 1-8.

KETZER, J. M., VIANA, A., MILLER, D., AUGUSTIN, A., RODRIGUES, F., et al. 2022. Gas Hydrate Systems on the Brazilian Continental Margin. *World Atlas of Submarine Gas Hydrates in Continental Margins*. Springer Nature. p. 343-352.

DAVIES, R. J.; YANG, J.; LI, A. *et al.* 2015. An irregular feather-edge and potential outcrop of marine gas hydrate along the Mauritanian margin.. Apud Ketzer, J.M., Viana, A., Miller, D., Augustin, A., Rodrigues, F., *et al.* 2022. Gas Hydrate Systems on the Brazilian Continental Margin. World Atlas of Submarine Gas Hydrates in Continental Margins. Springer Nature. p. 343-352.

DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G. 2014. The Strike-Fed Sandy Coast of Southern Brazil. In: Martini, I.P. & Wanless, H.R. (eds), Sedimentary Coastal Zones from High to Low Latitudes: Similarities and Differences. Geological Society, London. vol 388, p.333-352.

KAYEN, R. E.; LEE, H. J. Pleistocene slope instability of gas hydrate-laden sediment on the Beaufort sea margin. 1991., U.S. Geological Survey, Menlo Park, CA. Rev. Marine Geotechnology v. 10, p. 125-141.

KOBASHI, T.; Severinghaus, J. P.; Brook, E. J.; Barnola, J. M.; Grachev, A. M.. 2007. "Precise timing and characterization of abrupt climate change 8,200 years ago from air trapped in polar ice". *Quaternary Science Reviews*. v.26. p.212–1222.

KVALSTAD, T.J. ANDRESEN, L., FORSBERG, C.F., BERG, K., BRYN, P., WANGEN, M.. 2005. The Storegga Slide: evaluation of triggering sources and slide mechanics. Marine and Petroleum Geology, Oslo, Norway, vol 22, ed 1-2. p. 245-256. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0264817204001941>. Acesso em: 04 Aug. 2020.

KVENVOLDEN, K.A., 1993. Gas hydrates geological perspective and global change: U.S. Geological Survey, Menlo Park, CA. Rev. Geophysics. v. 31, p. 173-187.

LAMARCHE, G., JOANNE, C.; COLLOT, J.-Y.. 2008., Successive, large mass-transport deposits in the south Kermadec fore-arc basin, New Zealand: The Matakaoa Submarine Instability Complex, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v.9, n.4.

LAMARCHE, G. *et al.* 2016. Submarine Mass Movements and Their Consequences: progress and challenges. In: 7th international symposium. London: Springer Nature, Cap. 1. Vol 41. p. 1-12. (Advances in Natural and Technological Hazards Research).

Le, Z., and He, J. (2021). Research Progress of Numerical Simulation Technology of Natural Gas Hydrates Production. *Sci. Technology Eng.* 21 (28), 11891–11899. doi:10.3969/j.issn.1671-1815.2021.28.001

LEE, H. J., LOCAT, J., DESGAGNS, P., PARSONS, J.D., MCADOO, B.G., ORANGE, D.L., PUIG, P., WONG, F.L., DARTNELL, P., BOULANGER, E., 2007. Submarine Mass Movements on Continental Margins, in: Continental Margin Sedimentation. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, p. 213–274.



- LI, X.; HE, S. 2011. Progress in stability analysis of submarine slopes considering dissociation of gas hydrates. *Environmental Earth Sciences*, Springer Science and Business Media LLC. v. 66, p. 741-747.
- LIU, T.; LU, Y.; ZHOU, L.; YANG, X.; GUO, L.. 2019. Experiment and Analysis of Submarine Landslide Model Caused by Elevated Pore Pressure. *Journal Of Marine Science And Engineering*. Qingdao, p. 1-21.
- LOPES, E. C. 2017. Caracterização sísmica do complexo de megadeslizamento do Chuí. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica) - Universidade Federal Fluminense, Niteroi,
- MAKOGON, Y.F. 2010. Natural gas hydrates - A Promising Source of Energy, *J. Natural Gas Science and Engineering*,
- MANICA, R. 2021. Estudo Especial em Fluxos Gravitacionais de Sedimentos [Power Point de apoio à disciplina de Fluxos gravitacionais de sedimentos, oferecida pelo Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, UFRGS.
- MARSCHALL, P., HORSEMAN, S.; GIMMI, T. 2005. Characterisation of gas transport properties of the Opalinus Clay, a potential host rock formation for radioactive waste disposal. *Institut français du pétrole. rev. Oil Gas ScienceTechnology.*, v.60, n.1, p.121-139.
- MARTINS, I.R. 1984. Modelo sedimentar do Cone de Rio Grande. Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO). Instituto de Geociências da UFRGS. Porto Alegre. n.16, p.91-189.
- MARTINS, L. R. M.; MARTINS, I. R. 1985. Contribuição a Sedimentologia da Plataforma Externa e Talude Superior de Santa Catarina. Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO). Porto Alegre. Instituto de Geociências da UFRGS. p. 91-111.
- MARTINS, L. R.; MARTINS, I. R.; CORRÊA, I. C. S. 1985. Aspectos Sedimentares da Plataforma Externa e Talude Superior do Rio Grande do Sul. Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO). Porto Alegre. Instituto de Geociências da UFRGS. n. 17, p. 68-90.
- MENEZES, W.J.O. 2011. Riscos geotécnicos em taludes marinhos, associados à ocorrência de hidrato de gás, no traçado de dutovias. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Transportes) - Instituto Militar de Engenharia, Rio de Janeiro, RJ. 182 p.
- MIDDLETON, G.V.; HAMPTON, M.A.. 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition, *in Turbidites and Deep-Water Sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Short Course Notes*, Los Angeles, p. 1–38.
- MILLER, D. J. *et al.* 2015. Natural gas hydrates in the Rio Grande Cone (Brazil): A new province in the western South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, V 67, p. 187-196.
- MINASI, D. M. 2018. Movimentos De massa e evolução morfossedimentar do Megadeslizamento Do Chuí, Bacia de Pelotas. Dissertação (Mestrado em

Oceanografia Física, Química e Geologia) - Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, RS.

MOTTA, G. S. 2016. Modelagem física de escorregamentos submarinos a diferentes níveis de aceleração gravitacional. Dissertação (Mestrado) - Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro, Campos dos Goytacazes.

MULDER, T. SYVITSKI, J.P.M; MIGEON, S.; FAUGÈRES, J.C.; SAVOYE, B. 2003.

Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits: A review. *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 861-882.

NOAA: NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION, 2023. U.S. Department of Commerce. Disponível em: <https://www.noaa.gov/jetstream/atmosphere>. Acesso em: 24 mai 2023.

NEVES, E. H. P. 2017. Processamento e interpretação de dados sísmicos monocanal no anticlinal Joetsu, bacia de Joetsu - mar do Japão. Trabalho de conclusão de curso (Graduação em Geofísica) – Universidade Federal Fluminense, Niterói, RJ, 2017.

NIAN, T.; SONG, X.; ZHAO, W.; JIAO, H.; GUO, Xi.. 2019. Submarine slope failure due to overpressure fluid associated with gas hydrate dissociation. *Journal Of Environmental Geotechnics*. Dalian, p. 1-16.

NIXON, M. F. 2005. Influence of Gas Hydrates on Submarine Slope Stability - Thesis for the degree of Master of Science, Department of Civil Engineering, Calgary, Alberta, Canada.

NIXON, M. F.; GROZIC, J. L. H. A. 2006. simple model for submarine slope stability analysis with gas hydrates. *Norwegian Journal Of Geology*. Trondheim, p. 309-316.

OLIVEIRA, S.; VILHENA O.; COSTA E. 2010. Time-frequency spectral signature of Pelotas Basin deep water gas hydrates system. *Marine Geophysical Research*, v. 31, p. 89–97.

PAULL, C.K.; S.R. DALLIMORE, D. W.; CARESS, R.; GWIAZDA, E.; LUNDSTEN, K.; ANDERSON, H.; MELLING, Y.K.; JIN, M.J.; DUCHESNE, S.-G.; KANG, S.; KIM, M.; RIEDEL, E.L.; KING, T.; LORENSON. 2021. A 100-km wide slump along the upper slope of the Canadian Arctic was likely preconditioned for failure by brackish pore water flushing, *rev.Marine Geology*, n. 435. p. 1-15.

PARDO, E. A. A. 2015. Simulação de instabilidades de taludes submarinos usando modelagem centrífuga. Dissertação (Mestrado) - UFRJ, Rio de Janeiro. p. 95.

PÉREZ, E. M. 2013. Evolução tectônica e estratigráfica das bacias da margem continental do Uruguai. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, SP.

PINTAS, E. M. 2011. Análise de Atributos AVO e Física de Rochas Aplicados na Identificação e Caracterização de Hidratos de Gás na Bacia de Pelotas. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica). Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro, Brasil.

PIPER, D. J., COCHONAT, P., AND MORRISON, M. L. The sequence of events around the epicentre of the 1929 grand banks earthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar. *Sedimentology* 46, 1 (1999), 79–97.

PORTUGAL, B. S. 2005. Fácies Sedimentares de um Leque de Água Profunda de Margem Ativa, em Afloramento da Bacia de Itajaí, Sul do Brasil. 2005. Trabalho de conclusão de curso, Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro - Instituto de Geociências, Rio de Janeiro.

POSAMENTIER, H. W.; MARTINSEN, O. J. 2010. The character and genesis of submarine mass-transport deposits: insights from outcrop and 3D seismic data. *Mass-transport deposits in deepwater settings*. Tulsa: SEPM, Special Publication, v. 95, p. 7-38.

REIS, A.T., SILVA, C.G., GORINI, M.A., LEÃO, R., PINTO, N., PEROVANO, R., SANTOS, M.V.M., GUERRA, J.V., JECK, I.K., TAVARES, A.A.A., 2016. The Chuí Megaslides Complex: Regional-Scale Submarine Landslides on the Southern Brazilian Margin. *Advances in Natural and Technological Hazards Research* 41, Cap 11. Springer International Publishing, p. 115–123.

REUSCH, A., et al. 2015, Giant lacustrine pockmarks with subaqueous groundwater discharge and subsurface sediment mobilization, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 3465–3473, doi:10.1002/2015GL064179.

RICKETTS, B. D.; BALLANCE, P. F.; HAYWARD, B. W.; MAYER, W. 1989. Basal Waitemata Group lithofacies: rapid subsidence in an Early Miocene interarc basin, New Zealand. *Sedimentology*. v. 36. p. 559-580.

RODRIGUES, L.F.; KETZER, J.M.; LOUREGA, R.V.; AUGUSTIN, A.H.; SBRISSA, G.; MILLER, D.J.; HEEMANN, R.; VIANA, A.R.; FREIRE, A.F.M.; MORAD, S. 2017. The influence of methane fluxes on the sulfate/methane interface in sediments from the Rio Grande Cone Gas Hydrate Province, southern Brazil. *Braz. J. Geol.* 47, 369–381.

ROSA, M.L.C.C.; AYUP-ZOUAIN, R.N.; BARBOZA, E.G. 2006. Utilização de Seções Sísmicas 2D na Identificação de Zonas de Escapes de Fluidos. p. 109-118.

ROSA A.P. 2007. Interpretação sísmo-estratigráfica da porção da Bacia de Pelotas que engloba o Cone do Rio Grande e a avaliação do seu potencial petrolífero. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual do Norte Fluminense,

ROSA, M.L.C.C., BARBOZA, E.G., ABREU, V.S., TOMAZELLI, L.J., DILLENBURG, S.R. 2017. High-frequency sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): a record of degradational stacking as a function of longer-term base-level fall. *Brazilian Journal of Geology*. v. 47(2), p. 183-207.

RUPPEL, C.D. 2011. Methane Hydrates and Contemporary Climate Change. Disponível em: <https://www.nature.com/scitable/knowledge/library/methane-hydrates-and-contemporary-climate-change-24314790/>. Acesso em: 22 Abr 2021.

SANTOS, V.L.C. 2009. Banco de dados ambientais da bacia de pelotas: uma ferramenta para elaboração de estudos de impacto ambiental. 59 F. Monografia de conclusão de curso (Graduação em Oceanografia) - Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, RS.

SANTOS, V. O. 2010. Cone do rio grande: Processos sedimentares recentes e sua relação com a indústria do petróleo. 2010. 53 F. Monografia de conclusão de curso (Graduação em Oceanografia) - Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, RS,

SHANMUGAM G (2008b) The constructive functions of tropical cyclones and tsunamis on deepwater sand deposition during sea level highstand: implications for petroleum exploration. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 92: 443–471.

SHANMUGAM, G. Submarine fans: a critical retrospective (1950 - 2015). 2015. Journal of Palaeogeography: Lithofacies palaeogeography and sedimentology. Arlington, Tx, p. 111-184. Disponível em: [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com). Acesso em: 12 fev. 2021.

SHANMUGAM, G. 2016. Slides, slumps, debris flows, turbidity currents, and bottom currents. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. p. 7; 10; 14;20 - 25; 37 - 42. Acesso em: 15 Fev 2021.

SHANMUGAM, G. 2021. Mass transport, gravity flows, and bottom currents: Downslope and alongslope processes and deposits. Elsevier, Amsterdam, p. 608.

SILVA, B. A. Análise de estabilidade de taludes ao longo da rota de um duto submarino na Bacia de Campos, RJ. 2005. Dissertação (Mestrado) – Curso de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro (PUC-Rio), Rio de Janeiro, 2005.

SILVA, C.G.; ARAÚJO, E.; REIS, A.T.; PEROVANO, R.; GORINI C.; VENDEVILLE, B.C.; ALBUQUERQUE N. 2010. Megaslides in the Foz do Amazonas Basin, Brazilian Equatorial Margin. 2010. Advances in Natural and Technological Hazards Research, Vol 28. p. 581-591.

SILVA, D. B. Caracterização arquitetural e distribuição de fácies de lobos turbidíticos no Mioceno da bacia de Adana, Turquia. 2018. 200 f. Tese (doutorado) - curso de geociências, instituto de geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2018.

SKARKE A.; RUPPEL C.; KODIS M, BROTHERS D.; LOBECKER E. 2014. Widespread methane leakage from the sea floor on the northern US Atlantic margin. Nat Geosci 7:657–661. <https://doi.org/10.1038/ngeo2232>

SOMOZA, L.; LEÓN, R.; MEDIALDEA, T.; PÉREZ, L. F.; GONZÁLEZ, F. J.; MALDONADO, A. Seafloor mounds, craters and depressions linked to seismic chimneys breaching fossilized diagenetic bottom simulating reflectors in the central and southern Scotia Sea, Antarctica. 2014. *Global and Planetary Change* 123, 359–373.

SUGUIO, K. *Geologia Sedimentar*. 2003. Ed. Edgard Blücher, ed.1, São Paulo. p.64-67.

SULTAN N, COCHONAT P, FOUCHER JP, MIENERT J.. 2004. Effect of gas hydrates melting on seafloor slope instability. *Mar Geol* 213(1–4): p. 379–401

THARIMELA, R. *et al.* 2019. 3D controlled-source electromagnetic imaging of gas hydrates: Insights from the Pelotas Basin offshore Brazil. *SEG LIBRARY*, v. 7, Ed 4, p. 111-131,

TINIVELLA, U.; GIUSTINIANI, M.; ACCETTELLA, D. 2011. BSR versus Climate Change and Slides. Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale,, Sgonico, Italy *Journal of Geological Research*. n. 390547. 6p.

USGS. 2004. Landslide types and processes. USGS Numbered Series. DOI: 10.3133/fs20043072. Disponível em: <https://pubs.er.usgs.gov/publication/fs20043072>. Acesso em:

WU, XUEMIN., LIANG, QIANYONG., MA, YUN., SHI, YAOHONG., XIA, Z.; HAECKEL, M. 2018. Landslides and their Distribution in the Gas Hydrate Area on the North Slope of the South China Sea.

WESTBROOK, G. K.; THATCHER, K. E.; ROHLING, E. J.; PIOTROWSKI, A. M.; PÄLIKE, H.; OSBORNE, A. H.; NISBET, E. G.; MINSHULL, T. A.; LANOISELLE, M; JAMES, R. H.; HUHNERBACH, V.; GREEN, D.; FISHER, R. E.; CROCKER, A. J.; CHABERT, A.; BOLTON, C.; BESZCZYNSKA-MÖLLER A.; BERNDT C.; AQUILINA A. 2009 Escape of methane gas from the seabed along the West Spitsbergen continental margin. *Geophysical Research Letters*. v. 36. p.1–5.

WOOLSEY, T. S., MCCALLUM, M. E.; SCHUMM, S. A. 1975. Modelling of diatreme emplacement by fluidization. *Phys. Chem. Earth*, v. 9, p. 29-42.

YELISETTI S.; SPENCE, G. D.; RIEDEL, M. 2014. Role of gas hydrates in slope failure on frontal ridge of northern Cascadia margin. *Geophys J Int* 199(1): p. 441–458.

ZHANG, J.H.; LIN, H.L.; WANG, K.Z. 2015, Centrifuge modeling and analysis of submarine landslides triggered by elevated pore pressure. *Ocean Engineering*. v. 109, p. 419–429.

ZHANG, X.H.; LU, X.B.; CHEN, X.D.; ZHANG, L.M.; SHI, Y.H. 2016. Mechanism of soil stratum instability induced by hydrate dissociation. *Ocean Engineering*. v.122, p. 74–83.

ZHANG H., XIANQI L., JINFENG B., GAOFENG H.; ZIJING, G. 2018. Submarine slope stability analysis during natural gas hydrate dissociation, Department of Civil Engineering, Shanghai Jiao Tong University, Shanghai, China. *Marine Georesources & Geotechnology*, p.1-10.

**12 ARTIGO****IMPLICATIONS OF GAS HYDRATE DISSOCIATION IN SUBMARINE  
SEDIMENTS: AN EXPERIMENTAL APPROACH.**

Gabriela Leal Pinheiro Pimentel <sup>a</sup>, Eduardo Puhl <sup>a,b</sup>, Daniel Bayer da Silva <sup>c</sup>, Kiane Scheffer de Azevedo<sup>b</sup>, Cristian Valenti Schenk <sup>b</sup>, Felipe Rafael Secco da Silva <sup>b</sup>,

<sup>a</sup> Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO), Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre 91501-970, Brazil;

<sup>b</sup> Núcleo de Estudos em Correntes de Densidade (NECOD), Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH), Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre 91501-970, Brazil;

<sup>c</sup> Engineering Center, UFPel - Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 96010-450, Brazil;

**ABSTRACT**

The gas hydrate (GH) deposits dissociation have been appointed by numerous researchers as one of the potential triggering mechanisms for submarine slope instability. In order to evaluate the influence of the dissociation of gas hydrates on stability, a reduced physical model of a submarine slope with two layers of different permeabilities was constructed, subjected to a punctual air injection to simulate the overpressure caused by the gas during GH deposits dissociation. The different features and processes resulting from the air passage, their evolution, and interconnections were recorded and analyzed using image processing techniques. The results reveal five development stages of the features, starting from the initial fracturing, the gas release into the water column, the crucial role of the impermeable layer thickness, distributing features along the slope, and the risks and benefits of mounds' presence for slope stability. This study aims to enhance the understanding of the relationship between typical gas hydrate dissociation features and slope stability. Furthermore, this research can contribute to future projects concerning the feasibility of submarine installations on submarine slopes with gas hydrate deposits.

**Keywords:**

Gas hydrates; Slope stability; Continental Slope; Physical modeling.

## 1. Introduction

Submarine slope instability is a process that involves sediments' collapse, leaving a scar on the upper part of the slope known as a scarp, the transport of the unconsolidated material downslope under gravity influence (slumps and slides), and its deposit onto the slope lower portions (Posamentier & Martinsen, 2010). This phenomenon can be triggered by various mechanisms, that acting individually or simultaneously can lead to a shear strength loss, which is essential for sediment stability such as high sediment flux at the shelf edge, erosion by ocean currents, the influence of gas hydrate dissociation, and others (Lee et al., 2007; Posamentier & Martinsen, 2010; Shanmugan, 2016).

Gas hydrates are crystalline solid compounds similar to compacted snow, composed of water molecules capable of trapping compressed gas molecules, primarily hydrocarbons like ethane ( $C_2H_6$ ) and methane ( $CH_4$ ) (Kvenvolden, 1993; Neves, 2017). They form in the Gas Hydrate Stability Zone (GHSZ), a depth range within the sediment column of submarine slopes where conditions are favorable for gas hydrate formation or crystallization in host sediments (reservoirs), primarily due to high pressures and low temperatures (Kvenvolden, 1993).

This zone lies above the Free Gas Zone (FGZ) and below the Sulphate Reduction Zone (SRZ), where sediments act as a "filter" against diffusive gas flow (gradual propagation of dissolved gas in interstitial water through sediments, consumed by anaerobic oxidation). This filter allows only the advective flow passage (preferential gas migration pathways due to pressure relief, enabled by faults), which can reach the seafloor surface, generating features such as mounds and pockmarks (Ruppel, 2011; Cuss et al., 2014; Ketzer et al., 2020).

The GHSZ can have high permeability (rich in sand) or low permeability (rich in clay), with the latter being more common (Grozic, 2003; EPE, 2016), and can present

different configurations due to the influence of the diagenetic degree of the sediments (EPE, 2016 ; Zhang et al. 2018). The GHSZ's bottom is marked by the BSR (Bottom-Simulating Reflector), a strong seismic reflector with a high negative amplitude parallel to the seafloor, considered the main indicator of the GHs presence (Clennell, 2000). The GHSZ thickness increases seaward with water column depth and thins landward due to increasing temperature and decreasing pressure, so that towards the upper slope, at water depths around 500 m, it achieves a wedge-shaped form until it disappears completely where the BSR intersects the seafloor (Grozić, 2003; Nixon, 2005; Makogon, 2010; Bjørnøy, 2015; Ketzer et al., 2020).

The BSR is considered for many authors a potential failure surface due to the contrast of forces between sediments hosting gas hydrates and those that don't, which during the event of gas hydrate dissociation could lose its cementation developing a sliding plane where it outcrops on the slope (Grozić, 2003; Nixon, 2005; Tinivella et al., 2011; Freire, 2012; Yelisetti et al., 2014; Bjørnøy, 2015). Although the influence of critical overpressure caused by gas hydrate dissociation on the stability of submarine slopes is often evaluated through numerical models (Nixon, 2005; Nixon & Grozić, 2006; Li & He, 2011; Menezes, 2011; Elger et al., 2018; Zhang et al., 2018), physical modeling provides greater control and better specific phenomena observation (Carneiro, 1993) composing a promising tool with excellent results analyzing submarine slope stability (Zhang et al., 2015; Zhang et al., 2016; Motta, 2016; Liu et al., 2019; Nian et al., 2019; Boffo et al., 2021). However, the mechanisms by which fluid overpressure causes instability in slopes remain only partially understood.

Therefore, in order to investigate and gather more information about the gas hydrate dissociation role as a potential trigger for submarine slope instability, this study



employs physical modeling to examine this relationship under controlled laboratory conditions.

## **2. Methods**

### **2.1 Experimental Setup**

Based on the experimental methodologies composition from previous physical model studies (Woosley et al., 1975; Liu et al., 2019; Nian et al., 2019), a scaled-down physical model of a submarine slope exposed to gas overpressure caused by localized gas hydrate dissociation was created. This dissociation was simulated through a localized air injection (Fig. 1.a). The model slope consisted of a coarse sand layer (median grain size,  $D_{50} = 730.5 \mu\text{m}$ ) representing a permeable sandy-type GHSZ, overlaid by a fine silt layer (kaolin,  $D_{50} = 8.53 \mu\text{m}$ ) simulating the seafloor. The silty layer properties were based on geological and geotechnical data from the upper submarine slope of the *Cone do Rio Grande*, a region located in the southern Brazilian margin, which contains an approximate volume of 22 trillion  $\text{m}^3$  of gas hydrates throughout its extent (Barros, 2009; Corrêa et al., 2019; Ketzer et al., 2022). The entire experiment took place in the Núcleo de Estudos de Correntes de Densidade (NECOD) laboratory, Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) of Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

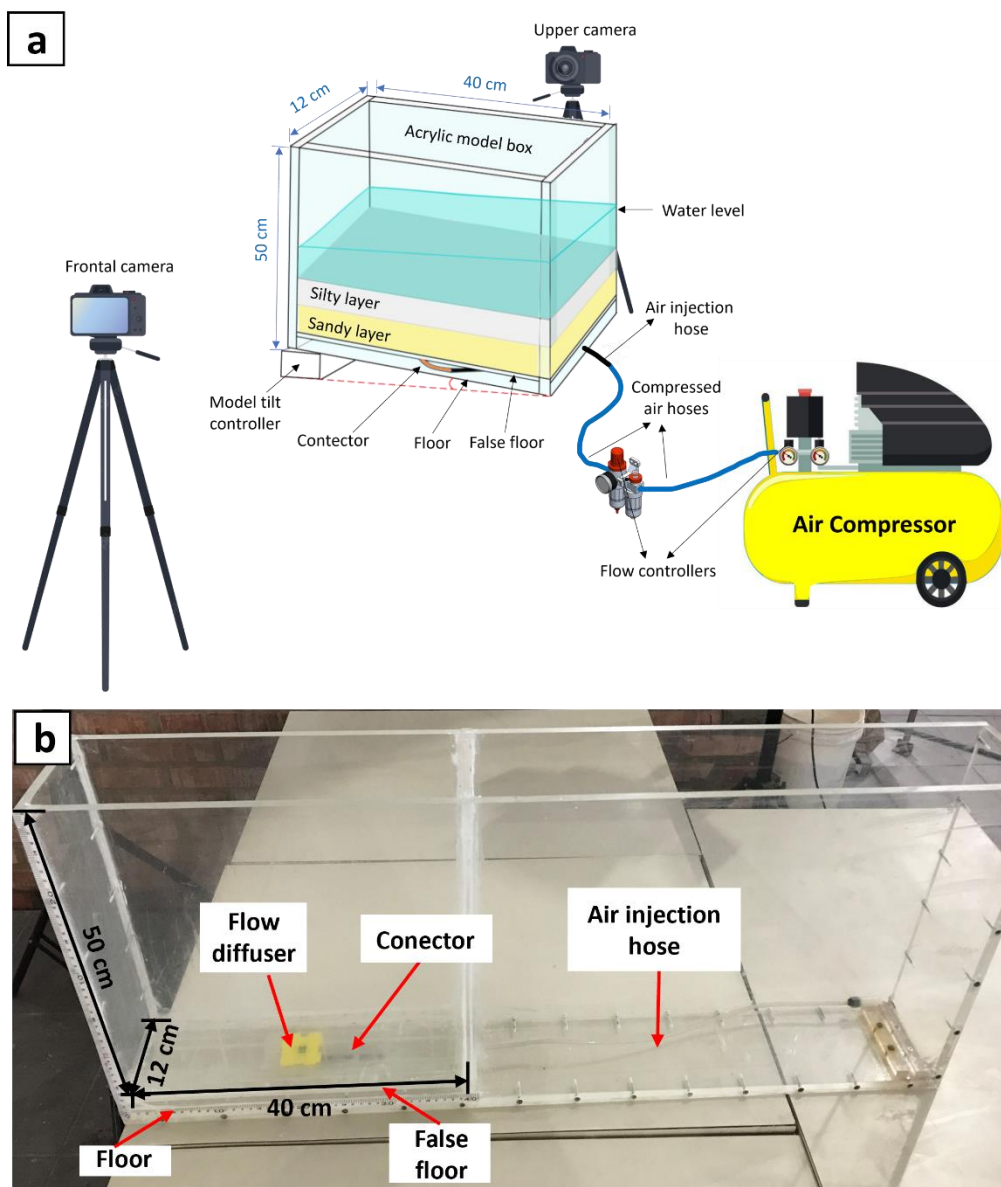


Figure 1 - a) Model setup used in the experiment; b) Model box composition detailed.

The model box corresponds to an adjustable acrylic box with a usable compartment measuring 40x12x50 cm (Fig. 1.b). The center of its base was connected to a copper pipe (connector) covered by a geotextile fabric strip, which in turn was connected to a 4 mm diameter silicone hose (air injection hose). That hose was attached to the air compressor hose on its other end, responsible for injecting gas into the model. Due to the similar density between methane gas ( $\text{CH}_4$ ) and air (composed of 78%  $\text{N}_2$ , 20%  $\text{O}_2$ , ~0.93%  $\text{Ar}$ , ~0.035%  $\text{CO}_2$ ; NOAA, 2023), in this study, methane gas seep was

represented by air injection, with the injection rate controlled by gas valves (flow controllers) on the the air compressor outlet. For their characterization, the used sediments underwent a series of geotechnical tests, partly conducted at the Laboratório de Ensaios Geotécnicos e Geoambientais (LEGG) and partly at the Núcleo de Estudos de Correntes de Densidade (NECOD) of UFRGS. Table 1 presents the sediment's physical properties obtained from these tests, displaying values within the physical indices range of marine clays for kaolin.

Table 1 - Geotechnical characterization of the sediments used in the experimente.

<b>Property</b>	<b>Sand</b>	<b>Silt</b>
Median grain size	730.5 $\mu\text{m}$	8,53 $\mu\text{m}$
Texture and selection	Sub-angular to angular, poorly selected	-
Moisture content (%)	0,58	2,10
Density ( $\text{kg}/\text{m}^3$ )	2,62	2,52
Unit weight ( $\text{KN}/\text{m}^3$ )	25,67	-
Dry unit weight ( $\text{KN}/\text{m}^3$ )	15,91	-
Void ratio (e)	0,61	-
Porosity (%)	38	-
Liquid limit (%)	-	43,16
Plastic limit (%)	-	37,48
Plasticity index	-	5,68

A series of 8 experiments were conducted under a constant gas injection rate but with different slope tilt settings, thickness, and clay layer consistency as outlined in Table 2. These parameter variations were determined based on previously collected data about the upper slope region of the Cone do Rio Grande. The tilt was set at  $2.5^\circ$ , and the layers' consistency was informed by the research of Martins et al. (1985) and Martins & Martins

(1985). The silt layer thicknesses were scaled at 1:100 concerning the actual SRZ (Sulphate Reduction Zone) thickness, and the injection rate (0.07 cm<sup>3</sup>/s) used was close to the maximum methane exsolution rate (0.055 cm<sup>3</sup>/s) reported by Ketzer et al. (2020).

Table 2 - Experimental setting and parameters used.

Test	Model tilt (°)	Silty layer thickness (cm)	Silty layer consistency
1	0,2	1,3	Plastic
2	0,2	1,3	Semisolid
3	0,2	3,0	Plastic
4	0,2	3,0	Semisolid
5	2,5	1,3	Plastic
6	2,5	1,3	Semisolid
7	2,5	3,0	Plastic
8	2,5	3,0	Semisolid

The entire experiment was photographed by two cameras (NIKON D5000 and NIKON D5600), installed in front of and above the box, and filmed by a high-resolution camera (iPad LM-X210).

## 2.2 Experimental Procedure

According to each experiment setting (Tab. 2), the model preparation involved three main steps:

### a) Preparation of the simulated seabed

This stage comprehends laying a 2 cm thick permeable layer of coarse sand at the bottom of the model box. This was followed by the preparation, homogenization, and pouring of a liquid-consistency mixture composed of water and kaolin. This mixture later originates an impermeable layer as a simulated bed after the consolidation stage. The proportions (mass and volume) of the components were calculated based on the expected

layer final thickness and consistency after consolidation (Tab. 2). Homogenization was achieved using a low-speed electric mixer for two hours to ensure the bubble absence and sediment clumps. Finally, the mixture was carefully poured onto the sand layer at the acrylic box bottom portion.

#### b) Consolidation of the simulated seabed

In order to enhance the structural strength of the simulated marine soil, the mixture was consolidated within the acrylic box. This process consists reducing the soil volume (static compaction) by applying an overload and expelling the water present in the soil pores (drainage). An encased press covered in geotextile fabric and loaded with evenly distributed weights was used for applying force, in order not to cause settlement on sediment layers. Drainage was achieved by using the air injection hose at the tank bottom connected to a low-suction vacuum pump. The drained volume was monitored using a graduated beaker to ensure the kaolin layer achieved the desired consistency in each test (Tab. 2). This consistency was also verified visually and tactfully. Draining from the model bottom (coarse sand) instead of the top (fine silt) allowed gravity uniform outflow through the simulated layers, ensuring minimal variation of saturation along the layers.

#### c) Model Setup

In this stage, the model was carefully inclined at predetermined angles (Tab. 2), with no soil layer alterations. The model was filled with simulated seawater (35% NaCl and blue dye), gently poured onto the silty layer using a sponge to avoid damage, until reaching an approximate height of 5 cm at the model center (Fig. 1). To ensure quality records, cameras and spotlights were installed and positioned in front of and above the model box. The cameras were set to capture six frames per minute. Due to the limited

flow control sensitivity of the injectable air rate fine adjustment, the compressor was calibrated through air flow measurements using a water-filled container and a stopwatch. The obtained flows for each adjustment in the record ( $Q$ ) were calculated using a simple mathematical relationship (Brunetti, 2008):

$$Q_m = \sum_{i=1}^{\alpha} \frac{Q}{\alpha} = \sum_{i=1}^{\alpha} \frac{n \left( \frac{4}{3} \pi r^3 \right) / t}{\alpha}$$

$n$  = number of air bubbles exiting the compressor hose;  $t$  = bubble counting time;  $r$  = measured bubble radius; and  $\alpha$  = number of measurements. The aim was to adjust the record until the average flow rate ( $Q_m$ ) reached  $0.07 \text{ cm}^3/\text{s}$ , close to the actual methane exsolution rate recorded in the study area (between  $0.012 \text{ cm}^3/\text{s}$  and  $0.055 \text{ cm}^3/\text{s}$ ; Ketzer et al. 2020). Lastly, the spotlights and cameras were activated along with the air compressor, initiating the experiment.

#### d) Simulation

The air passage through the sediments generated features in the simulated layers, and the features' evolution process was captured in real-time by the cameras. The condition for concluding this stage was the emergence identification of a gas seep channel on the seabed simulated. Once this criterion was achieved, the experiment was concluded by shutting off the air injection into the model by closing the air outlet valve. Subsequently, the image and video were processing. The ImageJ software was using to calibrate the images geometric measurements from the insertion of digital scales on model (Schneider et al., 2012).

### 3. Results

During the image processing stage, different features generated by the gas's interaction with the impermeable layer were observed, that measuring the damage degree of the simulated bed's surface throughout the experiment. The features' development occurs in five main subsequent stages:

1. As the gas flow ascends from the reservoir, represented by the sand layer, it expands and accumulates at the interface between the layers, forming an air pocket (Fig. 2.t1).
2. Excess pressure is relieved by a positive deflection of the impermeable layer (dome), accompanied by fracturing (tensile fractures at the dome's top, shear fractures at the air pocket edges, radial fractures on the surface, sometimes associated with a concentric pattern; Fig. 2.t1, t2).
3. Fracturing gradually increases toward the gas migration vertical axis, generating a "V"-shaped structure at the dome's top (Fig. 2.t3).
4. The "V"-shaped structure undergoes sediment disaggregation inside, and a top sediment collapse, forming a crater on the dome's top surface (Fig. 2.t3).
5. Excess gas pressure is released into the water column either through frequent gas seep (bubbles) into the seabed simulated through the fractures on the dome or by an explosion (only observed on tests 3 and 8b). The gas release channel deactivation is marked by the formation of a small pointed mound on the seabed simulated surface .
6. In all experiments with a thicker impermeable layer (tests 3, 4, 7, 8a, and 8b), these features appeared on the surface, distant from the injection point (subsurface) precisely at the sediment-wall interface, allowing

panoramic observation (plan and profile view) of feature evolution throughout the experiment (Fig. 2).

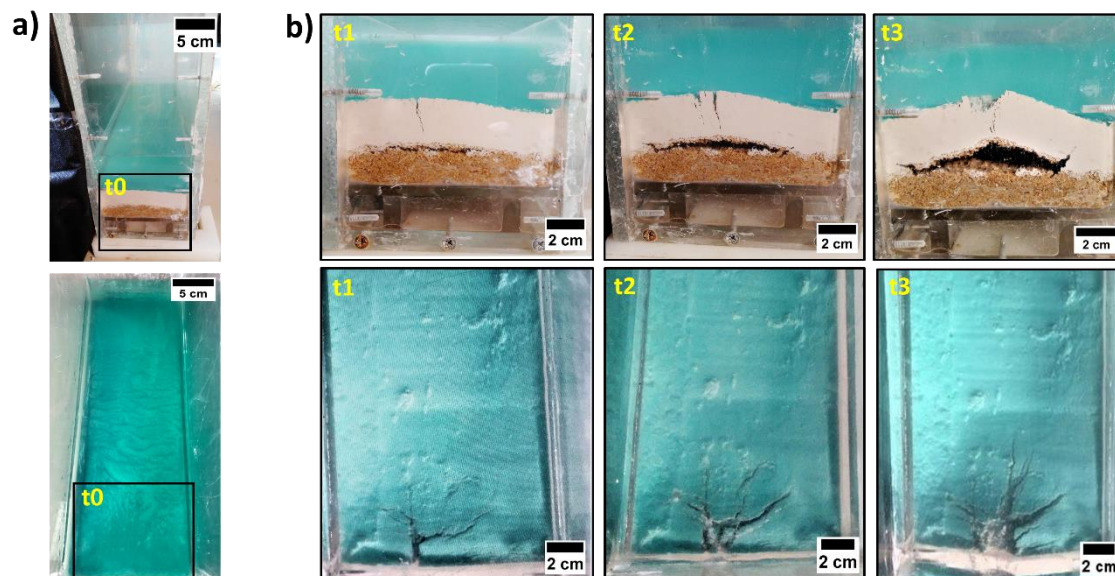


Figure 2 - Photographic record of the test's main stages 8b. a) Profile view (upper image) and plan view (lower image) of the simulated slope initial state ( $t_0 = 0$  s), showing the later-formed feature locations; b) Zoom-on the region indicated in figure a, marked by the connected and simultaneous formation of a subsurface tensile fracture and radial-concentric surface fracture at time  $t_1 = 25$  min; by the shear fractures emergence at the air pocket edges and the development of tensile and concentric-radial fractures at time  $t_2 = 30$  min; and by the "V"-shaped structure top collapse at time  $t_3 = 35$  min, observed both in profile and plan view.

For experiments with thinner layers, those with lower tilts ( $0.2^\circ$ ) exhibited features directly above the injection point (tests 1 and 2), allowing observation only in plan view. On the other hand, those set with steeper tilts ( $2.5^\circ$ ) appeared distant from the injection point, both at the wall-sediment interface (test 6) and beyond it (test 5). The experiments' main results are summarized in Table 3, which presents the evaluation parameters and detailed information for each test. Due to time and logistical constraints in the execution schedule, tests repetition was not possible, and therefore only test 8 was chosen for replication (tests 8a and 8b). Additionally, the conclusion criterion (section 2.2) could not be achieved in all conducted tests; only tests 2, 3, 6, 7, and 8b were completed according to this criterion.



Table 3 - The main results of experiment.

Results \ Test No.	1	2	3	4	5	6	7	8a	8b
<b>Record of the first feature (min)</b>	53	22	79	205*	3	11	27	16	25
<b>Position of features in the model</b>	Central; Above the injection hose	Central; Above the injection hose	Deep; sediment-wall interface frontal	Shallow; sediment-front wall interface	Shallow and Deep; near the front wall	Central; sediment-front wall interface	Shallow; sediment-front wall interface	Deep; sediment-front wall interface	Shallow; sediment-sidewall interface
<b>Maximum deflection height (mm)</b>	-	-	8	12	-	7	12	12	16
<b>Lateral extension of the air pocket (mm)</b>	-	-	87	130	-	100	120	100	84
<b>Types of fractures</b>	• Radial	• Radial - Concentric; • Dendritic	• Tensile; • Parallel - bifurcated	• Tensile; • Parallel; • Semicircular; • Shear	• Radial - concentric; • Irregular	• Tensile; • Radial - concentric; • Shear	• Semicircular; • Tensile.	• Tensile; • Radial; • Shear.	• Tensile; • Radial - concentric; • Shear
<b>Diameter and maximum length of surface fractures (mm)</b>	40	40	50	80	40	50	93	30	70
<b>Record of the first gas release** (min)</b>	55	13	125	-	6	22	61	-	104
<b>The form of the first gas release</b>	Seep	Seep	Explosion	-	Seep	Seep	Seep	-	Explosion

Four experiments were selected to illustrate the main results observed in the experiment, as shown in Figure 3. According to the information listed in Table 3, the primary features produced correspond to five main associated structures: layer deflection (dome), air pocket, craters (Figure 3a,b), V-shaped structure (Figure 3b), and various types of fractures (tensile, shear, radial, radial-concentric, and semicircular; Figure 3a,b,c). Moreover, some less common phenomena in the experiment are highlighted, such as the simultaneous formation of two equidistant radial-concentric fractures in test 5, microfractures' propagation in a dendritic pattern accompanied by subtle relief uplift in test 2 (Figure 3c), and the sediment current formation resulted from an explosion in test 3 and 8b, interpreted as a turbidity current (Figure 3d).

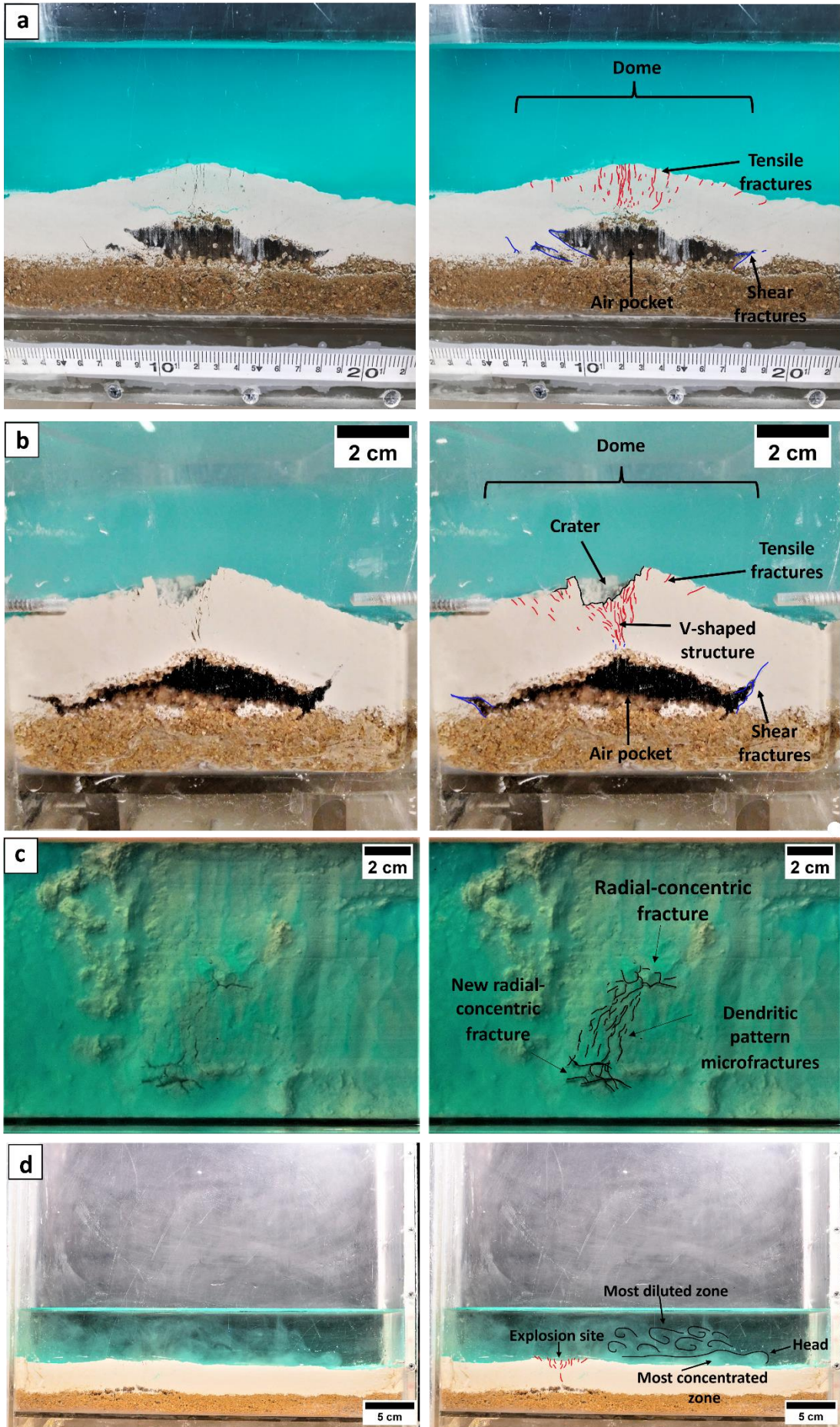


Figure 3 - The main features and phenomena observed during the experiment (left) and their interpretation (right). a) Test recording 8a at 21 minutes showing a feature interpreted as an impermeable layer deflection (dome) before the exudation channel formation, accompanied by tensile fractures on the top; b) Test recording 8b at 35 minutes, after the exudation channel formation, showing the V-shaped structure formation and a crater on dome's top; c) Test recording 2 at 65 minutes, showing the microfractures' propagation as a dendritic pattern perpendicular to the model and a new radial fracture formation; d) Sediment current recorded in test 3 at 126 minutes resulted from a gas explosion in the simulated bed, interpreted as a turbidity current.

## 4. Discussion

### 4.1 Interpretation of Features

The experiments' results demonstrate in a practical way that gas channeling (represented by a 4 mm diameter hose) is capable of producing structures in the impermeable layer dozens of times larger than its diameter (see Table 3). Through the observation of the connection between the described structures in the experimental series, it was possible to classify them into two groups: (I) primary structures, corresponding to the initially observed structures, such as the air pocket and domes, formed simultaneously; and (II) secondary structures, which are generated from the primary ones development such as fractures, the V-shaped structure, and craters. The impermeable layer fracturing is formed from the layer's accommodation through deformation caused by local excess pore pressure. The microfractures' propagation as a dendritic pattern was attributed to dilatancy controlled by gas flow, indicating gas pathways' temporary expansion through the soil and consequently soil volume increase. The disintegration and collapse of sediments within and on top of the V-shaped structure, respectively, indicate the fluidization process, which, by destroying grain structure, promotes the loss of cohesion in sediments. The explosions reported in experiments 3 and 8b was resulted from a higher pore pressure accumulation indicated by the delayed gas release into the water column. The small pointed mounds on the surface observed after gas release were caused by the drag of fluidized sediments exerted by the ascending gas fluid through the silty bed.

The microfractures' propagation as a dendritic pattern was attributed to dilatancy controlled by gas flow, indicating gas pathways' temporary expansion through the soil and

consequently soil volume increase. The disintegration and collapse of sediments within and on top of the V-shaped structure, respectively, indicate the fluidization process, which, by destroying grain structure, promotes the loss of cohesion in sediments. The explosions reported in experiments 3 and 8b was resulted from a higher pore pressure accumulation indicated by the delayed gas release into the water column. The small poitend mounds on the surface observed after gas release were caused by the drag of fluidized sediments exerted by the ascending gas fluid through the silty bed.

A comparison between the results presented by this model and similar models from the literature is provided below (Table 4).

Table 4 - Comparison between results and models settings.

<b>Authors</b>		Woosley <i>et al.</i> (1975)	Nian <i>et al.</i> (2019)	Liu <i>et al.</i> (2019)	This study
<b>Model setting</b>	Soil layer thickness (mm)	1000	16.8 and 18.8	20	13 and 30
	Soil layer consistency	Solid	Plastic	A little plastic and viscous	Plastic and semisolid
	Tilt (°)	0	10	5	0.2 and 2.5
	Flow or pressure of the injected air	5000 cm <sup>3</sup> /s	0,019 and 0,17 cm <sup>3</sup> /s	0 - 40 kPa	0,07 cm <sup>3</sup> /s
<b>Registered features</b>		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Dome</li> <li>• Concentric and radial fractures</li> <li>• V-shaped structure</li> <li>• Crater</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Dome</li> <li>• Air pocket</li> <li>• Tensile fractures</li> <li>• Shear fractures</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Dome</li> <li>• Air pocket</li> <li>• Tensile fractures</li> <li>• Shear fractures</li> <li>• Concentric and radial fractures</li> <li>• "V" structure</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Crater</li> </ul>

Figure 4 shows the similarities and differences among the presented models results. The dome, air pocket, and tensile and shear fractures are similar to those observed in the experiment by Nian *et al.* (2019; Fig 4.b). As for the "V" structure, crater, radial, and concentric fractures, resemble the structures produced in the physical models of Gay *et al.* (2012) and Woosley *et al.*

(1975; Fig 4.c,d), respectively. Dilatancy controlled by gas flow, though not executed in any of the similar models, has previously been reproduced in laboratory settings by Cuss et al. (2014).

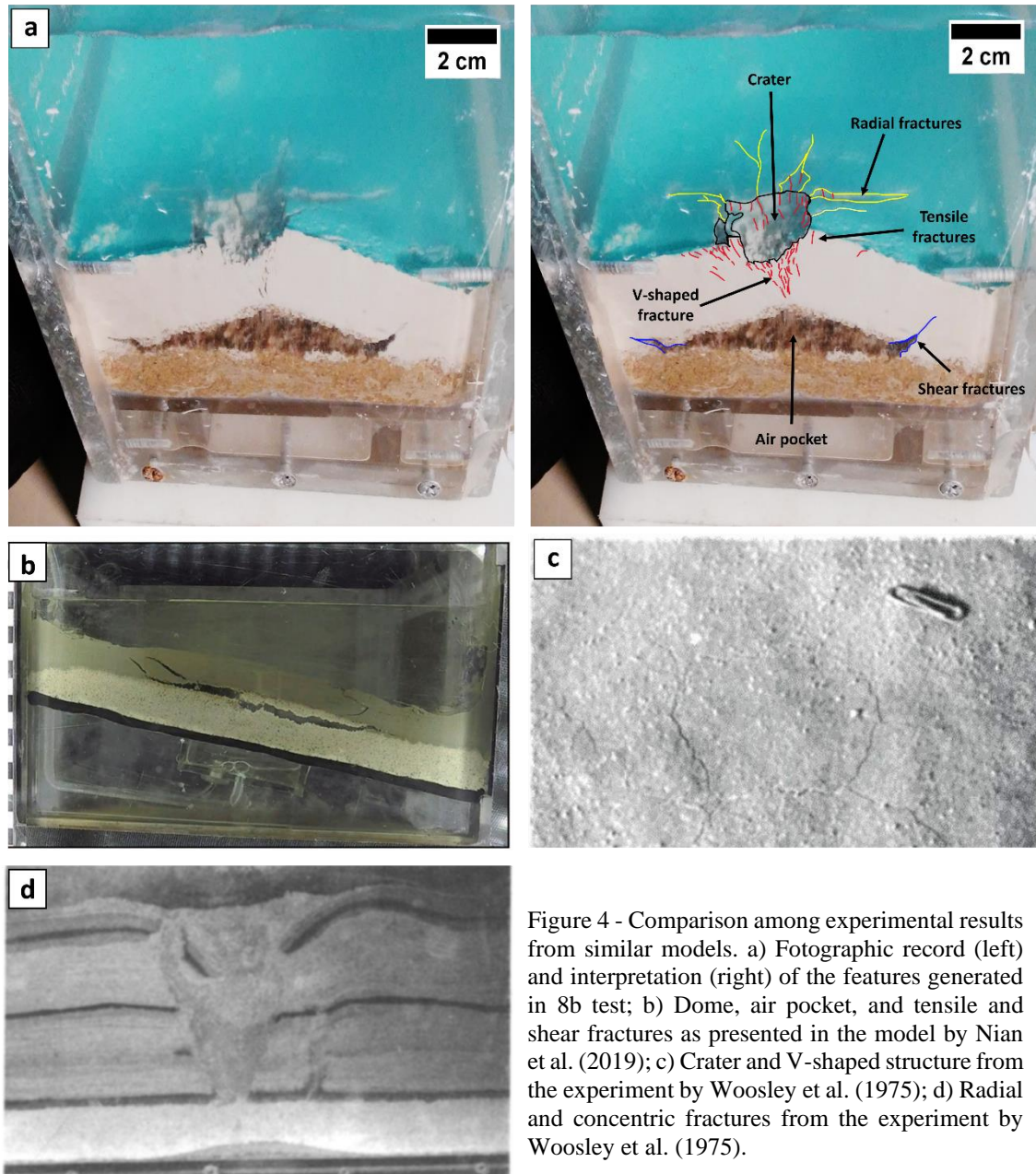


Figure 4 - Comparison among experimental results from similar models. a) Photographic record (left) and interpretation (right) of the features generated in 8b test; b) Dome, air pocket, and tensile and shear fractures as presented in the model by Nian et al. (2019); c) Crater and V-shaped structure from the experiment by Woosley et al. (1975); d) Radial and concentric fractures from the experiment by Woosley et al. (1975).

Despite the Nian et al. (2019) model having a steeper slope and a lower air injection rate compared to this current model, the similarity observed in terms of layer thicknesses and injection rates might account for the appearance of shared features through the studies. The quantities differences, such as the steeper slope and higher air injection rate used, could have contributed to

the non-development of the "V" structure and the crater. The model in this study and the Woosley et al. (1975) model share both radial and concentric fractures and the "V" structure, as well as the low slope, and they might also share a longer air injection time (not reported by the authors), suggesting that the fluidization process responsible for the development of such features requires a longer exposure time to gas flow on the seabed. Unlike other studies, Liu et al. (2019) did not focus on the simulated bed deformation process but rather on the final features generated by this process (crater). Additionally, the authors did not provide a profile view of their model, preventing the observation of possible features in the mentioned studies.

Based on the physical settings observed in the structures and identified in the literature, the model walls were interpreted as analogous to faults, while the domes, "V" structures, and craters were interpreted as mounds, chimneys, and pockmarks, respectively. A 3D model that spatially relates and compares such structures is shown in Figure 5.

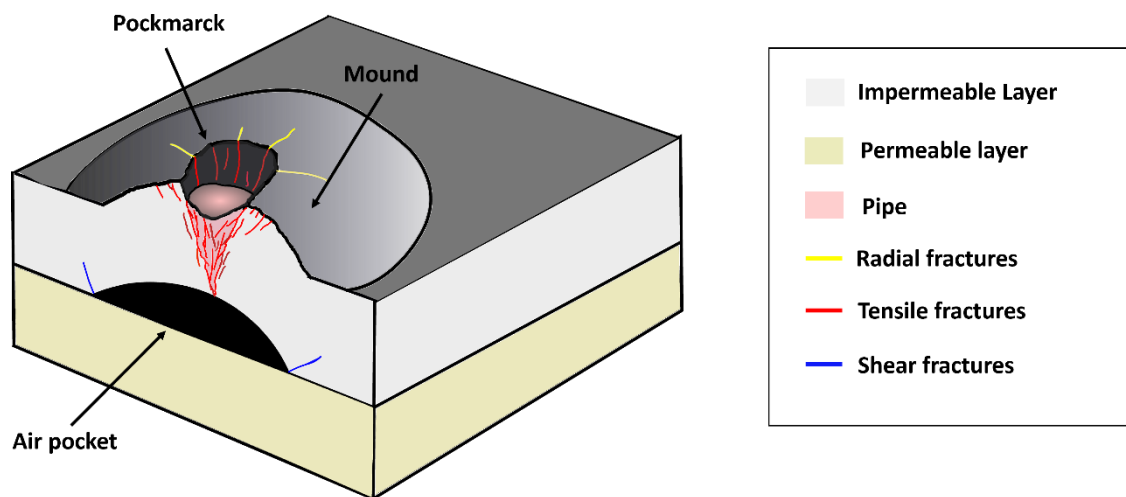


Figure 5 - 3D schematic model of a seabed during gas exudation, illustrating the role of gas fracturing and sediment fluidization in the chimneys and craters development.

Mounds, pockmarks, and chimneys are commonly interpreted from seismic profiles and side-scan sonar images in various regions of the planet (Hovland & Judd, 1988; Rosa et al., 2006; Oliveira et al., 2010; Gay et al., 2012; Somoza et al., 2014; Bjørnøy, 2015; Miller et al., 2015; Reusch et al., 2015; Tharimela et al., 2019; Ketzer et al., 2020; Fig. 6.a,b). The reported tensile

fractures resemble vertical lineations found in the Scottish Sea (Somoza et al., 2014; Fig. 6.b) and the Norwegian Sea (Gay et al., 2012) associated with pockmarks and mounds.

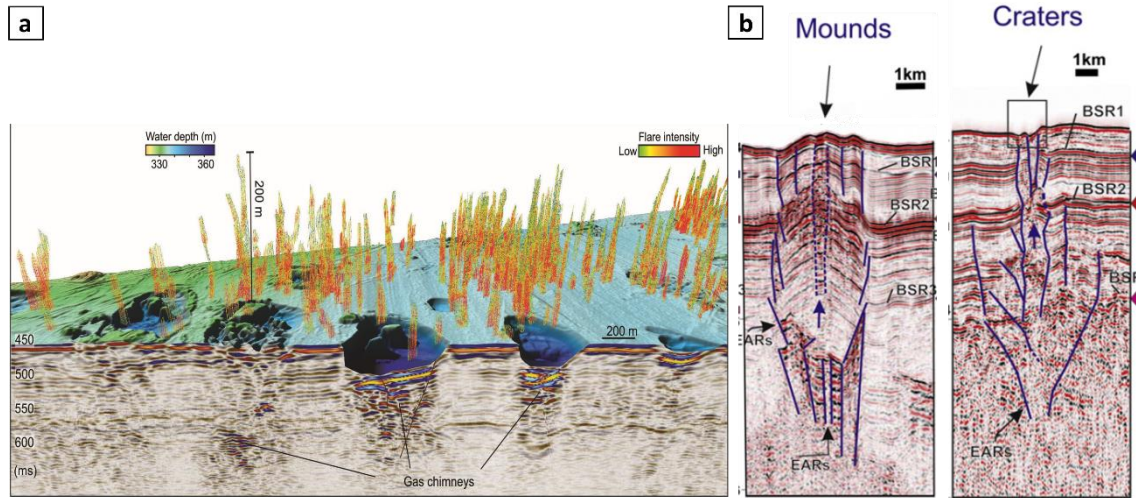


Figure 6 – Indicative features of gas exudation in the seabed. a) Mosaic generated from seismic and bathymetric data, showing pockmarks connected to chimneys and acoustic flares, indicating active gas infiltration in the seabed (Winsborrow, 2017); b) Seismic sections from the Scottish Sea interpreted by Somoza et al. (2014), showing the mounds and craters internal structure associated with BSRs.

## 4.2 Slope Stability Analysis

The presence of mounds reveals a duality related to the slope stability risk, where under a stable situation of gas incidence or dissociation of GHs, mounds relieve pore pressure through infiltrations. However, under excessive pressure, they become more susceptible to eruptions. Dome explosions resulted in the simulated turbidity currents formation, which, when extrapolated to the scale of a continental slope, could pose a risk to underwater cable installations.

Moments of unintended instability in compressor flow demonstrated that fractures and domes can contract and expand with the dissociation rate variation of GH deposits. Moreover, they revealed that under stable exudation conditions, after the first bed infiltration, the gas followed the same migration route with smaller escapes, suggesting that subsequent escapes in mounds tend not to surpass the same resistance, preventing the formation of new mounds. The mound formation was linked to a contrast between layers for air accumulation, with the upper layer being impermeable and susceptible to deflection, and not necessarily requiring a sandy lower layer. This



could explain the mounds in seabeds under muddy GHSZs, possibly formed under massif gas hydrate deposits.

The thickness of the simulated impermeable seabed, i.e., the overload thickness, proved a determining factor for directing advective flows in subsurface and consequently for the distribution of the features along the slope surface, since in tests with greater thickness, the advective flow exit on the surface was captured by faults (represented by the sediment-acrylic wall interface).

If the decisive role of impermeable layer thickness in the incidence of such features will be confirmed in the field, due to the thinner thickness of the GHSZ, areas near the GHSZ wedge limit could emerge as regions more prone to dilatancy, becoming a potential risk area for landslides. The close link demonstrated between crater formation and the fluidization process indicates a considerable distribution of cohesion loss in regions with a high concentration of pockmarks per km<sup>2</sup>.

The BSR is a phase boundary that, when associated with sandy GHZSs, may or may not be coincident or approximately coincident with the lithological contrast (permeability) between the GHZS and the FGZ, and when associated with muddy GHZSs, has no connection to any physical surface. Thus, only the BSR of a sandy GHSZ could mark a potential sliding plane that threatens the entire slope integrity in case of a widespread dissociation of hydrate deposits. Additionally, the higher porosity and permeability of sandy sediments may allow free water (a dissociation product) to percolate more easily through the layer, which can contribute to a lower seabed stability. Regarding muddy GHSZ, as they can contain localized massif hydrate layers susceptible to rapid local compaction, in case of they exhibit significant lateral continuity along the slope (kilometers), a situation of descend of the dissociated GHSZ's edge, provided by bottom water warming, could trigger the development of a local sliding plane, sufficiently large to put at least part of the slope at risk.

A comparison between a sandy GHSZ and a sandy GHSZ under gas hydrate dissociation conditions is shown in Figure 7.

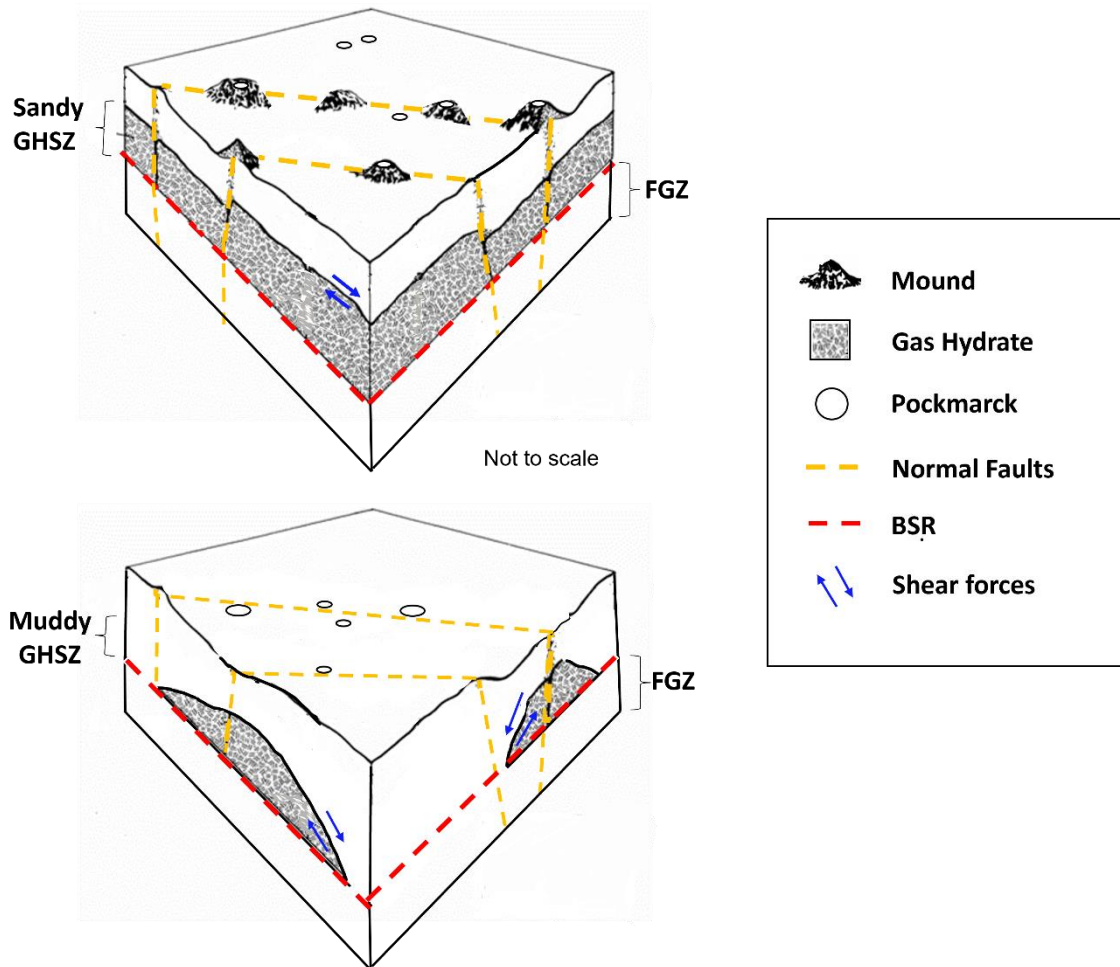


Figure 7 - Comparison between a sandy GHSZ and a muddy GHSZ under gas hydrate dissociation conditions. Note the possible shear planes' development on the slope, represented by the shear forces indicated by the blue arrow [Adapted from Hovland & Judd, 1998].

The air pocket in subsurface, also linked to a permeability contrast, although not yet observed in nature, could be indirectly estimated through the presence mounds on the surface. According to the results, if its existence is confirmed, there could be a correspondence of dimensions between the diameter of the deflected area on the surface and the lateral extent of the subsurface air pocket.

## 5. Conclusions

The model simulated various features common to the marine environment with the presence of gas hydrates, including mounds, pockmarks, chimneys, and various types of fractures

(tensile, shear, radial, radial-concentric, and semicircular). Furthermore, the model showed that gas release on the seabed surface as an explosion can generate turbidity currents on the seafloor.

The simulated seabed thickness proved to be a determining factor on the directing of gas exit points at the surface, since greater thicknesses presented more resistance to gas passage above the origin point, forcing it to migrate to a path of least resistance at the sediment-acrylic wall interface, representing faults. On the other hand, the combination of a thin thickness with a low tilt proved susceptible to dilatancy, reproduced on a unprecedented way on a submerged sedimentary surface, since this phenomenon just appeared in the only two tests with this configuration.

In general, none of the reported structures or processes compromised the model slope integrity. However, physical experiments can fulfill certain criteria of natural environment similarity, but no laboratory study can replicate the actual field scale sedimentary formations. Therefore, the development of the reported structures under adverse conditions in nature, in turn, simultaneous and widespread along with the continental slopes, provided by conditions of high dissociation rates, could pose a potential risk to the occurrence region.

## **Funding**

This work was supported by the National Council for Scientific and Technological Development of Brazil [132396/2020-3].

## **References**

- Barros, C. S. 2009. Análise de Atributos Sísmicos Para Caracterização de Hidratos de Gás no Cone do Rio Grande. Graduation work ( Bachelor in Geophysics). Universidade Federal Fluminense. Niterói.
- Bjørnøy, K. 2015. The nature of the gas-hydrate/free gas transition zone at the base of the hydrate-stability zone from high-resolution 3D seismic data. Graduation work ( Master in Energy, Climate and Environment). The Arctic University of Norway. Tromsø.

Boffo, C. H.; Silva, D. B.; Manica, R.; Borges, A. L.; Viana, A. R. 2021. Submarine slope destabilization and gully formation by water sapping: Physical simulation of an underestimated trigger of subaqueous sediment gravity flows. *Sedimentology*. 69, Issue 4, pp.1599-1625.

<https://doi.org/10.1111/sed.12966>

Brunetti, F. 2008. Cinemática dos fluidos, in: *Mecânica dos fluidos*. 2 ed. São Paulo, pp. 72.

Carneiro, F. L.; 1993. *Análise Dimensional e teoria da semelhança e dos modelos físicos*. 2 ed. Rio de Janeiro.

Clennell, M. B., Hidrato de gás submarino: natureza, ocorrência e perspectivas para exploração na margem continental brasileira. 2000. *Brazilian journal of geophysics*. 18(3), pp. 398-410. <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2000000300013>.

Corrêa, I. C. S.; Weschenfelder, J. ; Calliari, L. J. ; Toldo Jr, E. E.; Nunes, J.C. ; Baitelli, R. 2019. Plataforma Continental do Rio Grande do Sul, in: Dias, M. S.; Bastos, A. C.; Vital, H., PGGM, Plataforma Continental Brasileira, 1, Rio de Janeiro, pp. 74-158.

Cuss, R.J.; Harrington, J.F. ; Giot, R.; Auvray C. 2014. Experimental observations of mechanical dilation at the onset of gas flow in callovo-oxfordian claystone. *Clay in natural and engineered barriers for radioactive waste confinement*, 400. pp. 507-519. <https://doi.org/10.1144/SP400.26>

Elger J, Berndt C, Rupke L.; Krastel. S.; Gross, F.; Geissler, W. H. 2018. Submarine slope failures due to pipe structure formation. *Nature Communications* 9(1): 715. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03176-1>.

EPE - EMPRESA DE PESQUISA ENERGÉTICA. 2016. Hidratos de metano: Aspectos técnicos, econômicos e ambientais. Empresa de Pesquisa Energética. Rio de Janeiro, pp. 12-14.

Freire, A. F. M. 2012. Hidratos de Gás: Gênese, Prospecção, Recursos e Ambientes Geodinâmicos. Congresso Brasileiro de Geologia, 46, São Paulo, 2012. Fórum Especial F4. Sociedade Brasileira de Geologia.

Gay, A.; Berndt, C.; Mourgues, R.; Bureau, D. 2012. Anatomy of a fluid pipe in the Norway Basin: initiation, propagation and 3D shape. *Marine Geology*, 332–334, pp.75–88. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.08.010>.

Grozic, J. L. H. 2003. Gas hydrates and submarine slope instability. Canadian Conference on Geotechnique and Natural Geohazards, 3, Edmonton, 2003, Canadian Geotechnical Society. pp. 114-121.

Hovland, M.; Judd, A.G., 1988. Sea Bed Pock-Marks and Seepages, Impact on Geology. Graham and Trotman Ltd., London, UK.

Ketzer, M., Praeg, D., Rodrigues, L. F., Augustin, A., Pivel, M. A. G., Rahmati-Abkenar, M., Miller, D. J., Viana, A. R., Cupertino, J. A., 2020. Gas hydrate dissociation linked to contemporary ocean warming in the southern hemisphere. *Nature Communications*. 11, 1-8. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17289-z>.

Ketzer, J. M., Viana, A., Miller, D., Augustin, A., Rodrigues, F., Praeg, D., Cupertino, J, Freire, F., Kowsmann, R., Dickens, G. R., Malinverno, A., 2022. Gas Hydrate Systems on the Brazilian Continental Margin. Springer Nature. *World Atlas of Submarine Gas Hydrates in Continental Margins*. 343-352. [https://dx.doi.org/10.1007/978-3-030-81186-0\\_29](https://dx.doi.org/10.1007/978-3-030-81186-0_29).

Kvenvolden, K.A., 1993. Gas hydrates geological perspective and global change. *American Geophysical Union*, 31, 173-187. <https://doi.org/10.1029/93RG00268>.

Lee, H. J., Locat, J., Desgagns, P., Parsons, J.D., Mcadoo, B.G., Orange, D.L., Puig, P., Wong, F.L., Dartnell, P., Boulanger, E., 2007. Submarine Mass Movements on Continental Margins, in:

- Continental Margin Sedimentation. Blackwell Publishing Ltd, 213–274.  
<https://doi.org/10.1002/9781444304398.ch5>.
- Li, X.; He, S. 2011. Progress in stability analysis of submarine slopes considering dissociation of gas hydrates. *Environmental Earth Sciences*, 66, 741-747. <https://doi.org/10.1007/s12665-011-1282-7>.
- Liu, T.; Lu, Y.; Zhou, L.; Yang, X.; Guo, L.. 2019. Experiment and Analysis of Submarine Landslide Model Caused by Elevated Pore Pressure. *Journal Of Marine Science And Engineering*. 7, 146-167. <https://doi.org/10.3390/jmse7050146>.
- Makogon, Y.F. 2010. Natural gas hydrates - A Promising Source of Energy. *J. Natural Gas Science and Engineering*. 2, 49-59. <https://doi.org/10.1016/j.jngse.2009.12.004>.
- Martins, L. R. M.; Martins, I. R. 1985. Contribuição a Sedimentologia da Plataforma Externa e Talude Superior de Santa Catarina. Instituto de Geociências da UFRGS. 17, 91-111.  
<https://doi.org/10.22456/1807-9806.21692>
- Martins, L. R.; Martins, I. R.; Corrêa, I. C. S. 1985. Aspectos Sedimentares da Plataforma Externa e Talude Superior do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências da UFRGS. 17, 68-90.  
<https://doi.org/10.22456/1807-9806.21690>
- Menezes, W. J. O. 2011. Riscos geotécnicos em taludes marinhos, associados à ocorrência de hidrato de gás, no traçado de dutovias. Graduation work ( Mater in transport engineering ). Instituto Militar de Engenharia, Rio de Janeiro.
- Miller, D. J., Ketzer, J. M., Viana, A. R., Kowsmann R. O., Freire, A. F. M., Oreiro, S. G., Augustin, A. H., Lourega, R. V., Rodrigues, L. F., Heemann, R., Preissler, A. G., Machado, C. X., Sbrissa, G. F., 2015. Natural gas hydrates in the Rio Grande Cone (Brazil): A new province in the western South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 67, 87-196.  
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.05.012>.

Motta, G. S. 2016. Modelagem física de escorregamentos submarinos a diferentes níveis de aceleração gravitacional. Graduation work (Mater in Civil Engineering). Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro, Campos dos Goytacazes.

Neves, E. H. P. 2017. Processamento e interpretação de dados sísmicos monocanal no anticlinal Joetsu, bacia de Joetsu - mar do Japão. Graduation work (Bachelor in Geophysics). Universidade Federal Fluminense, Niterói.

Nian, T.; Song, X.; Zhao, W.; Jiao, H.; Guo, Xi.. 2019. Submarine slope failure due to overpressure fluid associated with gas hydrate dissociation. *Journal Of Environmental Geotechnics*, 9, 108-123. <https://doi.org/10.1680/jenge.19.00070>

Nixon, M. F. 2005. Influence of Gas Hydrates on Submarine Slope Stability. Graduation work (Mater in Civil Engineering), University of Calgary, Alberta.

Nixon, M. F.; Grozic, J. L. H. A. 2006. Simple model for submarine slope stability analysis with gas hydrates. *Norwegian Journal Of Geology*, 3, 309-316.

NOAA: NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION, 2023. U.S. Department of Commerce. <https://www.noaa.gov/jetstream/atmosphere> (Accessed: 24 may 2023).

Oliveira, S.; Vilhena O.; Costa E. 2010. Time-frequency spectral signature of Pelotas Basin deep water gas hydrates system. *Marine Geophysical Research*, 31, 89-97. <https://doi.org/10.1007/s11001-010-9085-x>.

Posamentier, H. W.; Martinsen, O. J. 2010. The character and genesis of submarine mass transport deposits: insights from outcrop and 3D seismic data. *SEPM, Special Publication*, 95, 7-38. <https://doi.org/10.2110/sepmsp.096.007>

Reusch, A., Loher, M., Bouffard, D., Moernaut, J., Hellmich, F., Anselmetti, F. S., Bernasconi, S. M., Hilbe, M., Kopf, A., Lilley, M. D., Meinecke, G., and Strasser, M., 2015. Giant lacustrine

pockmarks with subaqueous groundwater discharge and subsurface sediment mobilization.

Geophys. Res. Lett., 42, 3465–3473. <https://doi.org/10.1002/2015GL064179>.

Rosa, M.L.C.C.; Ayup-Zouain, R.N.; Barboza, E.G. 2006. Utilização de Seções Sísmicas 2D na Identificação de Zonas de Escapes de Fluidos. 109-118.

Ruppel, C. D. 2011. Methane Hydrates and Contemporary Climate Change. Nature Education Knowledge 3(10):29. <https://www.nature.com/scitable/knowledge/library/methane-hydrates-and-contemporary-climate-change-24314790/> (Accessed: 22 Apr 2021).

Schneider, C. A., Rasband, W. S., & Eliceiri, K. W. 2012. ImageJ, Image Processing and Analysis in Java. [doi:10.1038/nmeth.2089](https://doi.org/10.1038/nmeth.2089)

Shanmugam, G. 2016. Slides, slumps, debris flows, turbidity currents, and bottom currents, in: Cochran, J. K., Bokuniewicz, H. J., Yager, P. L., Encyclopedia of Ocean Sciences (Third Edition) Volume 4, 2019, pp. 228-257.

Somoza, L.; León, R.; Medialdea, T.; Pérez, L. F.; González, F. J.; Maldonado, A. 2014. Seafloor mounds, craters and depressions linked to seismic chimneys breaching fossilized diagenetic bottom simulating reflectors in the central and southern Scotia Sea, Antarctica. Global and Planetary Change, 123, 359–373. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.08.004>.

Tharimela, R., Augustin, A., Ketzer, M., Cupertino, J., Miller, D., Viana, A., Senger, K., 3D controlled-source electromagnetic imaging of gas hydrates: Insights from the Pelotas Basin offshore Brazil. SEG LIBRARY, 7, 4, 111-131. <https://doi.org/10.1190/INT-2018-0212.1>.

Tinivella, U.; Giustiniani, M.; Accettella, D. 2011. BSR versus Climate Change and Slides. Italy Journal of Geological Research, 2011, 1-6. <https://doi.org/10.1155/2011/390547>.

Woolsey, T. S., McCallum, M. E.; Schumm, S. A. 1975. Modelling of diatreme emplacement by fluidization. Phys. Chem. Earth, 9, 29-42. [https://doi.org/10.1016/0079-1946\(75\)90004-X](https://doi.org/10.1016/0079-1946(75)90004-X).



Yelisetti S.; Spence, G. D.; Riedel, M. 2014. Role of gas hydrates in slope failure on frontal ridge of northern Cascadia margin. *Geophys J Int*, 199, 441–458. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu254>.

Zhang, J.H.; Lin, H.L.; Wang, K.Z. 2015. Centrifuge modeling and analysis of submarine landslides triggered by elevated pore pressure. *Ocean Engineering*, 109, 419–429. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2015.09.020>.

Zhang, X.H.; Lu, X.B.; Chen, X.D.; Zhang, L.M.; Shi, Y.H. 2016. Mechanism of soil stratum instability induced by hydrate dissociation. *Ocean Engineering*, 122, 74–83. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2016.06.015>.

Zhang H., Xianqi L., Jinfeng B., Gaofeng H.; Zijing, G. 2018. Submarine slope stability analysis during natural gas hydrate dissociation. *Marine Georesources & Geotechnology*, 37, 467-476. <https://doi.org/10.1080/1064119X.2018.1452997>.

## Anexo A – Determinação da granulometria dos sedimentos

### Análise granulométrica dos sedimentos

Amostra	DIÄMETRO A 50% ( $\mu\text{m}$ )			Média aritmética	Classificação granulométrica de acordo com Wentworth (1922)
	Ensaio 1	Ensaio 2	Ensaio 3		
Reservatório simulado	554,6	647,81	989,11	730,5	Areia grossa
Leito simulado	8,55	8,56	8,48	8,53	Silte fino

## CILAS 1180 Líquido

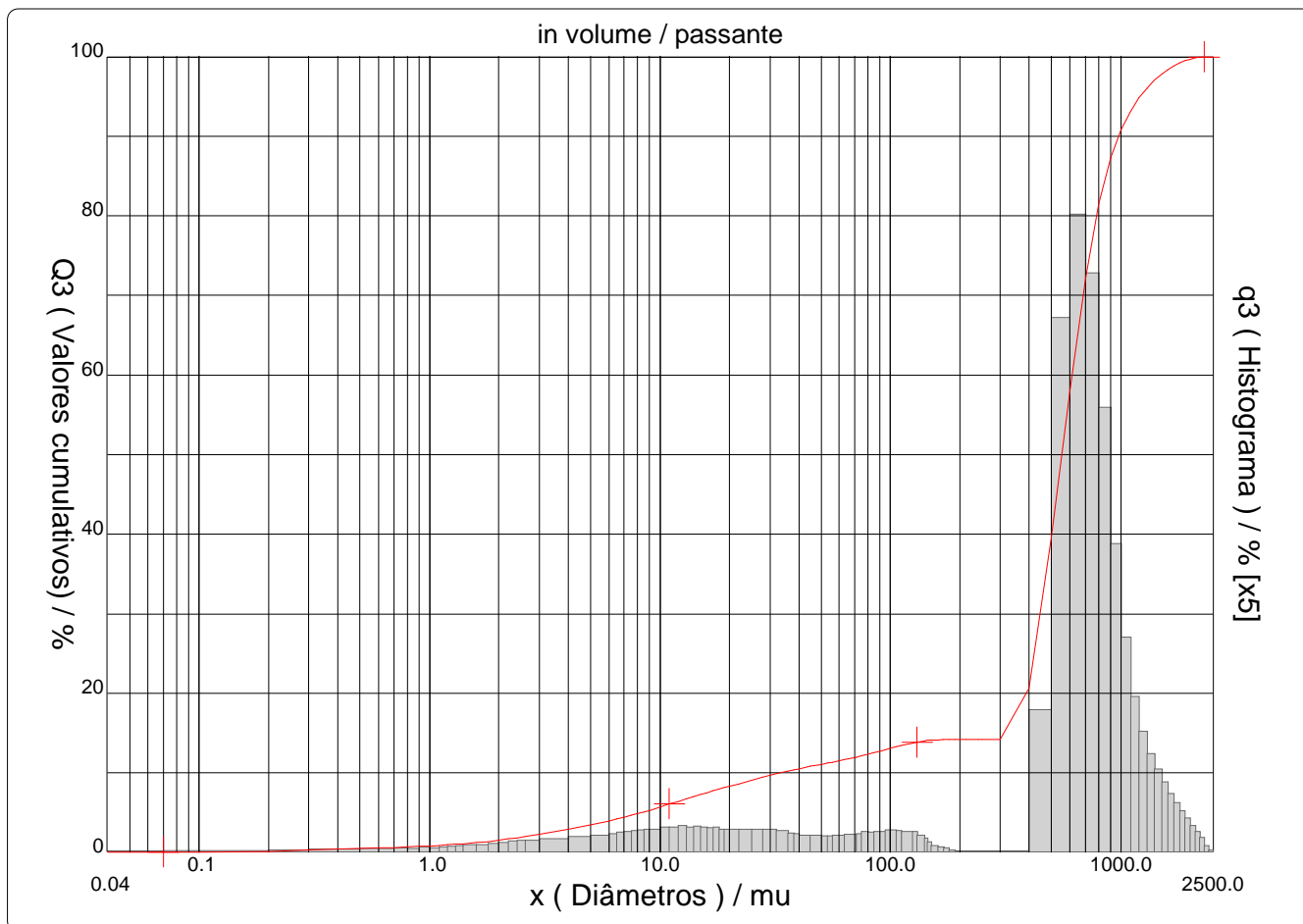
Faixa : 0.04 mu - 2500.00 mu / 100 Classes

Ref da amostra : Reservatório simulado\_01  
 Type produit : Sedimento  
 Client : UFRGS  
 Comentários : 23/03/2022  
 Líquido : Water (eau)  
 Agente dispersante : NENHUM  
 Operador : GABRIELA  
 Empresa : UFRGS\IPH\NECOD  
 Localização : Porto Alegre - RS  
 Data : 23/03/2022 Hora : 15:24:12  
 Índice med. : 24502

Ultrassom : 10 s (+durante)  
 Concentração : 115  
 Diâmetro a 10% : 33.01 mu  
 Diâmetro a 50% : 554.60 mu  
 Diâmetro a 90% : 975.87 mu  
 Diâmetro médio : 580.63 mu  
 Fraunhofer  
 Densidade/Fator : -----  
 Superfície específica : -----  
 Diluição automática : Não / Não  
 Medida./Limp. : 60/60/5  
 SOP : carvão

Percentagem do usuário

%	20.00	40.00	60.00	80.00	100.0
Q3	388.90	502.33	613.56	783.15	2400.0



## CILAS 1180 Líquido

Faixa : 0.04 mu - 2500.00 mu / 100 Classes

Ref da amostra : Reservatório simulado\_01  
 Type produit : Sedimento  
 Client : UFRGS  
 Comentários : 23/03/2022  
 Líquido : Water (eau)  
 Agente dispersante : NENHUM  
 Operador : GABRIELA  
 Empresa : UFRGS\IPH\NECOD  
 Localização : Porto Alegre - RS  
 Data : 23/03/2022 Hora : 15:24:12  
 Índice med. : 24502

Ultrassom : 10 s (+durante)  
 Concentração : 115  
 Diâmetro a 10% : 33.01 mu  
 Diâmetro a 50% : 554.60 mu  
 Diâmetro a 90% : 975.87 mu  
 Diâmetro médio : 580.63 mu  
 Fraunhofer  
 Densidade/Fator : -----  
 Superfície específica : -----  
 Diluição automática : Não / Não  
 Medida./Limp. : 60/60/5  
 SOP : carvão

Valores cumulados característicos

in volume / passante

x	0.04	0.07	0.10	0.20	0.30	0.40	0.50	0.60	0.70	0.80
Q3	0.00	0.03	0.07	0.18	0.28	0.38	0.48	0.56	0.64	0.70
q3	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.05	0.06	0.06	0.07	0.06
x	0.90	1.00	1.10	1.20	1.30	1.40	1.60	1.80	2.00	2.20
Q3	0.77	0.83	0.89	0.96	1.03	1.10	1.24	1.39	1.53	1.68
q3	0.08	0.08	0.09	0.11	0.12	0.13	0.14	0.17	0.18	0.21
x	2.40	2.60	3.00	4.00	5.00	6.00	6.50	7.00	7.50	8.00
Q3	1.83	1.97	2.25	2.90	3.47	3.98	4.22	4.45	4.67	4.89
q3	0.23	0.24	0.27	0.31	0.35	0.38	0.41	0.42	0.43	0.46
x	8.50	9.00	10.00	11.00	12.00	13.00	14.00	15.00	16.00	17.00
Q3	5.10	5.30	5.70	6.06	6.41	6.72	7.01	7.27	7.51	7.74
q3	0.47	0.48	0.52	0.51	0.55	0.53	0.53	0.51	0.51	0.52
x	18.00	19.00	20.00	22.00	25.00	28.00	32.00	36.00	38.00	40.00
Q3	7.94	8.13	8.31	8.64	9.09	9.48	9.91	10.25	10.40	10.53
q3	0.48	0.48	0.48	0.47	0.48	0.47	0.44	0.39	0.38	0.34
x	45.00	50.00	53.00	56.00	63.00	71.00	75.00	80.00	85.00	90.00
Q3	10.83	11.08	11.22	11.36	11.67	12.00	12.17	12.36	12.55	12.73
q3	0.35	0.32	0.33	0.35	0.36	0.38	0.42	0.40	0.43	0.43
x	95.00	100.0	106.0	112.0	125.0	130.0	140.0	145.0	150.0	160.0
Q3	12.91	13.08	13.27	13.44	13.78	13.88	14.03	14.08	14.11	14.15
q3	0.45	0.45	0.44	0.42	0.42	0.35	0.28	0.19	0.12	0.08
x	170.0	180.0	190.0	200.0	212.0	242.0	250.0	300.0	400.0	500.0
Q3	14.18	14.19	14.19	14.19	14.19	14.19	14.19	14.19	20.63	39.53
q3	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.05	11.52
x	600.0	700.0	800.0	900.0	1000.0	1100.0	1200.0	1300.0	1400.0	1500.0
Q3	57.95	72.09	81.50	87.25	90.83	93.17	94.82	96.06	97.02	97.78
q3	13.74	12.48	9.59	6.64	4.62	3.34	2.58	2.11	1.76	1.50
x	1600.0	1700.0	1800.0	1900.0	2000.0	2100.0	2200.0	2300.0	2400.0	2500.0
Q3	98.37	98.84	99.21	99.49	99.70	99.85	99.95	99.99	100.00	100.00
q3	1.24	1.05	0.88	0.70	0.56	0.42	0.29	0.12	0.03	0.00

x : diâmetro / mu    Q3 : valor cumulativo / %    q3 : Histograma / %

## CILAS 1180 Líquido

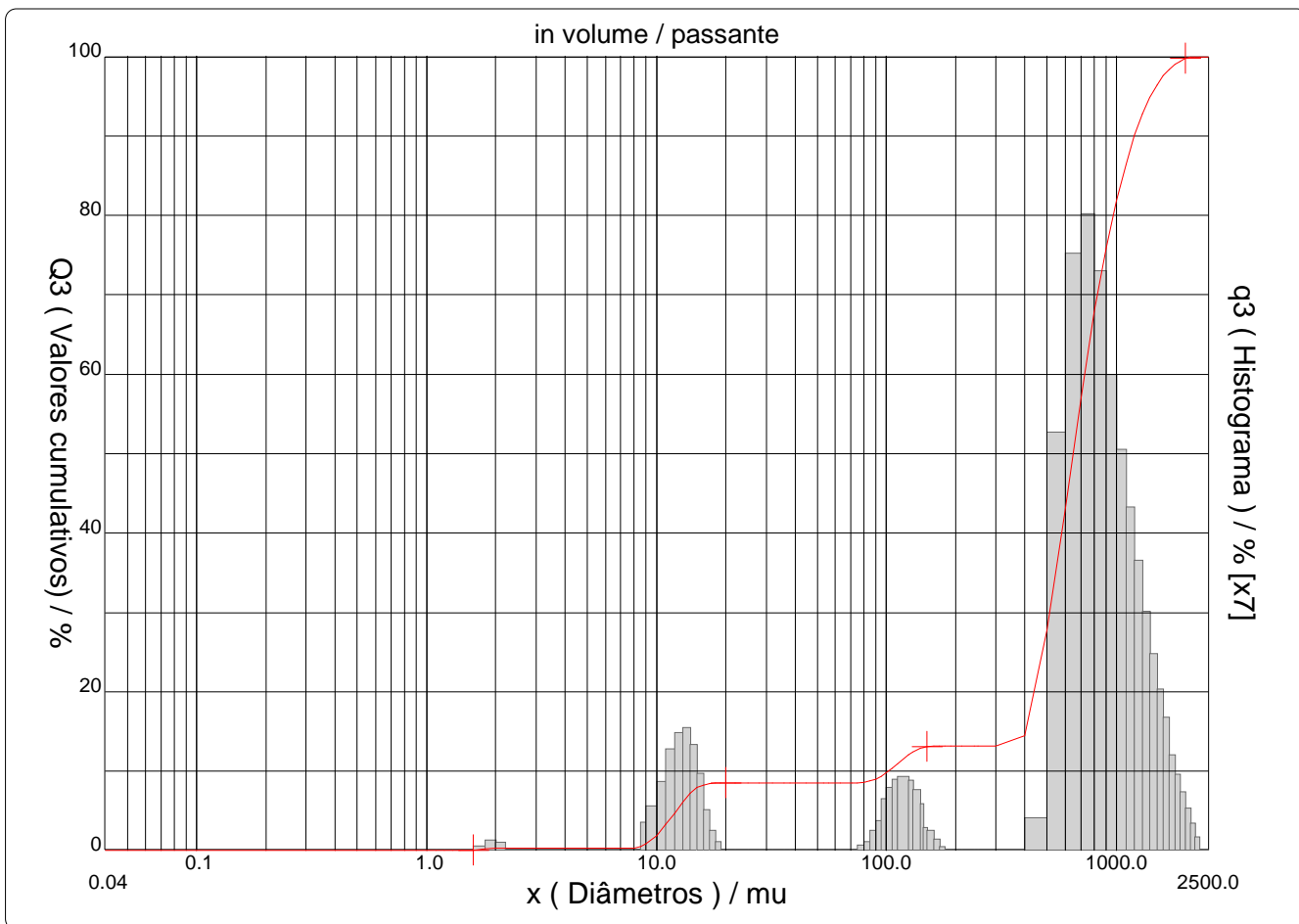
Faixa : 0.04 mu - 2500.00 mu / 100 Classes

Ref da amostra : Reservatório simulado\_02  
 Type produit : Sedimento  
 Client : UFRGS  
 Comentários : 23/03/2022  
 Líquido : Water (eau)  
 Agente dispersante : NENHUM  
 Operador : GABRIELA  
 Empresa : UFRGS\IPH\NECOD  
 Localização : Porto Alegre - RS  
 Data : 23/03/2022 Hora : 15:34:54  
 Índice med. : 24503

Ultrasom : 10 s (+durante)  
 Concentração : 239  
 Diâmetro a 10% : 101.62 mu  
 Diâmetro a 50% : 647.82 mu  
 Diâmetro a 90% : 1198.83mu  
 Diâmetro médio : 687.71 mu  
 Fraunhofer :  
 Densidade/Fator : -----  
 Superfície específica : -----  
 Diluição automática : Não / Não  
 Medida./Limp. : 60/60/5  
 SOP : carvão

Porcentagem do usuário

%	20.00	40.00	60.00	80.00	100.0
Q3	439.17	578.46	726.26	968.10	2200.0



## CILAS 1180 Líquido

Faixa : 0.04 mu - 2500.00 mu / 100 Classes

Ref da amostra : Reservatório simulado\_02  
 Type produit : Sedimento  
 Client : UFRGS  
 Comentários : 23/03/2022  
 Líquido : Water (eau)  
 Agente dispersante : NENHUM  
 Operador : GABRIELA  
 Empresa : UFRGS\IPH\NECOD  
 Localização : Porto Alegre - RS  
 Data : 23/03/2022 Hora : 15:34:54  
 Índice med. : 24503

Ultrassom : 10 s (+durante)  
 Concentração : 239  
 Diâmetro a 10% : 101.62 mu  
 Diâmetro a 50% : 647.82 mu  
 Diâmetro a 90% : 1198.83mu  
 Diâmetro médio : 687.71 mu  
 Fraunhofer  
 Densidade/Fator : -----  
 Superfície específica : -----  
 Diluição automática : Não / Não  
 Medida./Limp. : 60/60/5  
 SOP : carvão

Valores cumulados característicos

in volume / passante

x	0.04	0.07	0.10	0.20	0.30	0.40	0.50	0.60	0.70	0.80
Q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
x	0.90	1.00	1.10	1.20	1.30	1.40	1.60	1.80	2.00	2.20
Q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.21	0.32	0.32
q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.15	0.12	0.00
x	2.40	2.60	3.00	4.00	5.00	6.00	6.50	7.00	7.50	8.00
Q3	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32
q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
x	8.50	9.00	10.00	11.00	12.00	13.00	14.00	15.00	16.00	17.00
Q3	0.55	0.90	1.91	3.27	4.71	6.09	7.19	7.93	8.29	8.45
q3	0.44	0.71	1.11	1.65	1.92	2.00	1.72	1.24	0.65	0.31
x	18.00	19.00	20.00	22.00	25.00	28.00	32.00	36.00	38.00	40.00
Q3	8.51	8.51	8.51	8.51	8.51	8.51	8.51	8.51	8.51	8.51
q3	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
x	45.00	50.00	53.00	56.00	63.00	71.00	75.00	80.00	85.00	90.00
Q3	8.51	8.51	8.51	8.51	8.51	8.51	8.54	8.61	8.77	9.00
q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.13	0.31	0.47
x	95.00	100.0	106.0	112.0	125.0	130.0	140.0	145.0	150.0	160.0
Q3	9.39	9.84	10.42	10.99	12.07	12.40	12.88	12.99	13.08	13.17
q3	0.84	1.02	1.15	1.20	1.14	0.98	0.75	0.36	0.31	0.16
x	170.0	180.0	190.0	200.0	212.0	242.0	250.0	300.0	400.0	500.0
Q3	13.19	13.19	13.19	13.19	13.19	13.19	13.19	13.19	14.47	27.68
q3	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52	6.86
x	600.0	700.0	800.0	900.0	1000.0	1100.0	1200.0	1300.0	1400.0	1500.0
Q3	43.09	56.98	67.93	75.86	81.84	86.47	90.04	92.74	94.80	96.37
q3	9.80	10.45	9.51	7.81	6.58	5.63	4.76	3.91	3.22	2.64
x	1600.0	1700.0	1800.0	1900.0	2000.0	2100.0	2200.0	2300.0	2400.0	2500.0
Q3	97.58	98.39	99.00	99.44	99.74	99.92	100.00	100.00	100.00	100.00
q3	2.17	1.55	1.24	0.94	0.68	0.43	0.20	0.00	0.00	0.00

x : diâmetro / mu    Q3 : valor cumulativo / %    q3 : Histograma / %

## CILAS 1180 Líquido

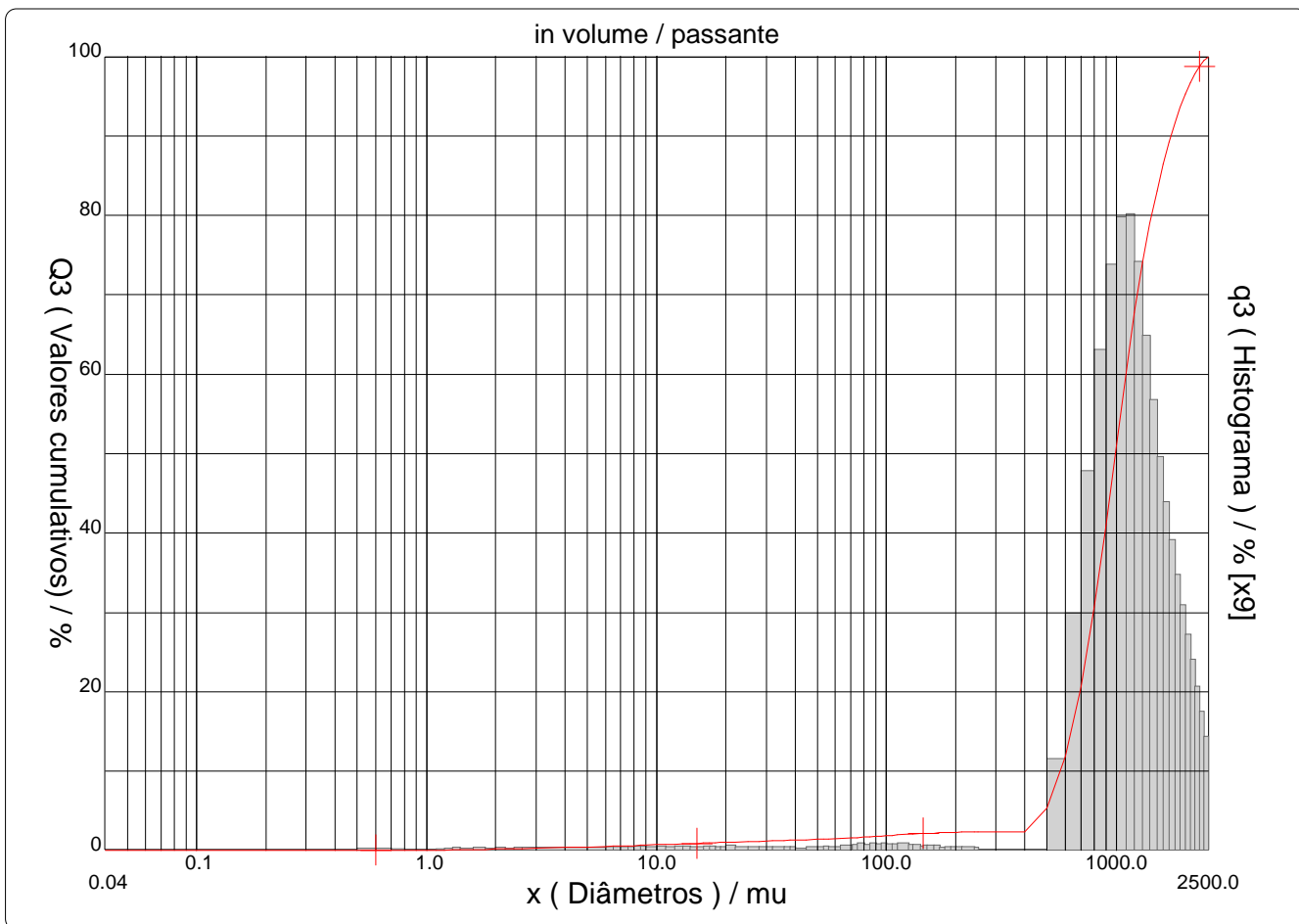
Faixa : 0.04 mu - 2500.00 mu / 100 Classes

Ref da amostra : Reservatório simulado\_03  
 Type produit : Sedimento  
 Client : UFRGS  
 Comentários : 09/12/2021  
 Líquido : Water (eau)  
 Agente dispersante : NENHUM  
 Operador : GABRIELA  
 Empresa : UFRGS\IPH\NECOD  
 Localização : Porto Alegre - RS  
 Data : 24/03/2022 Hora : 09:52:13  
 Índice med. : 24505

Ultrassom : 10 s (+durante)  
 Concentração : 114  
 Diâmetro a 10% : 569.20 mu  
 Diâmetro a 50% : 989.11 mu  
 Diâmetro a 90% : 1729.90mu  
 Diâmetro médio : 1066.85mu  
 Fraunhofer  
 Densidade/Fator : -----  
 Superfície específica : -----  
 Diluição automática : Não / Não  
 Medida./Limp. : 60/60/5  
 SOP : carvão

Porcentagem do usuário

%	20.00	40.00	60.00	80.00	100.0
Q3	692.17	889.51	1098.4	1423.5	2500.0



## CILAS 1180 Líquido

Faixa : 0.04 mu - 2500.00 mu / 100 Classes

Ref da amostra : Reservatório simulado\_03  
 Type produit : Sedimento  
 Client : UFRGS  
 Comentários : 09/12/2021  
 Líquido : Water (eau)  
 Agente dispersante : NENHUM  
 Operador : GABRIELA  
 Empresa : UFRGS\IPH\NECOD  
 Localização : Porto Alegre - RS  
 Data : 24/03/2022 Hora : 09:52:13  
 Índice med. : 24505

Ultrassom : 10 s (+durante)  
 Concentração : 114  
 Diâmetro a 10% : 569.20 mu  
 Diâmetro a 50% : 989.11 mu  
 Diâmetro a 90% : 1729.90mu  
 Diâmetro médio : 1066.85mu  
 Fraunhofer  
 Densidade/Fator : -----  
 Superfície específica : -----  
 Diluição automática : Não / Não  
 Medida./Limp. : 60/60/5  
 SOP : carvão

Valores cumulados característicos

in volume / passante

x	0.04	0.07	0.10	0.20	0.30	0.40	0.50	0.60	0.70	0.80
Q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.06	0.07	0.07
q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00
x	0.90	1.00	1.10	1.20	1.30	1.40	1.60	1.80	2.00	2.20
Q3	0.07	0.07	0.08	0.09	0.11	0.12	0.15	0.17	0.20	0.22
q3	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02
x	2.40	2.60	3.00	4.00	5.00	6.00	6.50	7.00	7.50	8.00
Q3	0.24	0.26	0.30	0.39	0.46	0.53	0.56	0.59	0.62	0.65
q3	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04
x	8.50	9.00	10.00	11.00	12.00	13.00	14.00	15.00	16.00	17.00
Q3	0.68	0.70	0.75	0.79	0.83	0.87	0.90	0.93	0.96	0.99
q3	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05
x	18.00	19.00	20.00	22.00	25.00	28.00	32.00	36.00	38.00	40.00
Q3	1.01	1.03	1.06	1.10	1.15	1.20	1.25	1.29	1.31	1.32
q3	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02
x	45.00	50.00	53.00	56.00	63.00	71.00	75.00	80.00	85.00	90.00
Q3	1.36	1.40	1.43	1.45	1.52	1.60	1.65	1.70	1.76	1.81
q3	0.03	0.03	0.05	0.03	0.05	0.06	0.08	0.07	0.09	0.08
x	95.00	100.0	106.0	112.0	125.0	130.0	140.0	145.0	150.0	160.0
Q3	1.86	1.90	1.95	2.00	2.08	2.11	2.15	2.17	2.19	2.23
q3	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07	0.05	0.05	0.05	0.06
x	170.0	180.0	190.0	200.0	212.0	242.0	250.0	300.0	400.0	500.0
Q3	2.25	2.27	2.29	2.31	2.33	2.36	2.36	2.36	2.36	5.40
q3	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	1.25
x	600.0	700.0	800.0	900.0	1000.0	1100.0	1200.0	1300.0	1400.0	1500.0
Q3	11.87	20.64	30.68	41.03	51.04	60.14	67.83	74.01	79.02	83.09
q3	3.24	5.20	6.87	8.03	8.68	8.73	8.08	7.06	6.18	5.39
x	1600.0	1700.0	1800.0	1900.0	2000.0	2100.0	2200.0	2300.0	2400.0	2500.0
Q3	86.46	89.28	91.64	93.63	95.29	96.68	97.82	98.74	99.46	100.00
q3	4.77	4.25	3.77	3.36	2.96	2.60	2.24	1.89	1.55	1.21

x : diâmetro / mu    Q3 : valor cumulativo / %    q3 : Histograma / %



## CILAS 1180 Líquido

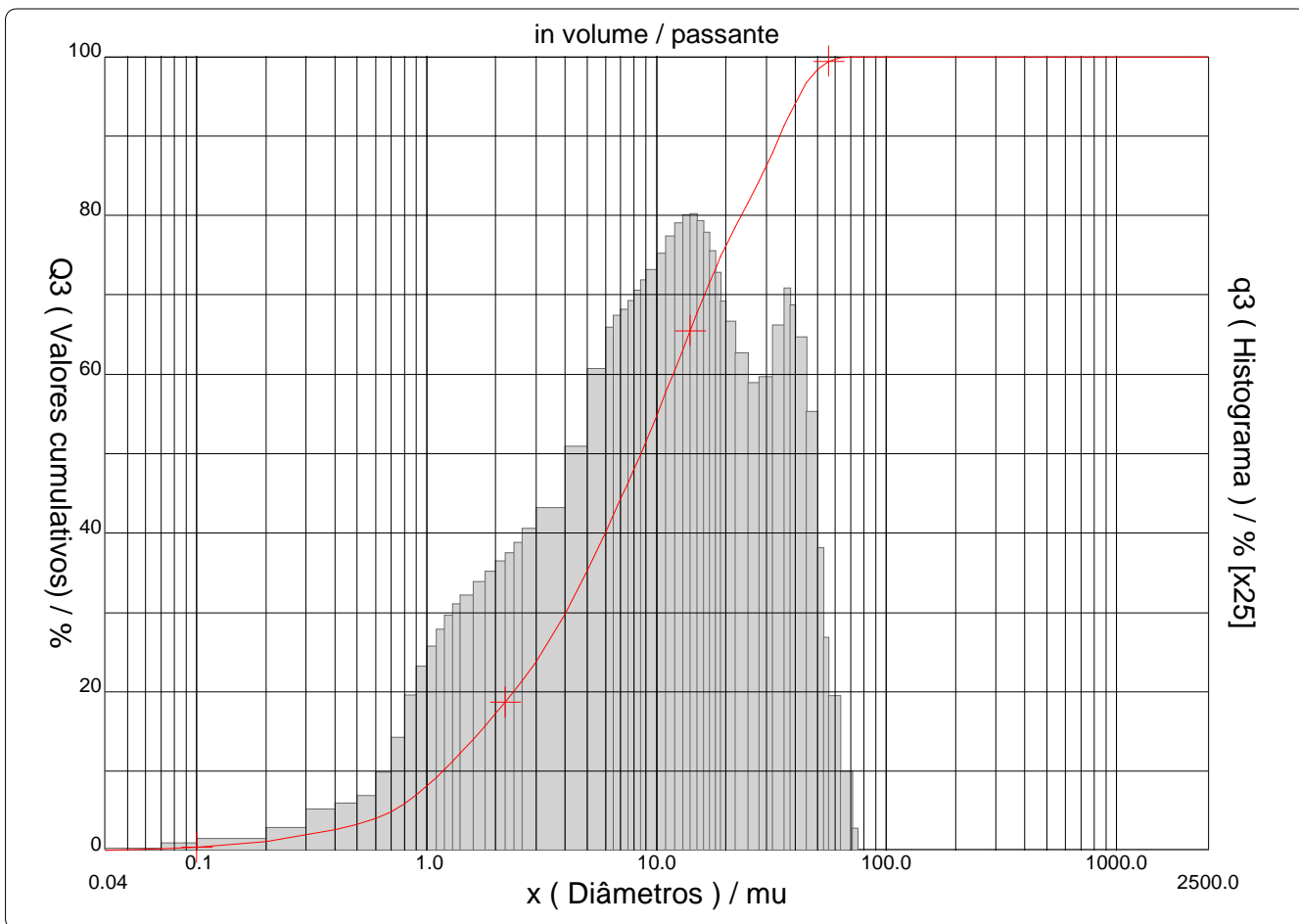
Faixa : 0.04 mu - 2500.00 mu / 100 Classes

Ref da amostra : Leito simulado\_01  
 Type produit : Sedimento  
 Client : UFRGS  
 Comentários : 09/12/2021  
 Líquido : Water (eau)  
 Agente dispersante : NENHUM  
 Operador : GABRIELA  
 Empresa : UFRGS\IPH\NECOD  
 Localização : Porto Alegre - RS  
 Data : 24/03/2022 Hora : 11:16:02  
 Índice med. : 24509

Ultrasom : 10 s (+durante)  
 Concentração : 164  
 Diâmetro a 10% : 1.18 mu  
 Diâmetro a 50% : 8.55 mu  
 Diâmetro a 90% : 34.46 mu  
 Diâmetro médio : 13.33 mu  
 Fraunhofer  
 Densidade/Fator : -----  
 Superfície específica : -----  
 Diluição automática : Não / Não  
 Medida./Limp. : 60/60/5  
 SOP : carvão

Porcentagem do usuário

%	20.00	40.00	60.00	80.00	100.0
Q3	2.39	5.98	11.82	23.39	71.00



## CILAS 1180 Líquido

Faixa : 0.04 mu - 2500.00 mu / 100 Classes

Ref da amostra : Leito simulado\_01  
 Type produit : Sedimento  
 Client : UFRGS  
 Comentários : 09/12/2021  
 Líquido : Water (eau)  
 Agente dispersante : NENHUM  
 Operador : GABRIELA  
 Empresa : UFRGS\IPH\NECOD  
 Localização : Porto Alegre - RS  
 Data : 24/03/2022 Hora : 11:16:02  
 Índice med. : 24509

Ultrassom : 10 s (+durante)  
 Concentração : 164  
 Diâmetro a 10% : 1.18 mu  
 Diâmetro a 50% : 8.55 mu  
 Diâmetro a 90% : 34.46 mu  
 Diâmetro médio : 13.33 mu  
 Fraunhofer  
 Densidade/Fator : -----  
 Superfície específica : -----  
 Diluição automática : Não / Não  
 Medida./Limp. : 60/60/5  
 SOP : carvão

Valores cumulados característicos

in volume / passante

x	0.04	0.07	0.10	0.20	0.30	0.40	0.50	0.60	0.70	0.80
Q3	0.02	0.20	0.40	1.17	2.01	2.69	3.30	4.02	4.90	5.95
q3	0.01	0.03	0.05	0.11	0.20	0.23	0.27	0.39	0.56	0.77
x	0.90	1.00	1.10	1.20	1.30	1.40	1.60	1.80	2.00	2.20
Q3	7.05	8.14	9.21	10.25	11.25	12.21	14.03	15.70	17.25	18.69
q3	0.91	1.01	1.10	1.17	1.22	1.27	1.33	1.38	1.44	1.48
x	2.40	2.60	3.00	4.00	5.00	6.00	6.50	7.00	7.50	8.00
Q3	20.05	21.36	23.85	29.76	35.23	40.08	42.26	44.30	46.23	48.07
q3	1.53	1.60	1.70	2.01	2.39	2.60	2.66	2.69	2.73	2.78
x	8.50	9.00	10.00	11.00	12.00	13.00	14.00	15.00	16.00	17.00
Q3	49.83	51.52	54.72	57.70	60.48	63.07	65.47	67.68	69.71	71.56
q3	2.84	2.89	2.97	3.05	3.12	3.16	3.16	3.13	3.07	2.98
x	18.00	19.00	20.00	22.00	25.00	28.00	32.00	36.00	38.00	40.00
Q3	73.24	74.75	76.13	78.54	81.58	84.31	87.88	91.25	92.75	94.09
q3	2.87	2.73	2.63	2.47	2.32	2.35	2.61	2.79	2.71	2.55
x	45.00	50.00	53.00	56.00	63.00	71.00	75.00	80.00	85.00	90.00
Q3	96.72	98.34	98.97	99.40	99.87	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
q3	2.18	1.50	1.06	0.76	0.39	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00
x	95.00	100.0	106.0	112.0	125.0	130.0	140.0	145.0	150.0	160.0
Q3	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
x	170.0	180.0	190.0	200.0	212.0	242.0	250.0	300.0	400.0	500.0
Q3	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
x	600.0	700.0	800.0	900.0	1000.0	1100.0	1200.0	1300.0	1400.0	1500.0
Q3	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
x	1600.0	1700.0	1800.0	1900.0	2000.0	2100.0	2200.0	2300.0	2400.0	2500.0
Q3	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

x : diâmetro / mu    Q3 : valor cumulativo / %    q3 : Histograma / %

## CILAS 1180 Líquido

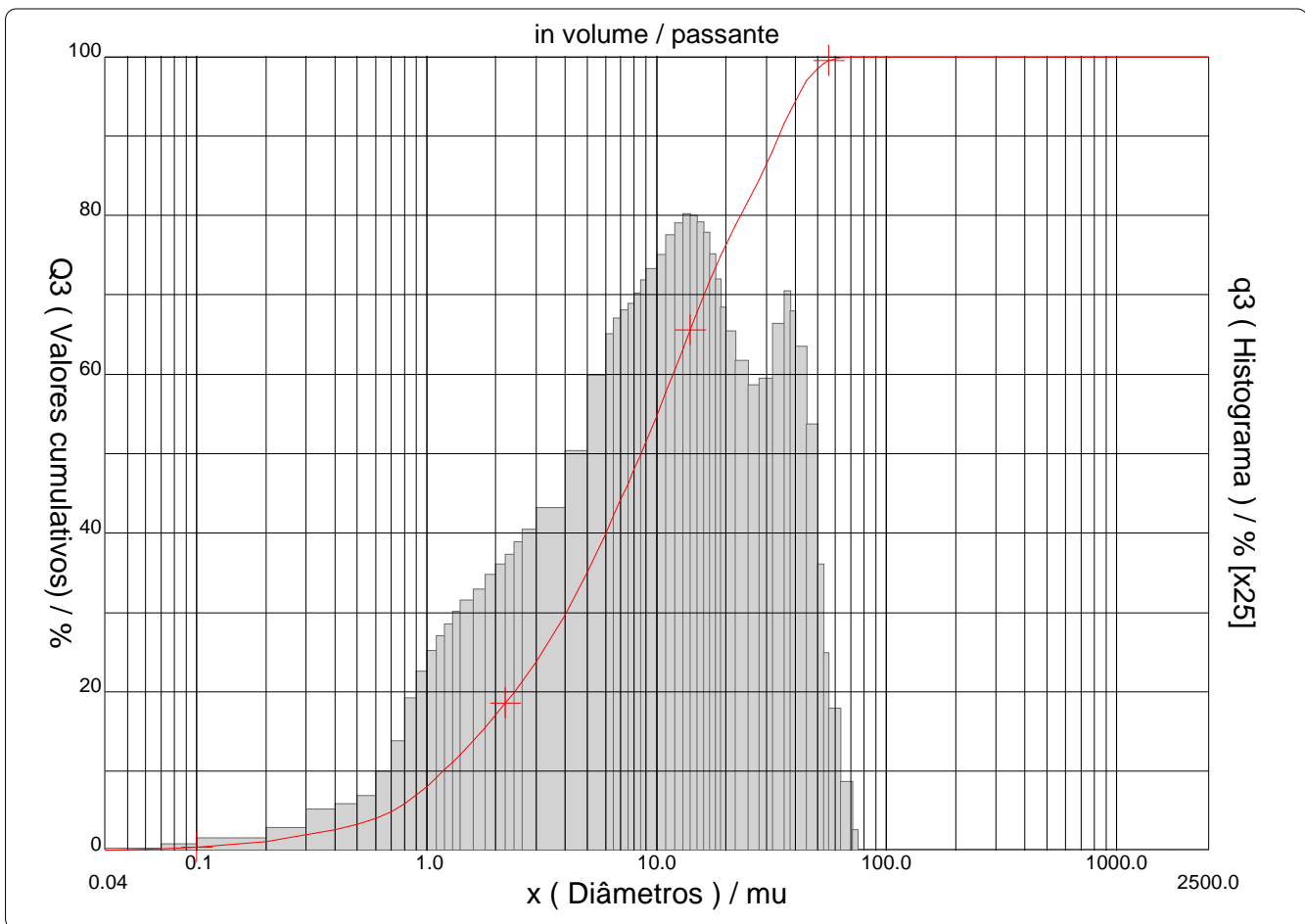
Faixa : 0.04 mu - 2500.00 mu / 100 Classes

Ref da amostra : Leito simulado\_02  
 Type produit : Sedimento  
 Client : UFRGS  
 Comentários : 09/12/2021  
 Líquido : Water (eau)  
 Agente dispersante : NENHUM  
 Operador : GABRIELA  
 Empresa : UFRGS\IPH\NECOD  
 Localização : Porto Alegre - RS  
 Data : 24/03/2022 Hora : 11:23:33  
 Índice med. : 24510

Ultrassom : 10 s (+durante)  
 Concentração : 158  
 Diâmetro a 10% : 1.18 mu  
 Diâmetro a 50% : 8.56 mu  
 Diâmetro a 90% : 34.15 mu  
 Diâmetro médio : 13.25 mu  
 Fraunhofer  
 Densidade/Fator : -----  
 Superfície específica : -----  
 Diluição automática : Não / Não  
 Medida./Limp. : 60/60/5  
 SOP : carvão

Porcentagem do usuário

%	20.00	40.00	60.00	80.00	100.0
Q3	2.41	6.01	11.79	23.23	71.00



## CILAS 1180 Líquido

Faixa : 0.04 mu - 2500.00 mu / 100 Classes

Ref da amostra	: Leito simulado_02
Type produit	: Sedimento
Client	: UFRGS
Comentários	: 09/12/2021
Líquido	: Water (eau)
Agente dispersante	: NENHUM
Operador	: GABRIELA
Empresa	: UFRGS\IPH\NECOD
Localização	: Porto Alegre - RS
Data : 24/03/2022	Hora : 11:23:33
Índice med.	: 24510

Ultrasom	: 10	s (+durante)
Concentração	: 158	
Diâmetro a 10%	: 1.18	mu
Diâmetro a 50%	: 8.56	mu
Diâmetro a 90%	: 34.15	mu
Diâmetro médio	: 13.25	mu
Fraunhofer		
Densidade/Fator	-----	
Superfície específica	-----	
Diluição automática	: Não / Não	
Medida./Limp.	: 60/60/5	
SOP	: carvão	

Valores cumulados característicos

in volume / passante

x	0.04	0.07	0.10	0.20	0.30	0.40	0.50	0.60	0.70	0.80
Q3	0.02	0.19	0.40	1.17	2.01	2.69	3.31	4.04	4.90	5.94
q3	0.01	0.03	0.06	0.11	0.20	0.23	0.27	0.39	0.54	0.76
x	0.90	1.00	1.10	1.20	1.30	1.40	1.60	1.80	2.00	2.20
Q3	7.02	8.10	9.15	10.16	11.14	12.09	13.88	15.55	17.10	18.55
q3	0.90	1.00	1.08	1.13	1.20	1.25	1.31	1.38	1.44	1.49
x	2.40	2.60	3.00	4.00	5.00	6.00	6.50	7.00	7.50	8.00
Q3	19.93	21.25	23.77	29.68	35.13	39.97	42.16	44.22	46.16	48.01
q3	1.55	1.61	1.72	2.01	2.38	2.59	2.67	2.71	2.75	2.80
x	8.50	9.00	10.00	11.00	12.00	13.00	14.00	15.00	16.00	17.00
Q3	49.79	51.50	54.73	57.75	60.56	63.18	65.60	67.83	69.88	71.74
q3	2.87	2.92	2.99	3.09	3.15	3.20	3.19	3.16	3.10	3.00
x	18.00	19.00	20.00	22.00	25.00	28.00	32.00	36.00	38.00	40.00
Q3	73.42	74.93	76.30	78.70	81.76	84.51	88.13	91.52	93.02	94.35
q3	2.87	2.73	2.61	2.46	2.34	2.37	2.65	2.81	2.71	2.53
x	45.00	50.00	53.00	56.00	63.00	71.00	75.00	80.00	85.00	90.00
Q3	96.93	98.48	99.07	99.47	99.88	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
q3	2.14	1.44	0.99	0.71	0.34	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
x	95.00	100.0	106.0	112.0	125.0	130.0	140.0	145.0	150.0	160.0
Q3	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
x	170.0	180.0	190.0	200.0	212.0	242.0	250.0	300.0	400.0	500.0
Q3	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
x	600.0	700.0	800.0	900.0	1000.0	1100.0	1200.0	1300.0	1400.0	1500.0
Q3	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
x	1600.0	1700.0	1800.0	1900.0	2000.0	2100.0	2200.0	2300.0	2400.0	2500.0
Q3	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

x : diâmetro / mu    Q3 : valor cumulativo / %    q3 : Histograma / %

## CILAS 1180 Líquido

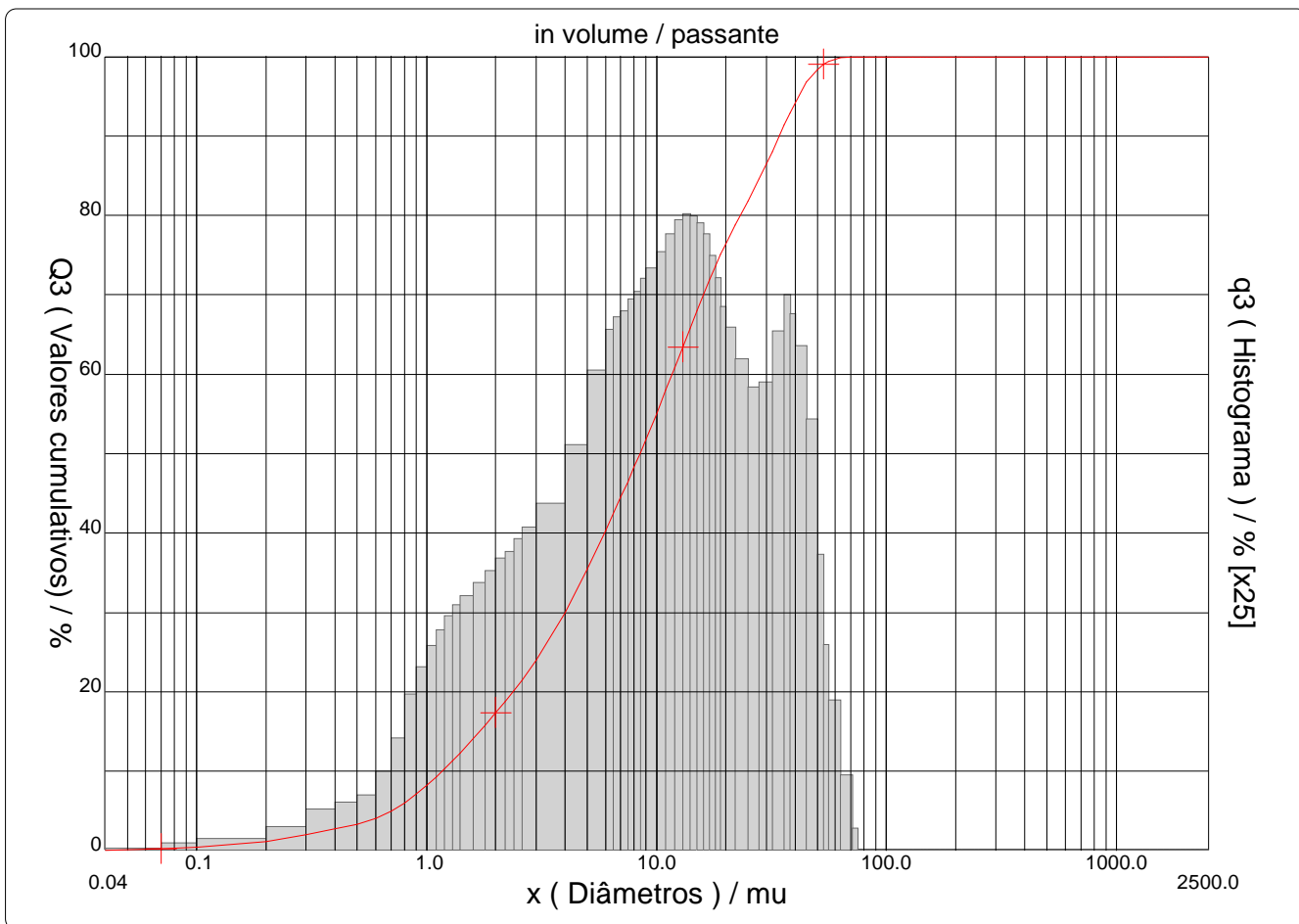
Faixa : 0.04 mu - 2500.00 mu / 100 Classes

Ref da amostra : Leito simulado\_03  
 Type produit : Sedimento  
 Client : UFRGS  
 Comentários : 09/12/2021  
 Líquido : Water (eau)  
 Agente dispersante : NENHUM  
 Operador : GABRIELA  
 Empresa : UFRGS\IPH\NECOD  
 Localização : Porto Alegre - RS  
 Data : 24/03/2022 Hora : 11:29:37  
 Índice med. : 24511

Ultrassom : 10 s (+durante)  
 Concentração : 167  
 Diâmetro a 10% : 1.17 mu  
 Diâmetro a 50% : 8.48 mu  
 Diâmetro a 90% : 34.25 mu  
 Diâmetro médio : 13.23 mu  
 Fraunhofer  
 Densidade/Fator : -----  
 Superfície específica : -----  
 Diluição automática : Não / Não  
 Medida./Limp. : 60/60/5  
 SOP : carvão

Porcentagem do usuário

%	20.00	40.00	60.00	80.00	100.0
Q3	2.37	5.93	11.71	23.15	71.00



## CILAS 1180 Líquido

Faixa : 0.04 mu - 2500.00 mu / 100 Classes

Ref da amostra : Leito simulado\_03  
 Type produit : Sedimento  
 Client : UFRGS  
 Comentários : 09/12/2021  
 Líquido : Water (eau)  
 Agente dispersante : NENHUM  
 Operador : GABRIELA  
 Empresa : UFRGS\IPH\NECOD  
 Localização : Porto Alegre - RS  
 Data : 24/03/2022 Hora : 11:29:37  
 Índice med. : 24511

Ultrassom : 10 s (+durante)  
 Concentração : 167  
 Diâmetro a 10% : 1.17 mu  
 Diâmetro a 50% : 8.48 mu  
 Diâmetro a 90% : 34.25 mu  
 Diâmetro médio : 13.23 mu  
 Fraunhofer  
 Densidade/Fator : -----  
 Superfície específica : -----  
 Diluição automática : Não / Não  
 Medida./Limp. : 60/60/5  
 SOP : carvão

Valores cumulados característicos

in volume / passante

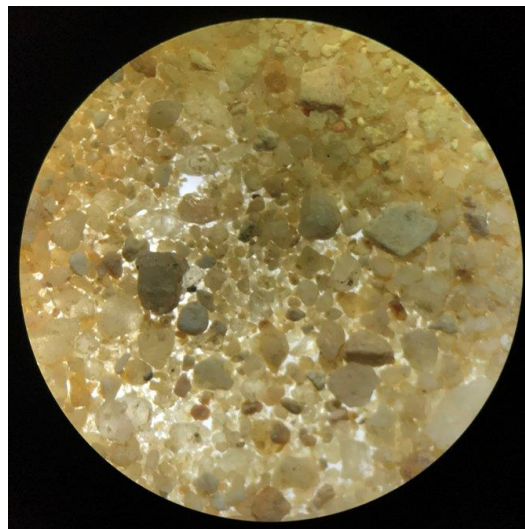
x	0.04	0.07	0.10	0.20	0.30	0.40	0.50	0.60	0.70	0.80
Q3	0.02	0.20	0.40	1.19	2.03	2.72	3.34	4.07	4.95	6.01
q3	0.01	0.03	0.05	0.11	0.20	0.23	0.27	0.39	0.56	0.78
x	0.90	1.00	1.10	1.20	1.30	1.40	1.60	1.80	2.00	2.20
Q3	7.11	8.21	9.28	10.32	11.32	12.28	14.10	15.78	17.35	18.80
q3	0.91	1.02	1.10	1.17	1.22	1.27	1.33	1.39	1.46	1.49
x	2.40	2.60	3.00	4.00	5.00	6.00	6.50	7.00	7.50	8.00
Q3	20.18	21.50	24.03	29.98	35.45	40.30	42.48	44.52	46.46	48.30
q3	1.55	1.61	1.73	2.02	2.40	2.60	2.66	2.69	2.75	2.79
x	8.50	9.00	10.00	11.00	12.00	13.00	14.00	15.00	16.00	17.00
Q3	50.07	51.77	54.99	57.99	60.79	63.39	65.79	68.00	70.03	71.87
q3	2.85	2.91	2.99	3.08	3.15	3.18	3.17	3.13	3.08	2.97
x	18.00	19.00	20.00	22.00	25.00	28.00	32.00	36.00	38.00	40.00
Q3	73.54	75.04	76.41	78.80	81.82	84.53	88.07	91.41	92.89	94.21
q3	2.86	2.71	2.61	2.45	2.31	2.34	2.59	2.77	2.68	2.52
x	45.00	50.00	53.00	56.00	63.00	71.00	75.00	80.00	85.00	90.00
Q3	96.80	98.39	99.00	99.42	99.87	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
q3	2.15	1.48	1.02	0.75	0.37	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00
x	95.00	100.0	106.0	112.0	125.0	130.0	140.0	145.0	150.0	160.0
Q3	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
x	170.0	180.0	190.0	200.0	212.0	242.0	250.0	300.0	400.0	500.0
Q3	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
x	600.0	700.0	800.0	900.0	1000.0	1100.0	1200.0	1300.0	1400.0	1500.0
Q3	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
x	1600.0	1700.0	1800.0	1900.0	2000.0	2100.0	2200.0	2300.0	2400.0	2500.0
Q3	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
q3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

x : diâmetro / mu    Q3 : valor cumulativo / %    q3 : Histograma / %

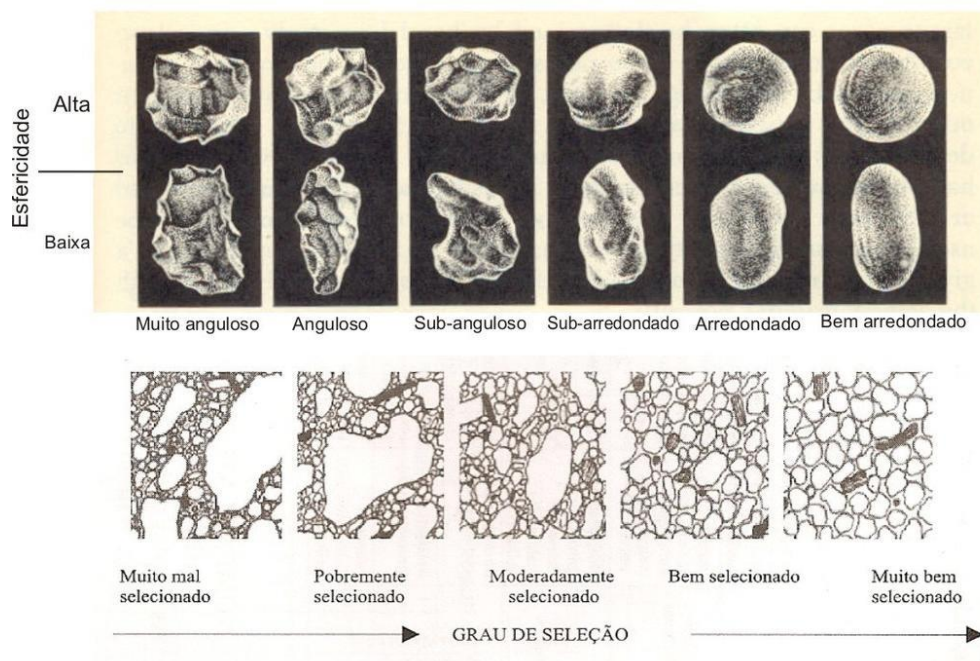
## Anexo B – Determinação da morfoscopia dos sedimentos

### Análise morfoscópica dos grãos

Amostra	Esfericidade	Arredondamento	Seleção
Reservatório simulado	Baixa	Sub-angulosa a angulosa	Pobremente selecionada



### ESFERICIDADE, ARREDONDAMENTO E GRAU DE SELEÇÃO



## Anexo C – Determinação das propriedades geotécnicas dos sedimentos

$m_0$  = Massa da cápsula

$m_1$  = Massa da amostra úmida -  $m_0$

$m_2$  = Massa da amostra seca -  $m_0$

$$w_i = \text{Teor de umidade da amostra} = \frac{(m_1 - m_2)}{(m_2)} \cdot 100$$

$$w (\%) = \text{Teor de umidade médio da amostra} = \sum_{i=1}^n \frac{w_i}{n}$$

### Determinação do teor de umidade dos sedimentos (w)

AMOSTRA	Reservatório simulado			Leito simulado		
	R1	R2	R3	L1	L2	L3
Cápsula						
$m_0$ (g)	100,548	103,496	95,485	98,548	102,68	98,046
$m_1$ (g)	130,436	133,556	125,936	128,746	132,099	128,061
$m_2$ (g)	130,276	133,382	127,748	128,129	131,515	127,424
$w_i$ (%)	0,538	0,582	0,617	2,085	2,025	2,168
w (%)	<b>0,58</b>			<b>2,1</b>		

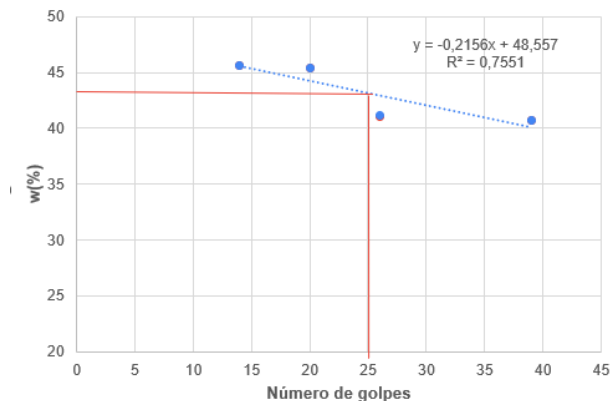
Tempo de estufa: 24h a 105°C

### Determinação do Limite de Liquidez do Leito simulado (LL)

Cápsula	L1	L2	L3	L4
Nº de golpes	20	26	39	14
$m_0$ (g)	7,16	7,1	7,29	6,72
$m_1$ (g)	12,57	16,78	20,07	16,97
$m_2$ (g)	10,88	13,96	16,37	13,76
$w_i$ (%)	45,43	41,1	40,75	45,59
w (%) = LL	<b>43,16</b>			

Tempo de estufa: 24h a 100°C

### Limite de Liquidez



### Determinação do limite de plasticidade do Leito simulado (LP)

Cápsula	L1	L2	L3
$m_0$ (g)	5,48	6,23	5,47
$m_1$ (g)	7,58	8,02	7,56
$m_2$ (g)	7,01	7,53	6,99
$w_i$ (%)	37,25	37,69	37,5
w (%) = LP	<b>37,48</b>		

IP	Descrição do solo
0	Sem Plasticidade
1 - 5	Plasticidade Leve
5 - 10	<b>Plasticidade Baixa</b>
10 - 20	Plasticidade Média
20 - 40	Plasticidade Alta
> 40	Plasticidade Muito Alta

### Determinação do Índice de plasticidade do Leito simulado

$$IP = LL - LP = 5,68$$



### Determinação da massa específica do leito simulado ( $\rho_s$ )

Amostra	Reservatório simulado	Leito simulado
m1 (g)	60	50
m2 (g)	686,55	680,01
m3 (g)	649,58	650,436
t (°C)	24,5	19,5
w (%)	0,58	2,1
$\rho_w$ (g/cm <sup>3</sup> )	0,9973	0,9983
$\rho_s$ (g/cm <sup>3</sup> )	<b>2,62</b>	<b>2,52</b>

m1 = Massa do solo úmido

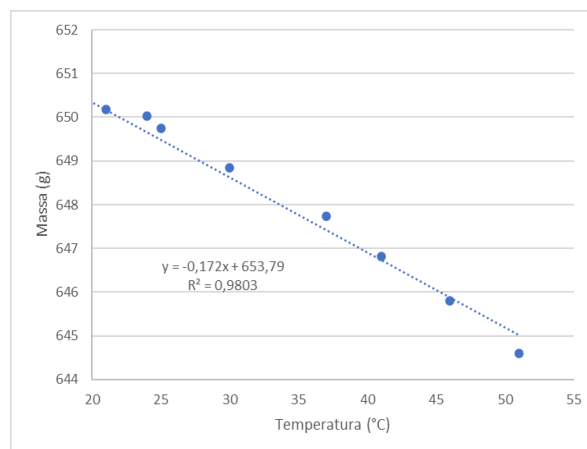
m2 = Massa do picnômetro + solo + água na temperatura T do ensaio

m3 = Massa do picnômetro cheio de água até a marca de referência, na temperatura T do ensaio

w(%) = Teor de umidade inicial da amostra

$\rho_w$  = Massa específica da água na temperatura T do ensaio obtida na tabela da NBR 6508

$$\rho_s = \frac{m_1 \cdot 100 / (100 + w)}{[m_1 \cdot 100 / (100 + w)] + m_3 - m_2} \cdot \rho_w(T)$$



### Determinação da porosidade do reservatório simulado

$\rho_s$ (kg/m <sup>3</sup> )	2620
g (m/s <sup>2</sup> )	9,8
$\gamma_s$ (KN/m <sup>3</sup> )	25,67
m <sub>s</sub> (kg)	1,6369
v <sub>o</sub> (m <sup>3</sup> )	0,021 x 0,12 x 040
$\gamma_d$ (KN/m <sup>3</sup> )	15,91
e	0,61
$\eta$ (%)	<b>38</b>

m<sub>s</sub> = Massa dos sedimentos

g = aceleração da gravidade

$\gamma_s$  = Peso específico =  $\rho_s \cdot g$

$\gamma_d$  = Peso específico aparente seco =  $\frac{\rho_s}{v} = \frac{m_s \cdot g}{v}$

V<sub>o</sub> = volume que o solo ocupa

e = índice de vazios =  $\frac{\gamma_s}{\gamma_d} - 1$

$$\eta (\%) = \frac{e}{1+e}$$

## Anexo D – Controle da etapa de preparação e consolidação do talude simulado

### Pré-estabelecendo proporções sedimento/água para cada consistência da mistura

W = Teor de umidade almejado

$\rho_s$  = Densidade do sedimento = 2,52 g/cm<sup>3</sup>

Ms = Massa de sedimento pré-estabelecida

Vs = Volume de sedimento calculado =  $\frac{Ms}{\rho_s}$

$\rho_w$  = Densidade da água = 0,998 g/cm<sup>3</sup>

Mw = Massa de água calculada =  $w (\%) \cdot Ms$

Vw = Volume de água calculada =  $\frac{Mw}{\rho_w}$

VwL = Volume de água do sedimento em estado líquido

VwP = Volume de água no sedimento em estado Plástico

VwS = Volume de água no sedimento em estado Semissólido

### Determinação do volume de água drenado na etapa de consolidação

D<sub>LS</sub> = Volume de água drenado para o talude simulado adquirir a consistência plástica = VwL - VwP

D<sub>LS</sub> = Volume de água drenado para o talude simulado adquirir a consistência semissólida = VwL - VwS

Espessura do leito simulado (cm)	Consistência do solo	W (%)	Ms (g)	Vs (cm <sup>3</sup> )	Mw (g)	Vw (cm <sup>3</sup> )	D <sub>LP</sub> (cm <sup>3</sup> )	D <sub>LS</sub> (cm <sup>3</sup> )
1,3	Líquida	100	800	317,7	800	801,6	480,9	521,04
	Plástica	40			320	320,64		
	Semissólida	30			280	280,56		
3,0	Líquida	100	1600	634,92	1600	1603,2	961,9	1042,08
	Plástica	40			640	641,28		
	Semissólida	30			560	561,12		

## Anexo E – Determinação da vazão de ar

$r$  = Raio da bolha

$N$  = Quantidade de bolhas

$$\text{Volume de ar} = V = N \left( \frac{4}{3} \cdot \pi r^3 \right)$$


$T$  = Tempo

$$\text{Vazão do ar} = Q = \frac{V}{T}$$

$$Q_m = \text{Vazão média do ar} = Q_m = \sum_{i=1}^n \frac{Q}{i}$$

**Valores medidos**

$r$ (cm)	0,45	0,45	0,45
$N$	12	12	13
$V$ (cm <sup>3</sup> )	4,584	4,584	4,966
$T$ (s)	60	60	60
$Q$ (cm <sup>3</sup> /s)	0,076	0,076	0,082
$Q_m$ (cm <sup>3</sup> /s)	<b>0,078</b>		

<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação:
<b>“AVALIAÇÃO DOS EFEITOS DA DISSOCIAÇÃO DOS HIDRATOS DE GÁS NA ESTABILIDADE DO TALUDE SUBMARINO DO CONE DO RIO GRANDE ATRAVÉS DO MÉTODO EXPERIMENTAL”</b>
Área de Concentração: Geologia Marinha
Autora: <b>Gabriela Leal Pinheiro Pimentel</b>
Orientador: Prof. Dr. Eduardo Puhl
Coorientador: Prof. Dr. Daniel Bayer da Silva
Examinador: Prof. Dr. Adriano Roessler Viana
Data: 30/11/2023
Conceito: A
<b>PARECER:</b>  Este parecer divide-se em três partes: análise da forma, análise do método e análise da relevância do tema. Quanto à forma, a candidata elaborou um manuscrito muito bem documentado, com uma divisão de tópicos que segue uma lógica sequencial do raciocínio desenvolvido, com apresentação da lista de figuras, de referências bibliográficas e sumário corretos, e divisão e ordenamento de capítulos de forma clara e seguindo um método científico de documentação bastante apropriado, demonstrando domínio na elaboração de documentação e reportagem de métodos adotados, resultados e discussões. Quanto ao método escolhido pela candidata, trata-se de um método bastante desafiador, que exige uma boa base em vários domínios científicos, que vão desde um profundo conhecimento da literatura atualizada tanto sobre o tema escolhido quanto sobre o método de abordagem científica e documentação de resultados. A candidata demonstra maturidade e domínio das técnicas empregadas e propõe uma abordagem bastante inovadora para tratar do tema escolhido, atingindo resultados que demonstram tanto o acerto da escolha quanto sua maturidade em empregá-lo e extrair resultados relevantes. Quanto a análise de relevância do tema, trata-se de uma escolha de alto impacto tanto técnico-científico quanto socioambiental. Ao modelar em laboratório a dissociação de metano a partir de hidratos de gás naturais a candidata traz à luz e testa positivamente um método que permite reproduzir um processo natural que tem grande impacto no meio ambiente quanto ainda permite avançar na direção de quantificação deste processo em escala natural. Agradeço a oportunidade de ter tido acesso a este manuscrito, ter sido escolhido para avaliá-lo e saúdo tanto a candidata quanto seus orientadores pelos resultados obtidos e forma correta de apresentá-los.
Assinatura:  Data: 30/11/2023
Ciente do Orientador:
Ciente do Aluno:

## ANEXO I

Título da Dissertação:

**“AVALIAÇÃO DOS EFEITOS DA DISSOCIAÇÃO DOS HIDRATOS DE GÁS NA ESTABILIDADE DO TALUDE SUBMARINO DO CONE DO RIO GRANDE ATRAVÉS DO MÉTODO EXPERIMENTAL”**

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autora: **Gabriela Leal Pinheiro Pimentel**

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Puhl  
Coorientador: Prof. Dr. Daniel Bayer da Silva

Examinadora: Profa. Dra. Maria Luiza Correa da Camara Rosa

Data: 05/10/2023

Conceito: A

A dissertação trata de um tema fundamental, representando uma contribuição para o conhecimento de processos geológicos, necessário em atividades com potenciais impactos socioeconômicos e ambientais, buscando simular processos de uma área geologicamente ímpar da Bacia de Pelotas, ainda carente de estudos. O trabalho possui os requisitos de uma dissertação de mestrado, com métodos coerentes com os objetivos e resultados que permitiram a realização de discussões e a obtenção de conclusões, as quais indicam caminhos para futuras investigações. A estrutura contempla um texto integrador com dez capítulos bastante detalhados, que contextualizam, justificam e explicam a pesquisa realizada, considerando trabalhos clássicos e recentes, o que propicia a base necessária para o entendimento do trabalho. A revisão bibliográfica é por si uma contribuição, materializando um referencial para trabalhos futuros. Ainda, é apresentado o artigo científico submetido, que constitui o corpo principal da dissertação. O texto é de boa qualidade, com poucos erros de redação. Sugiro, somente, encaminhar uma nova versão para registro no LUME sem as marcações de correções que ficaram no documento. As ilustrações também são de boa qualidade, ainda que pudessem estar em maior quantidade. Acerca do conteúdo, registro algumas sugestões, considerando especialmente o artigo submetido, publicações futuras e uma possível continuidade da pesquisa. Neste sentido, ainda que conste no texto, as seguintes questões poderiam ser discutidas de forma mais direta e aprofundada: Em comparação aos experimentos de outros autores, quais foram efetivamente as principais contribuições dos ensaios realizados? Qual o nível de representatividade dos modelos elaborados para a área específica do CRG, já que foi utilizado um GHSZ arenoso? Como acharia que seria o comportamento no caso de ter utilizado um GHSZ simulado lamoso? Alguns resultados, como o tempo de aparecimento da primeira feição, não podem ser comparados devido aos problemas técnicos. O quanto isso prejudica as discussões? Qual o nível de confiança acerca da reprodutibilidade desses resultados? Não teria sido melhor priorizar a repetição das condições, como no ensaio 8, para criar maior confiança? Considerando a Figura 16, os ensaios simulam mais especificamente o modelo de acúmulo de poropressão causada por gás livre ascendente (ilustração b)? As feições que apareceram na interface sedimento/parede tem influência da parede, a qual foi correlacionada com falhas. Seria importante desenvolver mais essa associação. O que seria esperado no caso

da inexistência da parede (caixa modelo muito maior em relação aos demais parâmetros)/falha? Como sugestão, para facilitar a avaliação dos resultados, seria bom constar na tabela 4 os parâmetros principais de cada experimento, para não precisar voltar no texto. Além disso, como um dos principais resultados foi a determinação das cinco etapas de desenvolvimento das feições, sugiro elaborar uma ilustração integradora com cada fase do processo descrito. Finalmente, na parte final do *abstract* do artigo, sugiro dar ênfase às contribuições efetivamente alcançadas e não nas potenciais.

Assinatura:

Data: 05/10/2023

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

## ANEXO I

**Título:** Avaliação dos Efeitos da Dissociação dos Hidratos de Gás na Estabilidade do Talude Submarino do Cone do Rio Grande Através do Método Experimental

**Autor:** Gabriela Leal Pinheiro Pimentel

**Orientador:** Prof. Eduardo Puhl

**Examinador:** Prof. Elírio E. Toldo Jr

**Data:** 26/11/2023

**Conceito:** A

A candidata desenvolveu estudo inédito em Modelagem Física sobre a instabilidade dos taludes marinhos associado a dissolução do hidrato de gás, propondo um modelo das zonas de estabilidade e dissociação do hidrato de gás, o mecanismo e comportamento do fluxo advectivo ascendente de gás, bem como discussões comparativas com ocorrências na natureza interpretadas em seções sísmicas.

Também, de modo inédito, a candidata propôs uma classificação das estruturas geradas pelo escape do gás, em estruturas primárias (bolsa de ar e domos), e estruturas secundárias (fraturas radiais, tensão e cisalhamento, estrutura em V e crateras).

O estudo e os resultados obtidos demonstram a importância da instabilidade nos taludes causadas pela dissociação dos hidratos de gás, e os possíveis impactos nas instalações de cabos e dutos submarinos na borda e na encosta dos taludes marinhos.

A pressão excessiva ou pressão crítica responsável pelas erupções poderia ter sido atribuída de modo preciso nos ensaios?

A profundidade da água foi mantida durante os ensaios, porém o valor não foi descrito.

A Dissertação contém uma detalhada e adequada revisão sobre os hidratos de gás e a instabilidade dos taludes. A candidata demonstrou conhecimento e amplo domínio dos métodos propostos na Dissertação.

O tema da Dissertação é bastante original e contribui com aplicações práticas sobre a estabilidade dos taludes continentais.



Prof. Elírio Toldo Jr.





**ANEXO I**

Título da Dissertação:

**“AVALIAÇÃO DOS EFEITOS DA DISSOCIAÇÃO DOS HIDRATOS DE GÁS NA ESTABILIDADE DO TALUDE SUBMARINO DO CONE DO RIO GRANDE ATRAVÉS DO MÉTODO EXPERIMENTAL”**

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autora: **Gabriela Leal Pinheiro Pimentel**Orientador: Prof. Dr. Eduardo Puhl  
Coorientador: Prof. Dr. Daniel Bayer da Silva

Examinador: Prof. Dr. João Marcelo Ketzer

Data: 31 outubro 2023

Conceito: A - Excelente

**PARECER:**

A dissertação apresentada pela candidata está relacionada com um tema bastante atual e de grande importância. O texto está muito bem escrito (claro e direto). O trabalho atinge os objetivos propostos e está, na minha avaliação, acima da média. Constitui uma importante contribuição científica. O manuscrito submetido a Marine Geology será muito bem-vindo e aceito pela comunidade. Como sugestões práticas para melhoria do trabalho: (1) não fazer uso exagerado de fonte em negrito, (2) evitar o uso de *Apud* (buscar as referências originais sempre que possível), (3) a revisão bibliográfica é bastante extensa, sendo possível reduzi-la, deixando apenas a parte de hidratos de gás, (4) limpar as correções remanescente do editor de texto (exemplo páginas 42 e 44), e (5) tentativamente manter todas as figuras no mesmo idioma (português). Como sugestão geral, senti falta de uma discussão mais aprofundada das diferenças entre o modelo e a realidade no caso da existência de hidratos de gás (sólidos) que não podem ser simulados. Ainda, entendo que o Cone de Rio Grande não foi adequadamente descrito como um “leque”. Também seria possível expandir os resultados para regiões onde não há hidrato, mas apenas vazamentos de gás. Sugestão final: não seria possível “cortar” os modelos ao final para visualização da parte central do modelo? Apesar dos comentários e sugestões acima, que em nada diminuem a relevância e qualidade geral da dissertação, gostaria de parabenizar a candidata e os orientadores pelo excelente trabalho realizado!

Assinatura:

Data: 31 outubro 2023

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: