



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA
MARINHA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

Eric Chear Lopes

**CARACTERIZAÇÃO SÍSMICA DO COMPLEXO DE
MEGADESLIZAMENTO DO CHUÍ**

NITERÓI,

2017

ERIC CHEAR LOPES

**CARACTERIZAÇÃO SISMICA DO COMPLEXO DE
MEGADESLIZAMENTO DO CHUI**

Trabalho de Conclusão de curso referente à disciplina Projeto Final II apresentada ao Curso de Graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Orientador: **Prof. Dr. CLEVERSON GUIZAN SILVA.**

NITERÓI,

2017

ERIC CHEAR LOPES

**CARACTERIZAÇÃO SISMICA DO COMPLEXO DE
MEGADESLIZAMENTO DO CHUI**

Trabalho de Conclusão de curso referente à disciplina Projeto Final II apresentada ao Curso de Graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva / LAGEMAR (UFF)

Profa. Dra. Isa Brehme / LAGEMAR (UFF)

Prof. Dr. José Antonio Baptista Neto / LAGEMAR (UFF)

NITERÓI,

2017

L864 Lopes, Eric Chear
 Caracterização sísmica do Complexo de Megadeslizamento do
 Chuí / Eric Chear Lopes. – Niterói : [s.n.], 2017.
 45 f.

 Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica) –
 Universidade Federal Fluminense, 2017.

 1.Bacia de Pelotas. 2.Complexo de Megadeslizamento do Chuí.
 3.Correntes de contorno. 4.Fluxos gravitacionais. I.Título.

CDD 551.46084

AGRADECIMENTOS

Ao longo de minha vida aprendi que nenhum ser humano conquista seus objetivos por si só. É por isso que agradeço, por meio desse pequeno texto, a todos que me apoiaram e, acima de tudo, acreditaram no meu potencial para completar mais essa etapa em minha vida. A todos vocês que participaram da minha vida e contribuíram com o meu desenvolvimento, mesmo que indiretamente, o meu muito obrigado!

Mãe, o que falar da pessoa responsável por ser quem sou e que sempre esteve ao meu lado nos melhores e piores momentos da minha existência? Mãe, a senhora é muito mais que uma grande amiga... Sempre fazendo o possível e o impossível por mim. Muito obrigado por me ajudar a subir cada degrau e por todo o incentivo.

Pai, obrigado por toda a sua parceria nos momentos que mais precisei. O senhor desempenhou um grande papel na minha criação é responsável por parte de quem sou. Muito obrigado pelos conselhos e toda a ajuda que me deu para a confecção deste trabalho.

Agradeço a você Luiza, meu grande amor, você me fez acreditar que era possível, mesmo diante de todas as dificuldades que tive para terminar o trabalho. Muito obrigado pelo seu companheirismo nessa etapa tão importante e nas próximas que virão.

Obrigado aos professores do curso de geofísica da Universidade Federal Fluminense por estarem sempre dando o seu melhor pelo curso e seus alunos. Em especial, aos professores Cleverson, Isa e José Antônio que aceitaram prontamente participar da banca examinadora.

Agradeço também aos meus queridos colegas de curso, pois esses anos de graduação não seriam os mesmos sem eles. Em especial, ao meu grande amigo, Thiago, que participou de grande parte da minha trajetória na UFF, sempre muito espirituoso e pronto para ajudar.

RESUMO

A Bacia de Pelotas tem sua localização no sul da margem continental brasileira se estendendo além da fronteira com o Uruguai. O segmento contido no território brasileiro possui uma área de aproximadamente 210.000 km², limitado ao norte pelo Alto de Florianópolis (divisa com a Bacia de Santos) e ao sul pelo Alto do Polônio. A bacia tem como evidência particular a presença de diversas feições morfológicas, assim como o Cone do Rio Grande, o platô de Santa Catarina e o Complexo de Megadeslizamento do Chuí (*Chuí Megaslide Complex*), sendo a compreensão desta última, assim como seus fatores pré-condicionantes o principal objetivo deste estudo. As correntes de contorno desempenham um papel importante na geração dos fluxos gravitacionais presentes na área de estudo aliadas ao grande aporte sedimentar e à tectônica. A interpretação dos dados *Full Stack* de sísmica 2D utilizados neste estudo se mostraram úteis para a criação de mapas de espessura dos fluxos gravitacionais e profundidade batimétrica, sugerindo também a presença de hidratos de gás.

Palavras-chave: Bacia de Pelotas; Complexo de Megadeslizamento do Chuí; Correntes de Contorno; Fluxos Gravitacionais.

ABSTRACT

The Pelotas Basin, is located in the south of the Brazilian continental margin and extends beyond the border with Uruguay. The segment contained in the Brazilian territory has an area of approximately 210,000 km², bounded on the north by the Florianopolis High (Santos Basin border) and south by Polonio High. The basin has as particular evidence the presence of several morphological features, such as the Rio Grande Cone, the Santa Catarina Plateau and the Chuí Megaslide Complex being an understanding of the latter, as well as its precondition factors the main objective of this study. Contour currents play an important role in the generation of gravitational fluxes present in the study area together with the great sedimentary and tectonic contribution. The interpretation of the Full Stack data of 2D seismic used in the present study were useful for the creation of maps of thickness of the gravitational flows and bathymetric depth, also suggesting a presence of gas hydrates.

Key words: Pelotas Basin; Chui Megaslide Complex; Contour Currents; Gravitational Flows.

Índice de Figuras

Figura 1: Área de Estudo destacada em laranja e em vermelho as linhas do levantamento sísmico.....	11
Figura 2: Estruturas morfológicas dominantes da Bacia de Pelotas e fisiografia da Área Continental (Barboza et al., 2008).....	12
Figura 3: Seção geológica esquemática da Bacia de Pelotas (de Villwock, 1984 - Modificada por Barboza et al., 2008).....	13
Figura 4: Esquema estratigráfico da Bacia de Pelotas. (Modificado de Bueno et al., 2007).....	14
Figura 5: Perfis de raio gama e indução das formações (A) Imbituba, (B) Cassino, (C) Curumim e (D) Portobelo. (Abreu, 1998).....	17
Figura 6: Perfis de raio gama e indução das formações (A) Tramandaí, (B) Atlântida, (C) Cidreira e (D) Imbé. (Abreu, 1998).....	18
Figura 7: Esquema representando a formação de terraços de contornitos por ação erosiva de massas d'água. O estágio <i>a</i> representa a forma mais comumente encontrada do talude, já nos estágios <i>b</i> e <i>c</i> correntes tabulares e helicoidais respectivamente agem sobre o sedimento remodelando-o. (Preu et al., 2013).....	20
Figura 8: Mapa identificando as regiões de atuação das correntes de contorno e algumas características hidrográficas como densidade neutra (γ^n), temperatura potencial em graus Celsius (θ), salinidade em psu (<i>S</i>) e oxigênio dissolvido em ml/l (O_2). Corrente do Brasil (BC) e <i>Malvinas-Falkland</i> (M-F) Elevação do Rio Grande (RGR). (Preu et al., 2013).....	21
Figura 9: Exemplo de DTM interpretado na sísmica de reflexão. (Armitage, 2010).....	23
Figura 10: Linhas sísmicas strike (A) e dip (B) da principal cicatriz de falha da região. (dos Reis et al., 2016).....	24
Figura 11: (A) Bacia de Pelotas e suas principais estruturas morfológicas, assim como os perfis <i>a</i> , <i>b</i> e <i>c</i> da plataforma continental. (B) Mapa das isópacas (tempo) demonstrando a principal cicatriz de falha. (C) Batimetria definindo os setores <i>a</i> , <i>b</i> e <i>c</i> do Complexo de Deslizamento do Chuí. (dos Reis et al., 2016).....	25
Figura 12: Representação sísmica das múltiplas superfícies de cisalhamento que dão origem às estruturas de deslizamento em forma de escada. (dos Reis, 2016).....	26

Figura 13: Ilustração representando as ondas primárias, secundárias e superficiais (Love e Rayleigh). (Modificado de http://w3.uaig.pt/~jdias/GEOLAMB/GA5_Sismos/52_Sismologia/5203_OndasSismicas.html) - Acessado em 6/07/2017.....	28
Figura 14: (A) Linha sísmica antes da interpretação e mapeamento dos horizontes. (B) Linha sísmica mapeada e interpretada. Em laranja o topo e em amarelo a base do DTM, em verde o refletor de significativa continuidade lateral, em azul o fundo do mar e em preto as falhas lístricas.....	29
Figura 15: Grid de profundidade da região de estudo. As linhas vermelhas representam as cicatrizes de falha do Complexo de Megadeslizamento do Chuí e a linha azul o paleocanal mapeado.....	31
Figura 16: Morfologia da cicatriz de falha e suas dimensões.....	32
Figura 17: Linha sísmica usada para o cálculo de declividade (D) da topografia.....	33
Figura 18: Esquema demonstrando a evolução do paleocanal e das cicatrizes de falha da cabeceira (esquerda) ao sopé (direita).....	35
Figura 19: Tabela com exemplos e descrições das sismofácies identificadas.....	36
Figura 20: Linhas sísmicas strike (cima) e dip (baixo) demonstrando os DTMs.....	37
Figura 21: Mapa de profundidade em metros do fundo marinho.....	38
Figura 22: Mapa de superfície em tempo do refletor escolhido.....	39
Figura 23: Mapa de Espessura (em tempo) dos DTMs.....	40
Figura 24: Linha dip sugestionando a presença de hidratos de gás.....	41

Sumário

1. INTRODUÇÃO	10
2. DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	11
3. DEPÓSITOS DE TRANSPORTE DE MASSA	22
3.1 REVISÃO GERAL	22
3.2 COMPLEXO DE MEGADESLIZAMENTO DO CHUÍ	24
4. BASE DE DADOS E METODOLOGIA	27
4.1 CONCEITOS DO MÉTODO SÍSMICO	27
4.2 DESCRIÇÃO DA BASE DE DADOS	28
4.3 INTERPRETAÇÃO SÍSMICA	29
5. RESULTADOS	31
6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	41
7. CONCLUSÕES	42
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	43

1. INTRODUÇÃO

A bacia de Pelotas está qualificada pela presença de diversas feições morfológicas, assim como o Cone do Rio Grande, o platô de Santa Catarina e o Complexo de Megadeslizamento do Chuí (*Chuí Megaslides Complex*), importantes para a compreensão da região como um todo. O projeto brasileiro LEPLAC (Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira), que teve como objetivo estabelecer o limite exterior legal do território marítimo nacional ao longo da margem continental brasileira (Basseto et al., 2000), foi o responsável por identificar a presença de depósitos de transporte de massa de grande escala na região do talude continental localizado ao sul do país (Bacia de Pelotas) através da análise de dados sísmicos (Reis et al., 2016). As noções cronoestratigráficas são de grande importância para a compreensão da evolução de uma bacia estratigráfica, no caso da Bacia de Pelotas essas noções não estão sendo abordadas até o momento, tendo em vista o pouco desenvolvimento do setor petrolífero no local (Barboza et al., 2008).

O estudo aqui apresentado tem como objetivo identificar e mapear as feições de fundo, como os depósitos de deslizamento de massa, paleocanais e cicatrizes de falha assim como os fatores que os regem por meio da interpretação de dados de sísmica 2D. Esses dados foram gerados por um projeto (Pesquisa Sísmica Marítima 2D na Bacia de Pelotas – Programa Pelotas Fase II) firmado entre a Universidade Federal do Rio Grande (FURG), e a empresa Spectrum Geo do Brasil, contando com a colaboração da Universidade Federal Fluminense (UFF). O projeto citado passou por três fases que se destacaram: aquisição (janeiro a junho de 2015), processamento dos dados (julho de 2015 a janeiro de 2016) e interpretação sísmica e oceanográfica (fevereiro a junho de 2016).

Este trabalho de conclusão de curso é incentivado pela essencial e atual importância da análise e caracterização dos depósitos de movimento de massa inseridos em toda uma dinâmica oceanográfica, pois são fundamentais não só nos estudos de bacias com potencial para a exploração de hidrocarbonetos, mas também na área de Paleoclimatologia, Paleo-oceanografia e definição de estabilidade do talude (acidentes geológicos).

2. DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A história geológica da bacia de Pelotas é caracterizada por uma grande deposição de sedimentos desde a sua formação com a abertura do Oceano Atlântico (Mohriak, 2003). Sua localização se dá no sul da margem continental brasileira. A porção brasileira da bacia de Pelotas apresenta uma área de aproximadamente 210.000 km² e está contida entre o Alto de Florianópolis, que a separa da bacia de Santos ao norte; e o Alto do Polônio ao sul, divisa geográfica com o Uruguai (Abreu, 1998). Na figura 1 está representada a Área de Estudo deste projeto em destaque e as linhas de aquisição do Projeto Pelotas – Fase II.

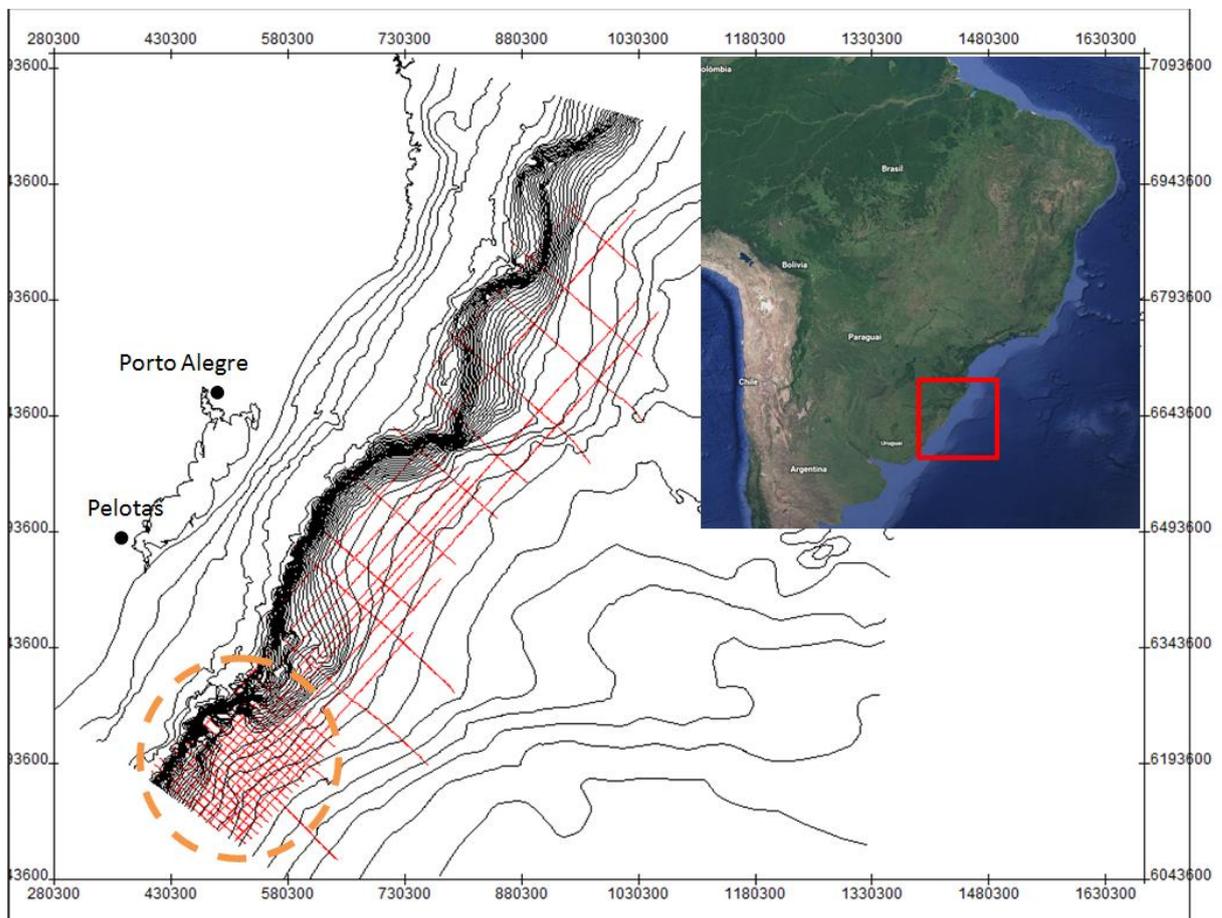


Figura 1. Área de Estudo destacada em laranja e em vermelho as linhas do levantamento sísmico.

Barboza et al. (2008) afirmam que a Planície Costeira do Rio Grande do Sul está relacionada a uma feição fisiográfica onde estão expostos sedimentos superficiais da Bacia de Pelotas. Tais sedimentos de cobertura foram depositados desde o Terciário e sofreram

influência por oscilações glaciais e eustáticas do nível do mar, bem como intensas variações climáticas.

Asmus & Porto (1972) classificaram a Bacia de Pelotas como uma bacia marginal subsidente que foi preenchida por sequências clásticas continentais e transicionais. A origem da bacia está vinculada ao rifteamento que marcou a abertura do Atlântico Sul a partir do Jurássico, iniciando a formação das bacias marginais brasileiras. De acordo com a classificação de Klemme (1980), a bacia se encaixa no Tipo V (crosta intermediária e costeira). A fase pré-rifte é retratada por uma sequência basáltica associada ao início do rifteamento. Já a pós-rifte corresponde ao soterramento das camadas rifte por um espesso pacote de sedimentos marinhos. A disposição da bacia e suas estruturas morfológicas sugerem um abatimento longitudinal raso. As falhas normais se dão de forma paralela à margem continental, gerando degraus escalonados (Barboza et al., 2008) (Figura 2).

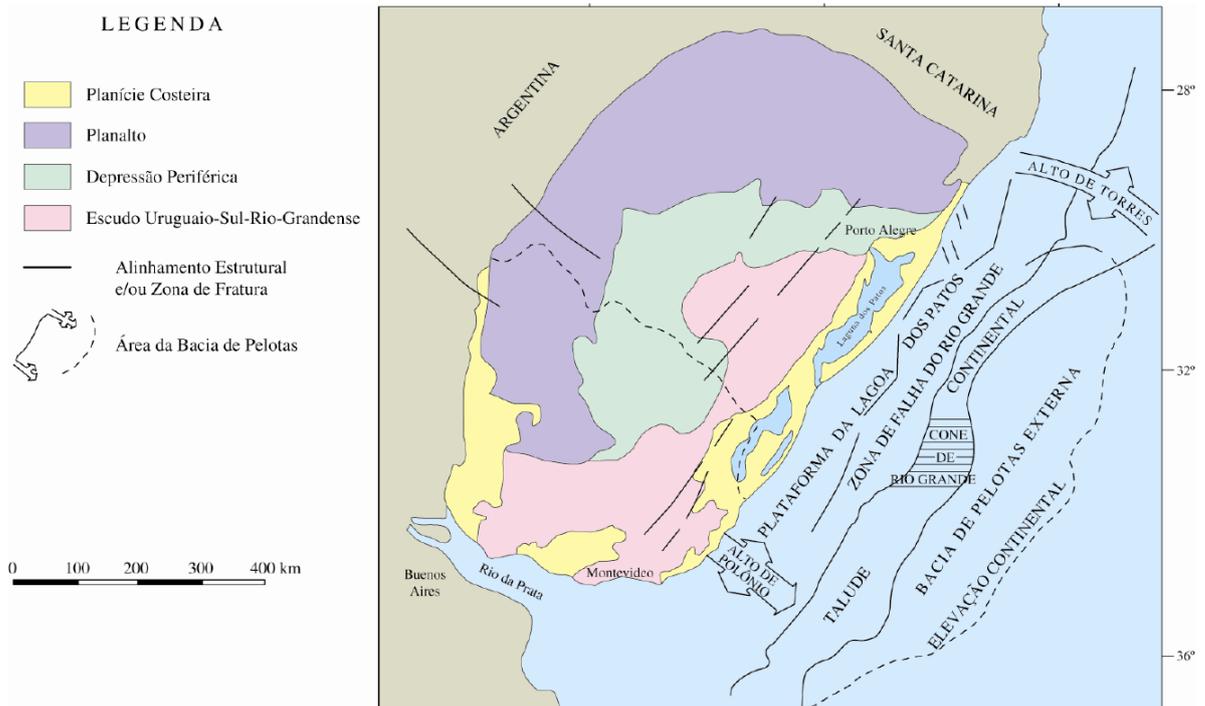


Figura 2. Estruturas morfológicas dominantes da Bacia de Pelotas e fisiografia da Área Continental (Barboza et al., 2008)

De acordo com Barboza et al. (2008), a bacia de Pelotas foi definida por Ghignone (1960) como uma ampla bacia preenchida por sedimentos terciários e quaternários, com uma superfície ocupada pelas lagoas dos Patos, Mirim, Mangueira, do Peixe, entre outras na costa

do Rio Grande do Sul. Uma seção geológica esquemática da Bacia de Pelotas foi definida por Villwock (1984) e está ilustrada na Figura 3.

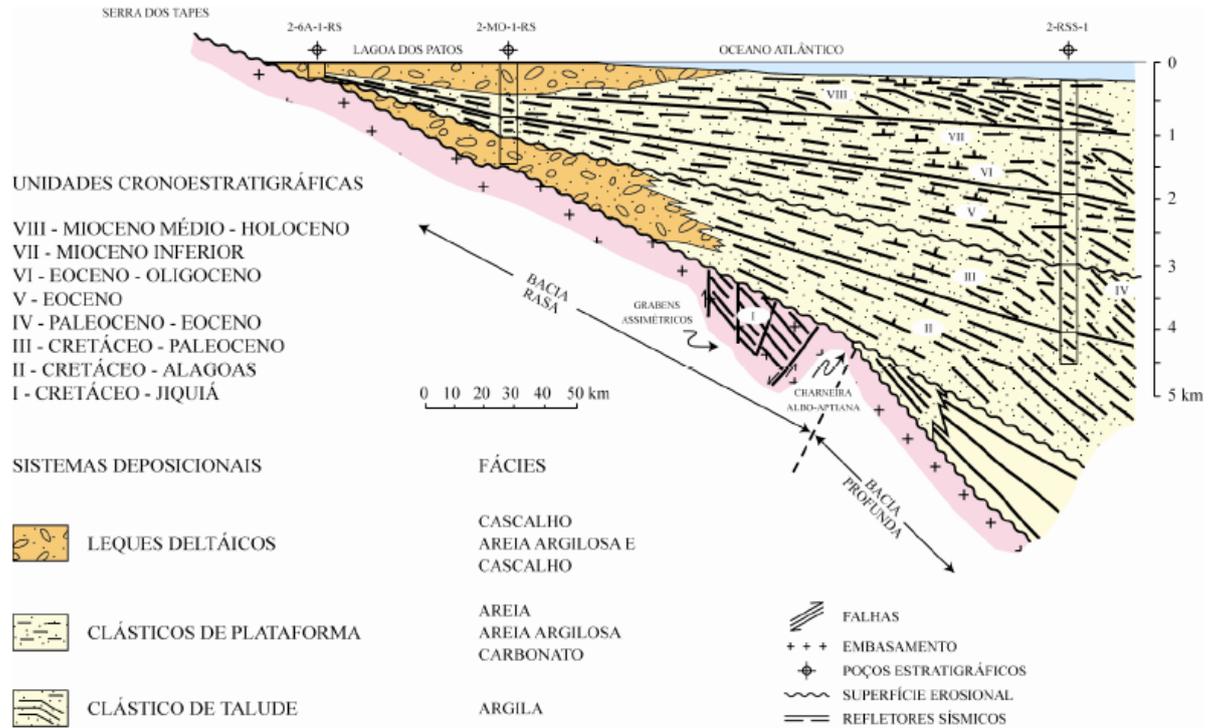
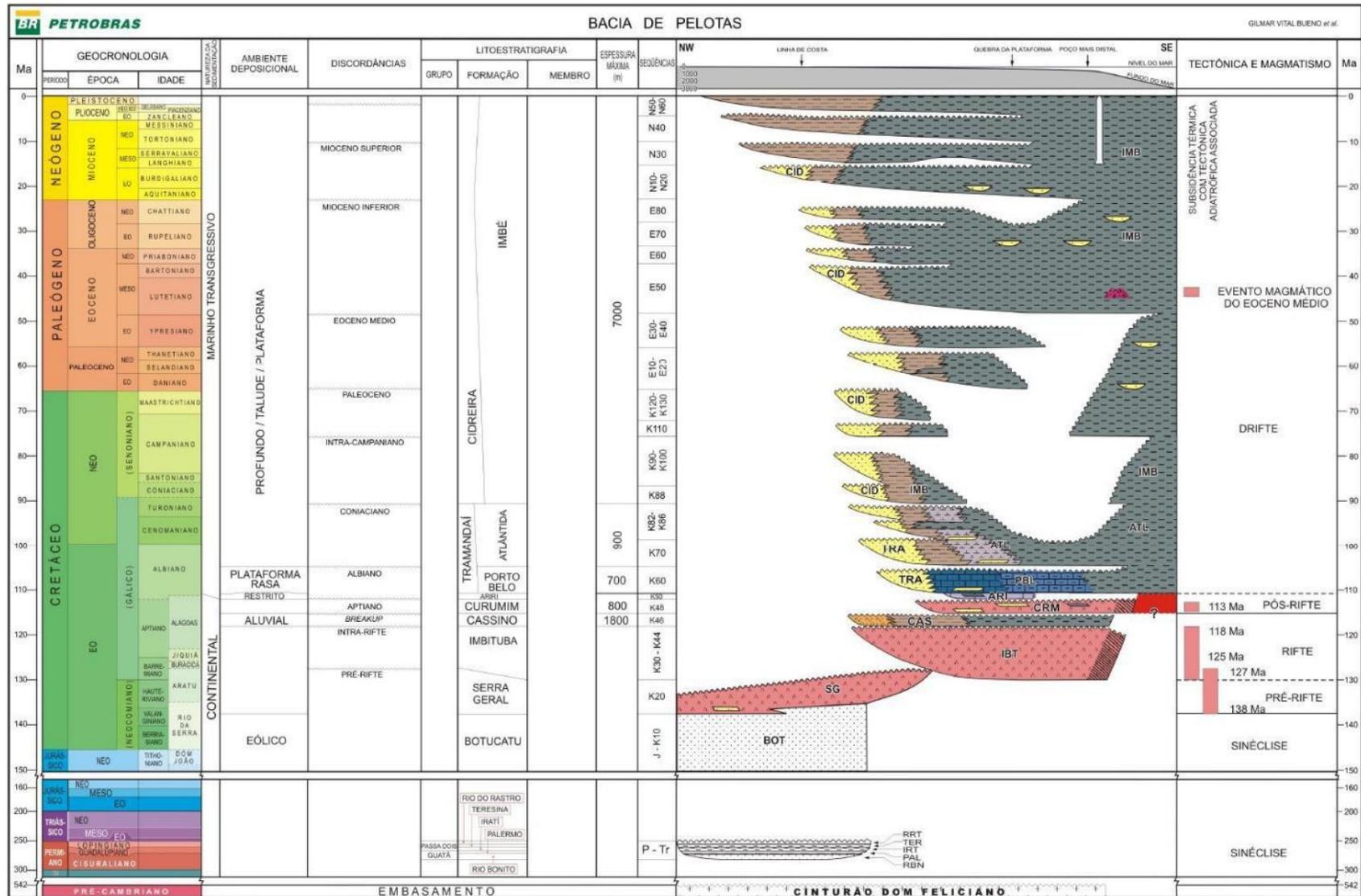


Figura 3. Seção geológica esquemática da Bacia de Pelotas (de Villwock, 1984 - Modificada por Barboza et al., 2008)

De acordo com Bueno et al. (2007), a bacia do Paraná serve como embasamento para a bacia de Pelotas. Os comportamentos termo-mecânicos pertencentes à fase rifte e pós-rifte poderiam ser explicados pela distinção reológica do substrato da bacia de Pelotas, tais comportamentos podem ser observados ao longo dos 900km de extensão da bacia. Dentre eles, pode-se destacar a escassez de meio-grábens antitéticos na porção norte, ao mesmo tempo em que abundam na porção sul. Um esquema estratigráfico foi definido por Bueno et al (2007) e está representado na Figura 4.



Segundo Abreu (1998), a evolução estratigráfica das bacias marginais brasileiras se deu em três fases: não-marinha (rifte), proto-oceânica (evaporítica) e oceânica. A fase rifte começou a se desenvolver há cerca de 140 Ma, ocasionando a individualização das placas Sul-Americana e Africana. Durante a separação dos continentes, o continente sul-americano sofreu uma rotação no sentido horário. Por isso as sequências rifte observadas no sul são mais antigas do que no norte da costa brasileira. Ainda ao longo da fase de ruptura no sul do continente, camadas espessas de basalto foram depositadas na Bacia de Pelotas. Como visto no trabalho de Abreu (1998) (Figuras 5 e 6), Dias et al. (1994) sugeriram nove formações litoestratigráficas para a bacia de Pelotas, são elas:

Imbituba - Composta por rochas basálticas datadas de 130Ma.

Cassino - Caracterizada por conglomerados clásticos entremeados por siltitos avermelhados. É separada da formação sotoposta por uma discordância. Não há presença de fósseis e é considerada de idade Barremiana de acordo com o seu posicionamento estratigráfico. Essa formação é interpretada como um leque aluvial não marinho relacionado com a fase rifte.

Curumim - Definida por traquiandesitos acinzentados que se verificam próximos ao Alto de Florianópolis. Por meio de datação radiométrica Ar/Ar sua idade estimada é de 113,2 (+- 0,1) Ma.

Ariri - Faz-se presente na parte norte da bacia de Pelotas, próxima ao limite com a bacia de Santos. É composta basicamente por evaporitos do início do Aptiano entremeados por carbonatos e está ligada ao início da fase drifte.

Portobelo - A formação Portobelo é constituída por carbonatos marrons claros intercalados por arenitos de granulometria fina. É sobreposta pelos lamitos da formação Atlântida. As fácies da formação Portobelo se transformam em clastos lateralmente em direção à parte inferior da formação Tramandaí. É caracterizada por camadas espessas de carbonato, essencialmente bioclastos e calcarenitos oolíticos e calcilutitos. É datada do início do Aptiano, baseada em palinologia. A formação faz parte do sistema carbonático que definiu o Atlântico Sul durante o Cretáceo.

Tramandaí - A formação Tramandaí é composta por arenitos de granulação fina e coloração acinzentada, intercalados por folhelhos, siltitos e carbonatos. Suas fácies se alteram lateralmente com os carbonatos da formação Portobelo e com os lamitos da formação Atlântida. Essa formação é datada do Albiano/Cenomaniano/Turoniano baseado tanto na palinologia, quanto nanofósseis calcários e bioestratigrafia foraminíferos planctônicos. O ambiente de deposição é visto como uma fina plataforma marinha carbonática. Essa formação também é parte do sistema carbonático do Cretáceo do Atlântico Sul.

Atlântida - A formação Atlântida é caracterizada por clastos e carbonatos localizados entre os carbonatos da formação Portobelo e os folhelhos da formação Imbé. É constituída por uma espessa camada de folhelho e siltito intercalada com arenitos de granulometria fina e margas. É datada do Albiano tardio ao início do Turoniano por nanofósseis calcários. O Ambiente deposicional desta formação é interpretado como nerítico exterior (*outer neritic*).

Cidreira - Definida por clastos de granulometria variada que se alteram lateralmente em siltitos da formação Imbé. Uma discordância estipula o limite que separa a formação Cidreira dos arenitos da formação Tramandaí. Nanofósseis calcários e foraminíferos planctônicos determinam que a idade da formação se estende do Turoniano ao Holoceno. O sistema deposicional dessa formação é indicado pelos deltas progradantes em ambiente nerítico.

Imbé - A formação imbé é constituída por siltitos (entremeados por arenitos turbidíticos) e folhelhos que se sobrepõem aos clastos da formação Atlântida e estão intercalados com arenitos da formação Cidreira, também ocorrem. Tem a idade estimada entre o Turoniano e Holceno, por meio de nanofósseis.

As figuras 5 e 6 estão representando os perfis de indução, em ohms, e de raio gama, em rads, das formações citadas acima. Os perfis de indução evidenciam os contatos litológicos entre cada formação como uma leve alteração na resistividade aparente. Já o perfil de raio gama tem como função identificar os folhelhos e lamitos, pois é uma litologia caracterizada pela presença de pequenos elementos radioativos, como potássio (^{40}K), Urânio (^{238}U) e Tório (^{232}Th). Essa radiação é detectada pelo perfil e com isso os folhelhos são localizados.

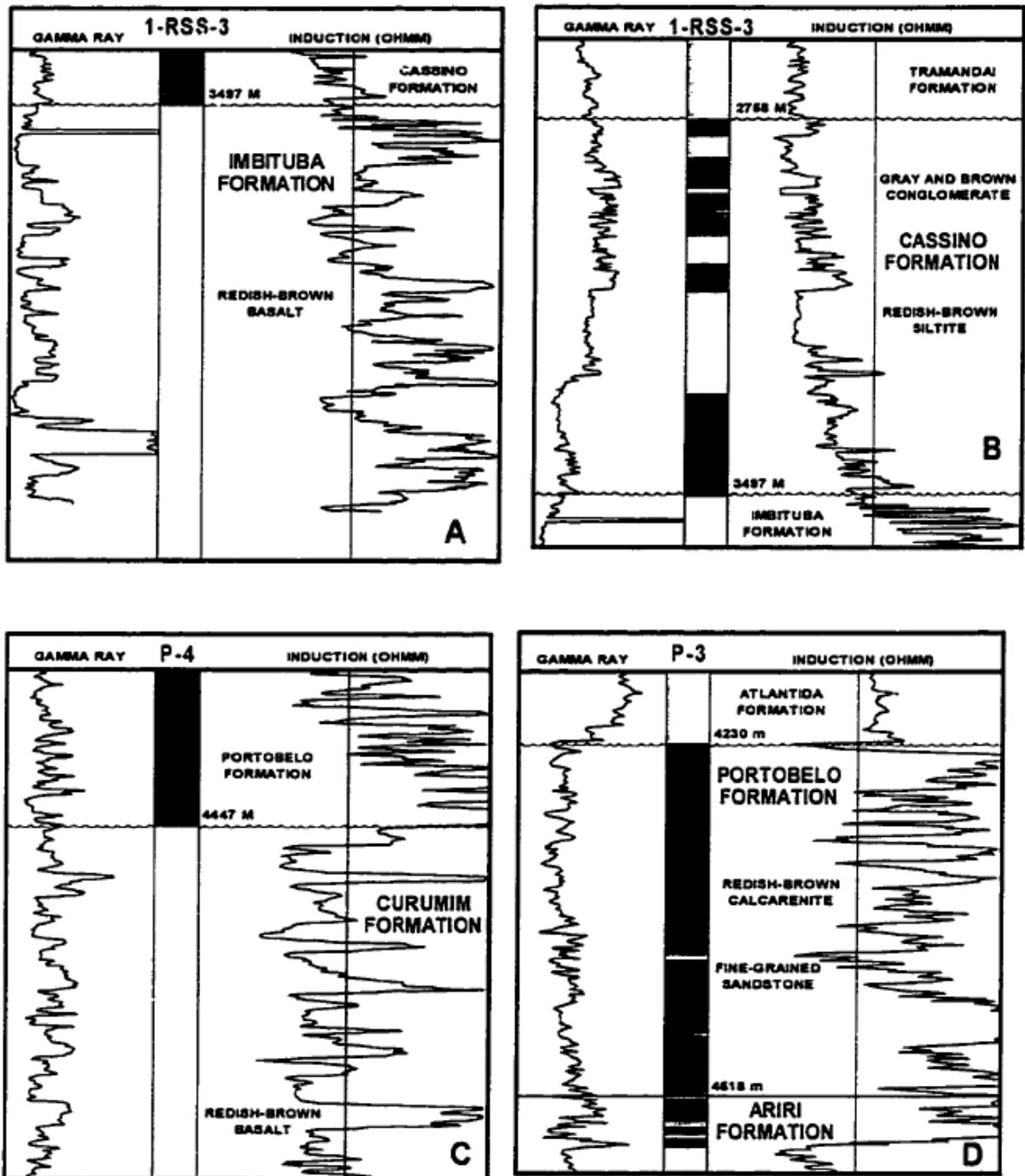


Figura 5. Perfis de Raio Gama e Indução das formações (A) Imbituba, (B) Cassino, (C) Curumim e (D) Portobelo. (Abreu, 1998)

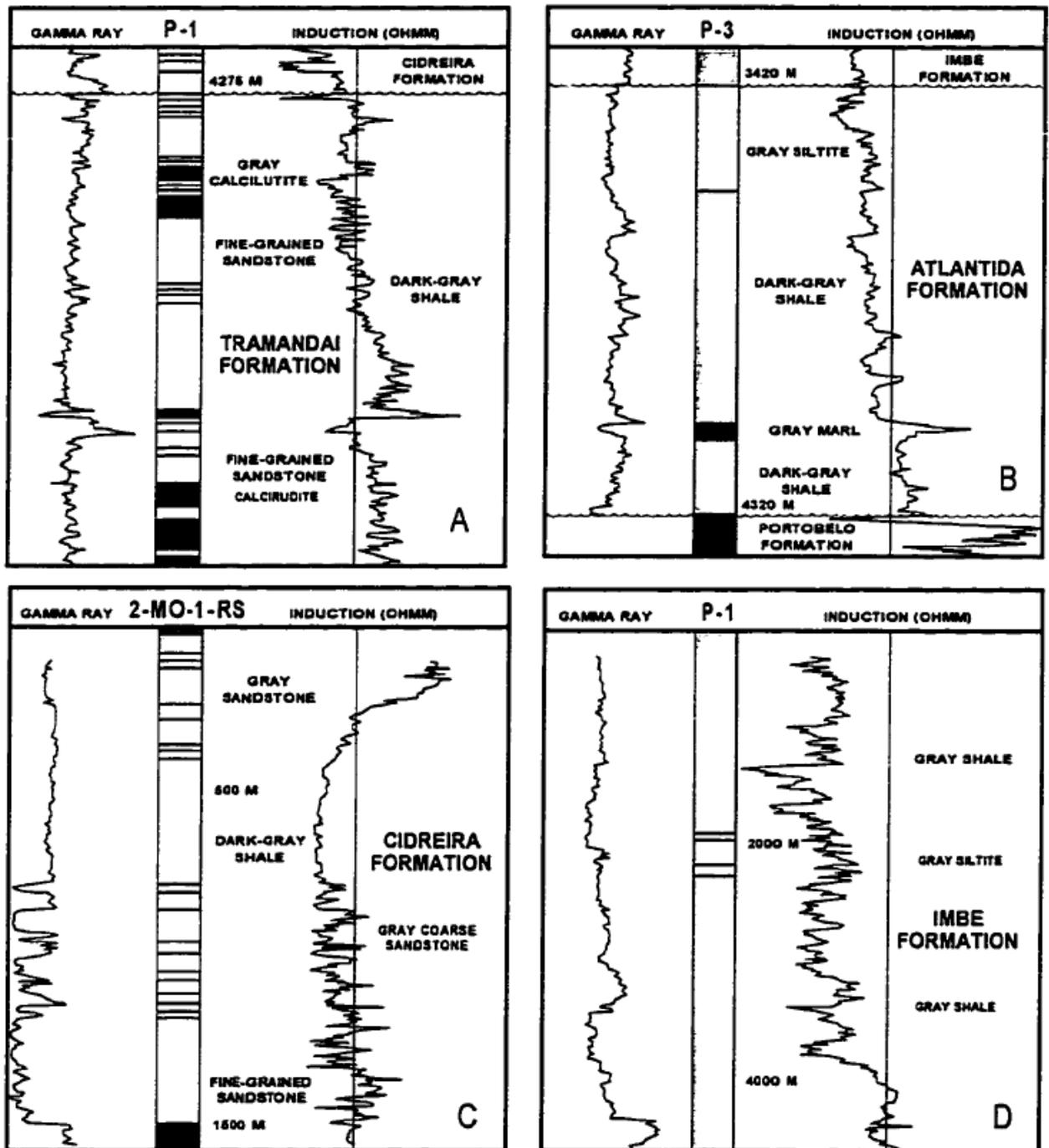


Figura 6. Perfis de Raio Gama e Indução das formações (A) Tramandaí, (B) Atlântida, (C) Cidreira e (D) Imbé. (Abreu, 1998)

A plataforma continental apresenta uma batimetria moderada, ou seja, baixos declives e profundidade máxima por volta de 300 metros. A largura varia entre um máximo de 220km (24°S) e um mínimo de 90km (31°30'S). O Talude continental é estreito e íngreme com profundidades entre 100 e 300m na quebra da plataforma e de 1000 a 3000m no limite exterior. A região é cortada por diversas feições como platôs (Platô de Santa Catarina), terraços erodidos (Terraço do Rio Grande), canais erodidos e cunhas sedimentares em expansão (Cone do Rio Grande), como determinaram Basseto et al. (2000) sobre os principais segmentos morfológicos do sudeste da margem brasileira.

O Cone do Rio Grande é uma feição em formato de leque. Ele apresenta uma assimetria quanto à sua forma e se estende desde a plataforma até parte do sopé no extremo sudeste da Bacia de Pelotas (Castillo et al. 2009). Seus pacotes sedimentares são definidos por progradações e retrogradações (em menor quantidade). Tal definição se deve às características do aporte sedimentar que ocorreu do Mioceno ao Holoceno, exceto durante os períodos de não deposição. Os sedimentos são dispostos de forma monótona na grande maioria do cone e são basicamente folhelhos, silte argiloso e areias. É o principal depocentro da bacia de Pelotas.

Como afirmam Borisov et al. (2013), um importante fator controlador da deposição de sedimentos presente na Bacia de Pelotas são as correntes de contorno (ou correntes de fundo). Elas são responsáveis pela formação das seguintes estruturas morfológicas, seja pela deposição ou erosão: drifts, pequenos corpos deposicionais, canais e terraços de contornitos (*Contourites Terraces*) (Figura 7). Contornito é o termo aceito atualmente para sedimentos que foram depositados ou apenas retrabalhados por correntes de contorno (Rebesco & Camerlenghi, 2008). Dados sobre as mudanças de propriedades do ambiente deposicional podem ser obtidos através de sequências espessas de contornitos (alteração do aporte sedimentar ou fonte do sedimento, variações da circulação oceânica e revezamento entre a predominância de processos erosivos ou de deposição), mudanças essas que ajudam a compreender melhor a dinâmica da bacia.

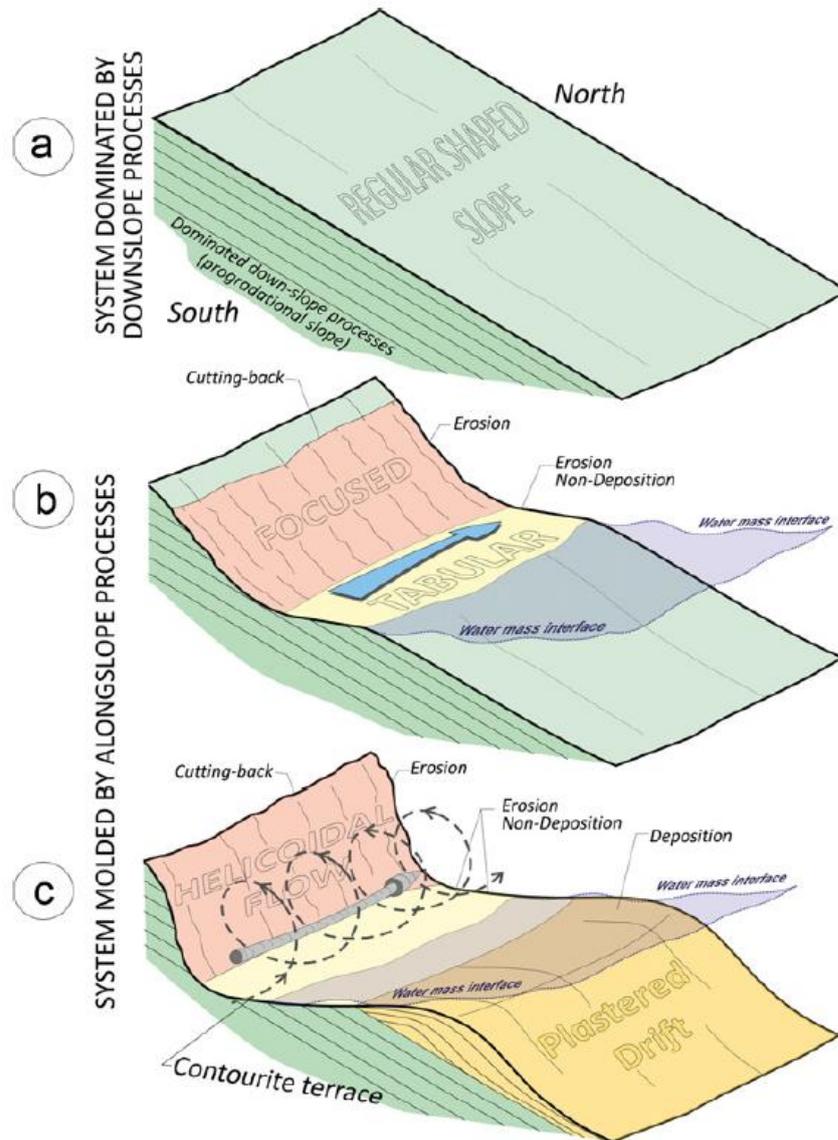


Figura 7. Esquema representando a formação de terraços de contornitos por ação erosiva de massas d'água. O estágio *a* representa a forma mais comumente encontrada do talude, já nos estágios *b* e *c* correntes tabulares e helicoidais respectivamente agem sobre o sedimento remodelando-o. (Preu et al., 2013)

O talude continental da região que o estudo aborda é influenciado pela intervenção das seguintes massas d'água: Água Intermediária Antártica (*Antartic Intermediate Water*), Água de Fundo Circumpolar Superior (*Upper Circumpolar Deep Water*), Água Profunda do Atlântico Norte (*North Atlantic Deep Water*), e a Água de Fundo Circumpolar Inferior (*Lower Circumpolar Deep Water*) (Preu et al. 2013) (Figura 8). Bassetto et al. (2000) sugerem que a massa Água de Fundo Antártica (*Antartic Bottom Water*) dá origem à duas secundárias quando se encontra com o Platô de Santa Catarina. Stramma & England (1999) identificaram essas componentes secundárias para a Água de Fundo Antártica, a Água de Fundo

Circumpolar Inferior (água mais quente e salina) e a Água de mar profundo de Weddell (Weddell Deep Sea Water - água mais fria originada na Antártica).

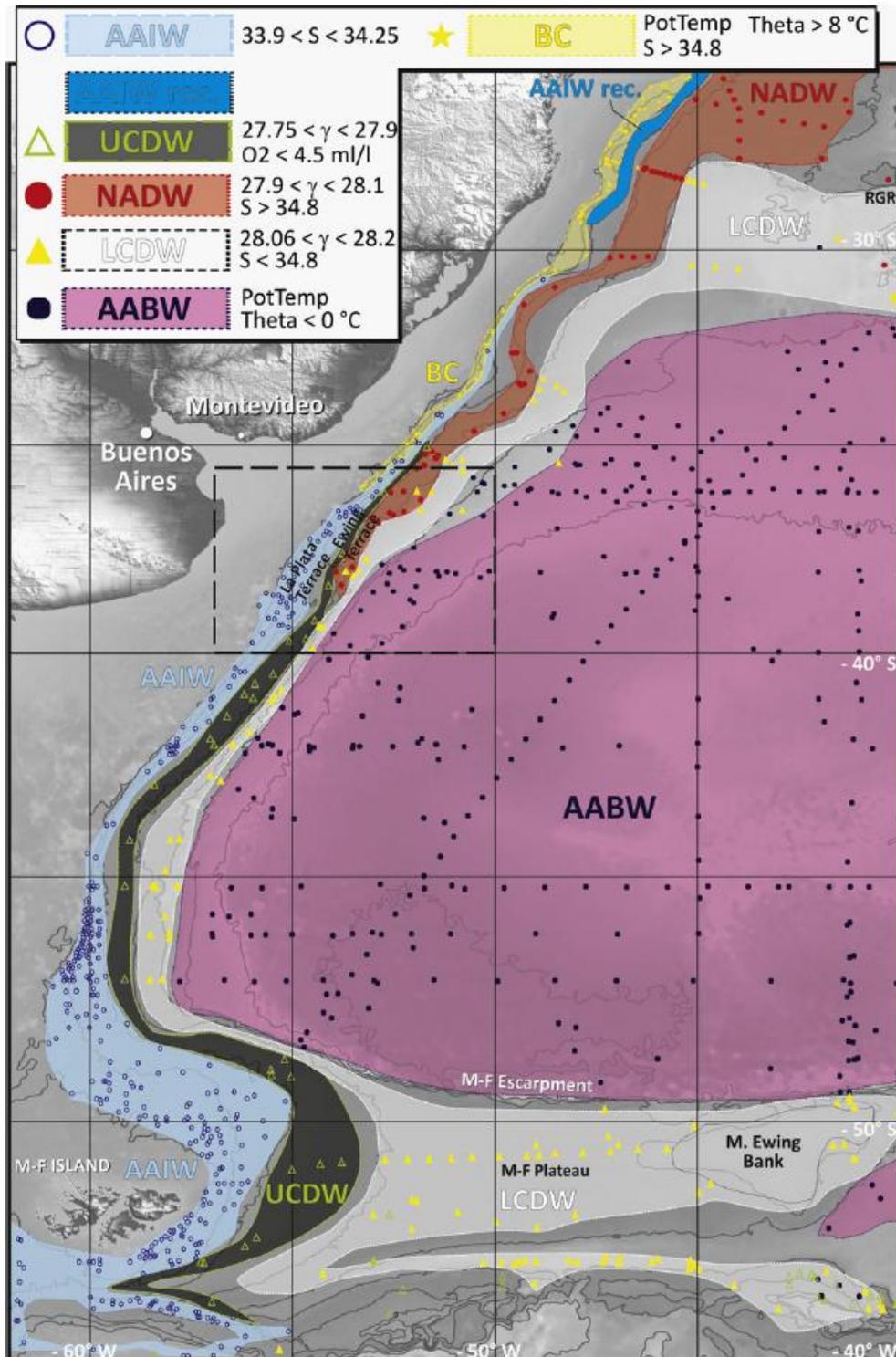


Figura 8. Mapa identificando as regiões de atuação das correntes de contorno e algumas características hidrográficas como densidade neutra (γ^n), temperatura potencial em graus Celsius (θ), salinidade em psu (S) e oxigênio dissolvido em ml/l (O_2). Corrente do Brasil (BC) e Malvinas-Falkland (M-F) Elevação do Rio Grande (RGR). (Preu et al., 2013)

3. DEPÓSITOS DE TRANSPORTE DE MASSA

3.1 REVISÃO GERAL

Os depósitos de transporte de massa (DTM) Constituem e abrangem depósitos gerados por fluxos gravitacionais caóticos, como por exemplo, deslizamentos e fluxos de detritos, gerados a partir do retrabalhamento dos sedimentos em ambiente marinho (Hampton, 1972; Martinsen, 1994; d'Avila & Paim, 2003). Tais depósitos apresentam geometrias e composições amplamente variadas, além disso abrangem uma extensa área da margem continental brasileira. Os principais mecanismos indutores dos fluxos gravitacionais podem estar relacionados a uma série de fatores, que por sua vez se dão de forma associada ou não, como tectônica gravitacional, fragilidade estrutural e alto aporte sedimentar (Suss, 2013; dos Reis et al., 2016).

Brand et al. (2003) propõem um modelo que relaciona amplitude sísmica do fundo marinho, impedância acústica e resistência ao cisalhamento. Esse modelo tenta prever uma espessura máxima do sedimento para que não ocorra fluxo de detritos em determinado ângulo do talude, por exemplo, para sedimentos com espessura de 2,1m seria necessário um ângulo de 30° para que ocorresse o deslizamento. Também conseguiram demonstrar que quanto maior a impedância acústica maior é a força necessária para o cisalhamento. Seus resultados são de grande auxílio para identificar áreas instáveis com potencial para deslizamentos.

Os DTMs podem se apresentar diretamente empilhados ou então isolados uns dos outros, mas sempre são caracterizados por uma distorção nos refletores sísmicos limitada acima e abaixo por refletores plano-paralelos de alta impedância (Figura 9). De acordo com Pereira et al. (2010) esses depósitos oriundos de fluxos gravitacionais de massa podem ser confundidos com contornitos por se intercalarem com camadas bem estratificadas e uniformes.

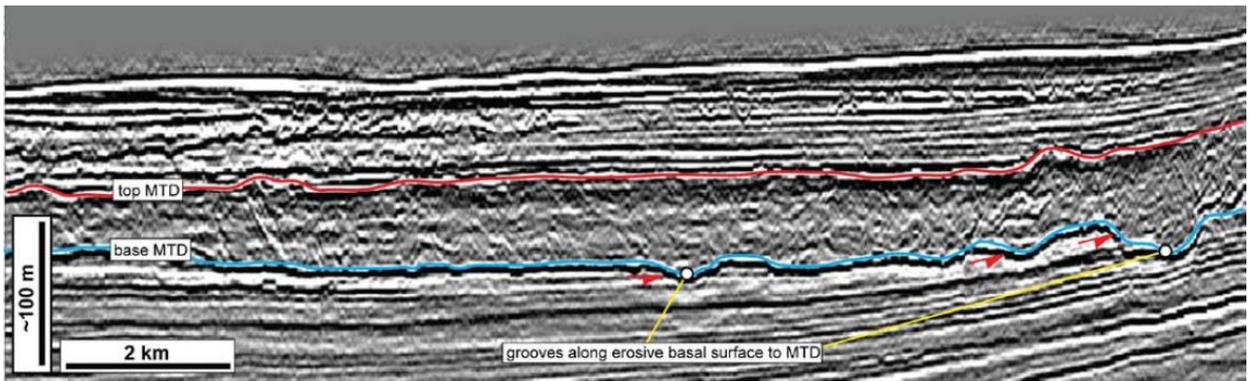


Figura 9. Exemplo de DTM interpretado na sísmica de reflexão. (Armitage, 2010)

A Bacia de Pelotas apresenta uma alta concentração desse tipo de depósito localizada ao sul do Cone do Rio Grande. Tal região é caracterizada por uma depressão erosiva profunda que se estende por aproximadamente 600 quilômetros para fora da plataforma conhecida como Complexo de Megadeslizamento do Chuí (Figura 10).

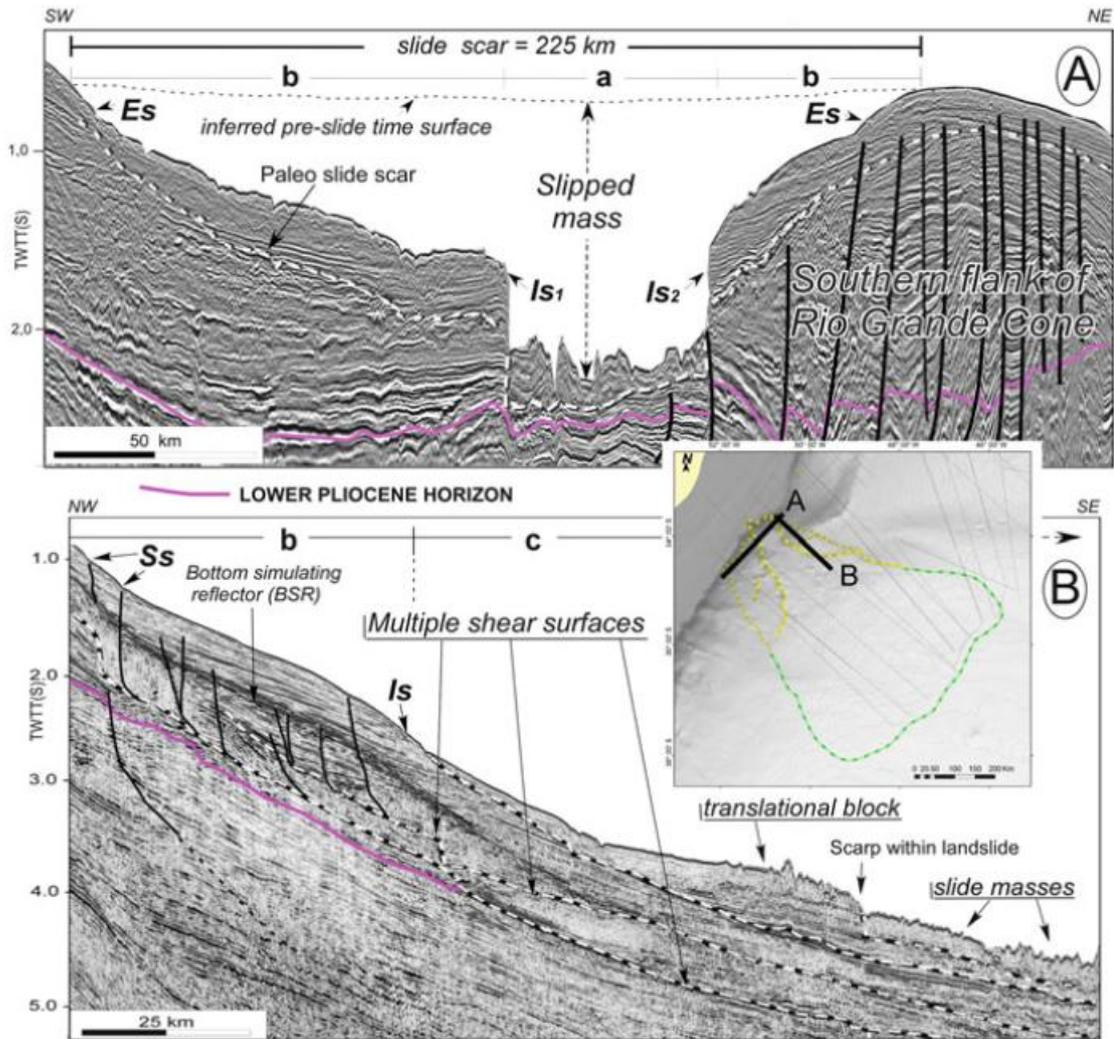


Figura 10. Linhas sísmicas strike (A) e dip (B) da principal cicatriz de falha da região. (Reis et al., 2016)

3.2 COMPLEXO DE MEGADESLIZAMENTO DO CHUÍ

O trabalho de dos Reis et al. (2016) dividiu morfologicamente o CMC em três setores *a*, *b*, *c* (Figura 11). Os setores *a* e *b* comportam as paredes erosivas principais que apresentam inúmeras falhas. O setor *a* é a maior e mais profunda cicatriz de falha, com extensão de 180km e 3km de profundidade, consistindo em um “corredor” para a passagem dos sedimentos. O setor *b*, na verdade, são as duas laterais da feição e, portanto é limitado pelas escarpas externas de falha. Os flancos de uma grande cicatriz de falha como o CMC apresentam grande quantidade de deslizamentos de massa, bem como os flancos de grandes leques submarinos como o Leque do Amazonas (Silva et al. 2010). O setor *c* representa uma

área vasta não confinada contendo uma ampla variedade de DTM's. Nesse setor predomina a baixa declividade podendo atingir 4,9km de profundidade.

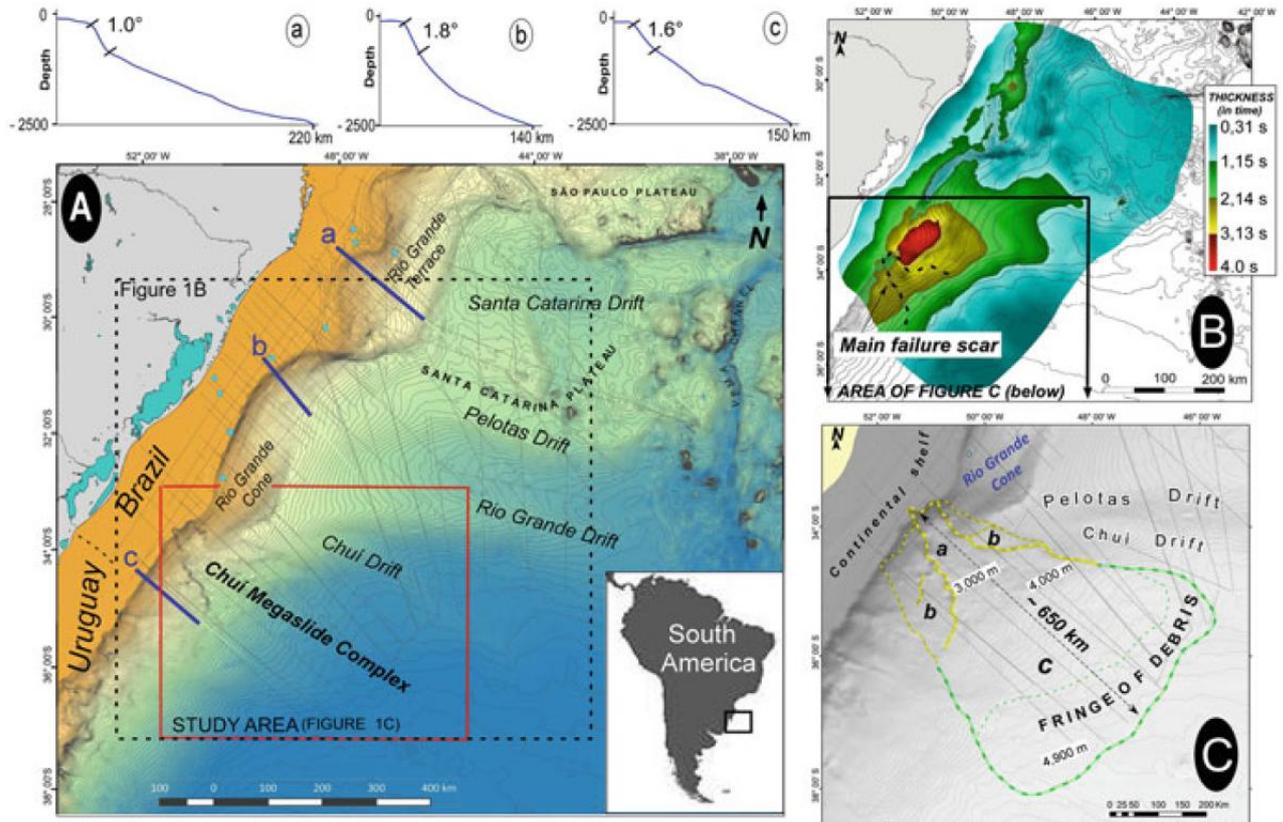


Figura 11. (A) Baía de Pelotas e suas principais estruturas morfológicas, assim como os perfis *a*, *b* e *c* da plataforma continental. (B) Mapa das isópacas (tempo) mostrando a principal cicatriz de falha. (C) Batimetria definindo os setores *a*, *b* e *c* do Complexo de Deslizamento do Chuí. (Reis et al., 2016)

O ângulo de mergulho do talude é considerado como um dos maiores senão o principal mecanismo indutor dos fluxos de detritos em ambiente marinho. No entanto, esses tipos de depósitos são vistos em locais que apresentam angulação variada. Tendo isso em vista, esse nem sempre pode ser considerado o melhor indicador de potencial de deslizamento (Hühnerbach & Masson, 2004). Além dos fatores pré-condicionantes já citados neste trabalho, Reis et al (2016) acreditam que tanto as correntes erosivas de contorno quanto o forte aporte sedimentar da região desempenham um papel fundamental nos deslizamentos do CMC.

Na Figura 10 a linha dip está indicando a presença de blocos translacionais, pois se movem sobre uma superfície pseudo-paralela. Entretanto na área de estudo há movimentos de massa que se dão de maneira mais verticalizada, gerando feições em forma de escada (Figura 12).

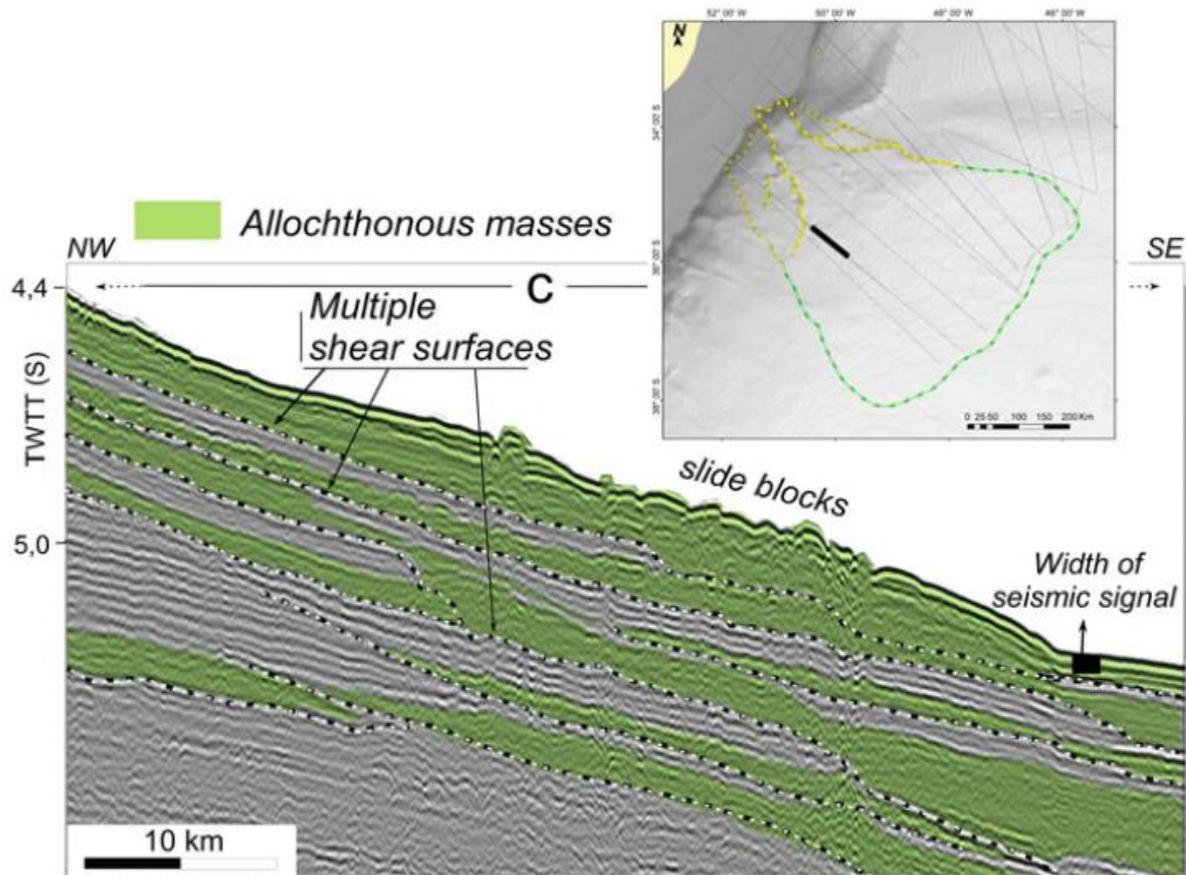


Figura 12. Representação sísmica das múltiplas superfícies de cisalhamento que dão origem às estruturas de deslizamento em forma de escada. (Reis, 2016)

4. BASE DE DADOS E METODOLOGIA

4.1 CONCEITOS DO MÉTODO SÍSMICO

A sísmica de reflexão é o método geofísico que calcula o tempo que uma onda sísmica leva para percorrer a distância da fonte que a gera ao substrato e seu retorno até o receptor (hidrofonos ou geofones). Em seu livro Kearey et al. (2009) afirmam que ondas sísmicas são deformidades elásticas de um meio físico que se propaga radial e periodicamente a partir de uma fonte sísmica considerada pontual. Quando a onda atinge uma superfície com características físicas distintas do meio anterior (densidade e velocidade de onda), parte de sua energia é refletida de volta ao receptor e parte continua penetrando nas camadas de rochas e sedimentos, além disso, sua amplitude é reduzida com o inverso da distância à fonte.

Os receptores citados acima são materiais que, ao sofrerem um estímulo mecânico, geram uma resposta elétrica, ou seja, a reflexão da onda que chega ao receptor é convertida em um sinal elétrico cuja voltagem varia de acordo com a amplitude da onda. Essa é uma característica dos materiais piezoelétricos. Isso permite que as respostas obtidas sejam interpretadas para cada horizonte.

Existem três principais tipos de ondas sísmicas: as ondas primárias, as secundárias e as superficiais. As ondas P apresentam a maior velocidade dentre as ondas sísmicas pelo fato de sua propagação ser de forma compressiva, pode percorrer os corpos em qualquer um dos estados físicos da matéria que eles se encontram. Sua velocidade de propagação em granitos é de cerca de 5500m/s. Em meios líquidos a velocidade de propagação é atenuada, na água a velocidade das ondas P é de 1500m/s aproximadamente (Dias, 2006).

Nas ondas secundárias S o movimento se apresenta perpendicularmente à direção de propagação, ou seja, são ondas transversais. O registro da onda S na sísmica gera uma maior quantidade de informação, no entanto requer uma aquisição mais dispendiosa, por fazer seus registros em três dimensões (Kearey et al., 2009). As ondas S só se propagam em meios sólidos. No geral sua velocidade é menor do que a das ondas P. Nos granitos, por exemplo, é de cerca de 3000m/s (Dias, 2006).

Segundo Kearey et al. (2009), A onda de Rayleigh é aquela que se propaga pelas superfícies livres de um corpo sólido confinado ou ao longo de um plano gerado pelo contato

de dois sólidos distintos. O movimento das partículas na frente de onda de uma onda de Rayleigh é elíptico e se apresenta no plano perpendicular à superfície da direção de propagação. Dessa forma o movimento pode ser visualizado como uma combinação de ondulações do tipo P e S. Assim como as ondas do mar, o deslocamento das partículas não está confinado apenas à superfície livre do meio, sendo as partículas abaixo desta também afetadas pela passagem da onda. Num semi-espaço homogêneo, a amplitude do movimento das partículas decresce exponencialmente com o aumento da profundidade.

A profundidade de penetração de uma onda é de 40% de seu comprimento de onda (Dias, 2006). O movimento das partículas, nas ondas L (de Love), configura-se apenas no plano horizontal. Uma ilustração dos diferentes estilos de propagação de onda pode ser vista na figura 13.

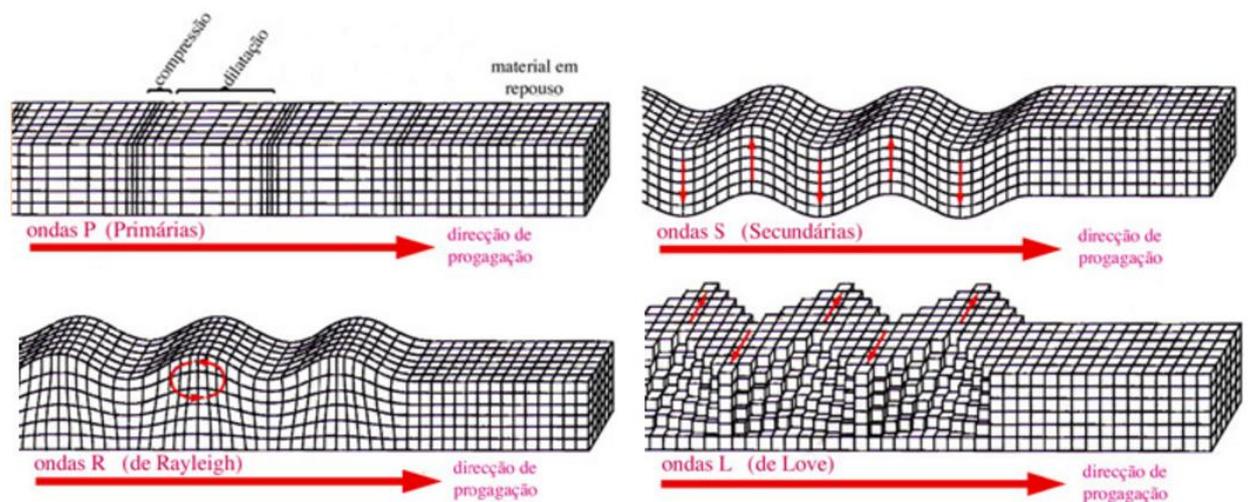


Figura 13. Ilustração representando as ondas primárias, secundárias e superficiais (Love e Rayleigh). (Modificado de http://w3.ualg.pt/~jdias/GEOLAMB/GA5_Sismos/52_Sismologia/5203_OndasSismicas.html) - Acessado em 6/07/2017.

4.2 DESCRIÇÃO DA BASE DE DADOS

O estudo fez uso de dados de sísmica de reflexão 2D obtidos no Projeto Pelotas - Fase II. Tal projeto foi responsável não só pela aquisição dos dados, mas também pelo processamento dos mesmos e nesse trabalho foram utilizados dados *Full Stack* migrados em tempo. Essa sequência de processamento tem a finalidade de representar melhor o fundo oceânico e

detectar depósitos de deslizamento de massa. Dentro da área de estudo foram obtidas pelo navio *BGP Challenger* trinta e uma linhas sísmicas, dezoito linhas dip e treze strike, espaçadas, em média, de dez em dez quilômetros e com intervalos de amostragem de quatro milissegundos.

4.3 INTERPRETAÇÃO SÍSMICA

Com a ajuda do software Kingdom® as linhas *Full Stack* foram utilizadas para a digitalização do horizonte relacionado ao fundo mar, ou seja, o horizonte que representa interface entre água e sedimento e que por isso apresenta um grande contraste de impedância acústica. Além do horizonte que representa o fundo do mar, também foram escolhidos horizontes que reproduzem a base e topo dos DTMs, bem como um horizonte escolhido pela sua expressiva continuidade lateral. Uma representação de uma das linhas sísmicas antes (A) e depois (B) do mapeamento dos horizontes pode ser verificada na Figura 14.

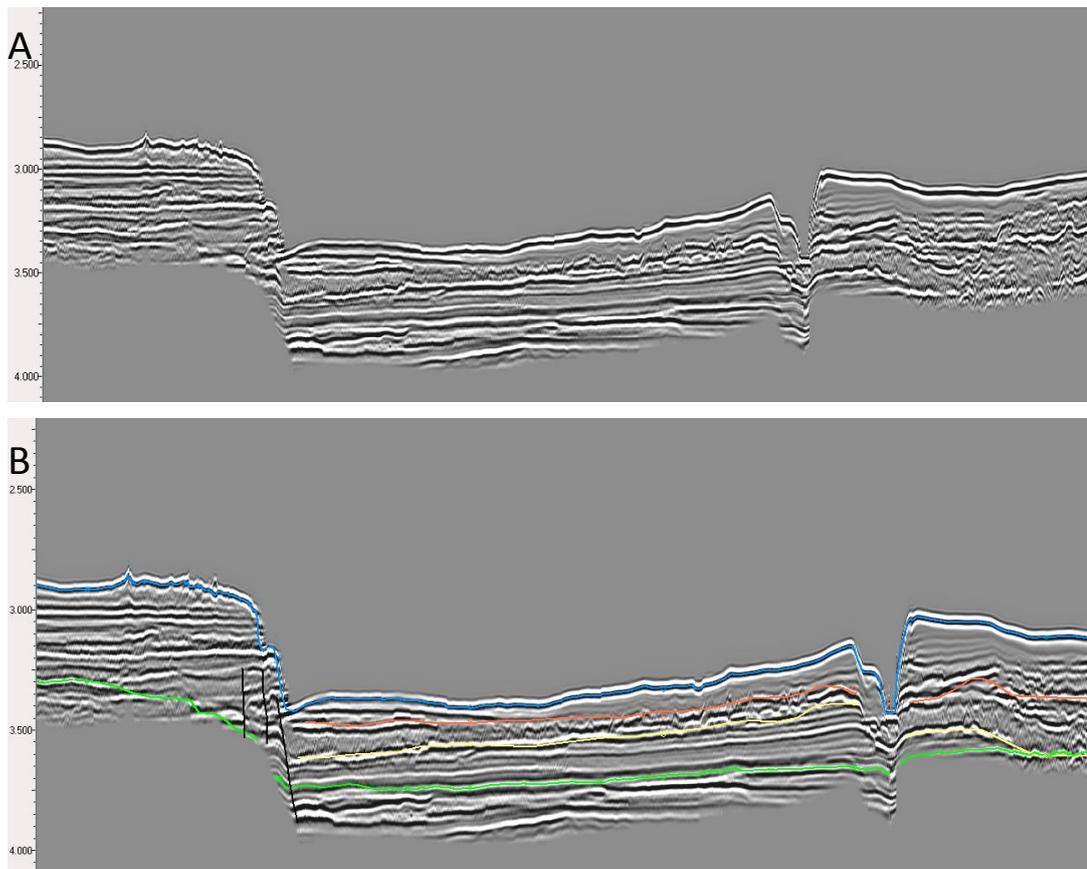


Figura 14. (A) Linha sísmica antes da interpretação e mapeamento dos horizontes. (B) Linha sísmica mapeada e interpretada. Em laranja o topo e em amarelo a base do DTM, em verde o refletor de significativa continuidade lateral, em azul o fundo do mar e em preto as falhas lítricas.

Tais horizontes foram utilizados no cálculo de seus respectivos grids. Foi utilizado o algoritmo de interpolação Flex Gridding, que por meio de uma rápida análise, se mostrou o mais pertinente para ser utilizado com a malha de dados disponível. A partir do grid do fundo do mar, foi criado um mapa de profundidade (a conversão de tempo para metros foi feita com a aplicação da equação do movimento uniforme); e a partir da subtração dos grids de base e topo dos DTMs foi gerado um mapa de espessura dos mesmos.

5. RESULTADOS

5.1 BATIMETRIA

Por meio da interpretação das linhas sísmicas 2D *Full Stack* foi realizado o mapeamento das feições morfológicas de fundo como as principais cicatrizes de falha e um paleocanal (Figura 15).

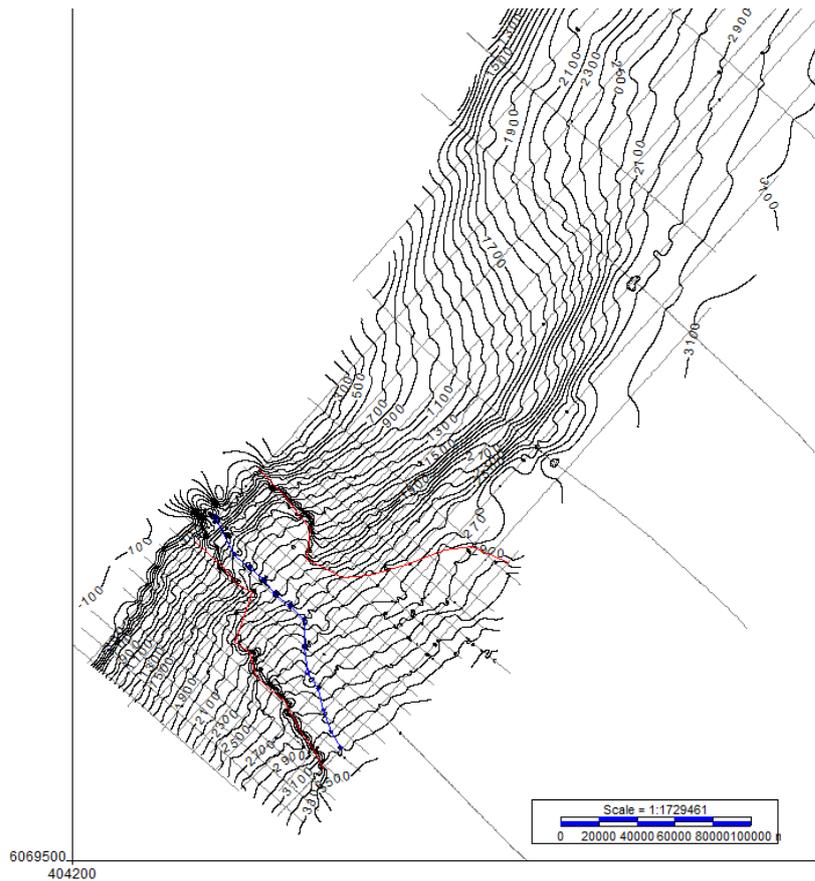


Figura 15. Grid de profundidade da região de estudo. As linhas vermelhas representam as cicatrizes de falha do Complexo de Megadeslizamento do Chuí e a linha azul o paleocanal mapeado.

A morfologia da cicatriz de falha se caracteriza por um formato de U em sua cabeceira, sofre um estreitamento em direção ao fundo e, logo depois, uma de suas bordas muda de sentido. Na cabeceira, a uma profundidade de 900 metros, a distância entre as cicatrizes é de 50 quilômetros, no estreitamento a profundidade é de 2100 metros e a distância entre as cicatrizes é de 35 quilômetros. Já no limite simultâneo entre as duas cicatrizes a profundidade varia de 2750 a 2200 metros e a distância entre elas é de 105 quilômetros. A distância longitudinal, ou seja, da cabeceira ao sopé da estrutura é de 150 quilômetros (Figura 16).

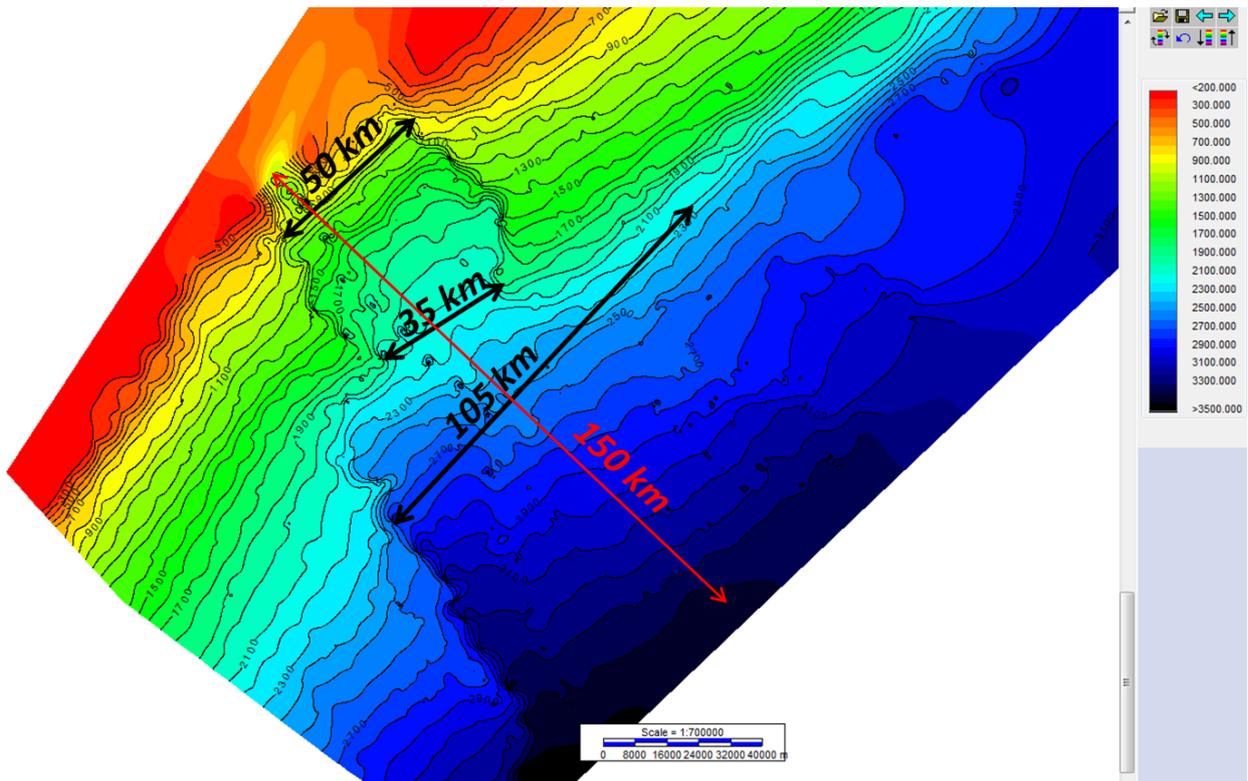


Figura 16. Morfologia da cicatriz de falha e suas dimensões.

Quanto à declividade topográfica da região, uma estimativa foi feita para uma linha localizada próxima ao eixo central da estrutura. Foram definidos três principais setores com diferentes declividades: 5,56% na parte mais superior, 1,3% na intermediária e 1,14% (Figura 17).

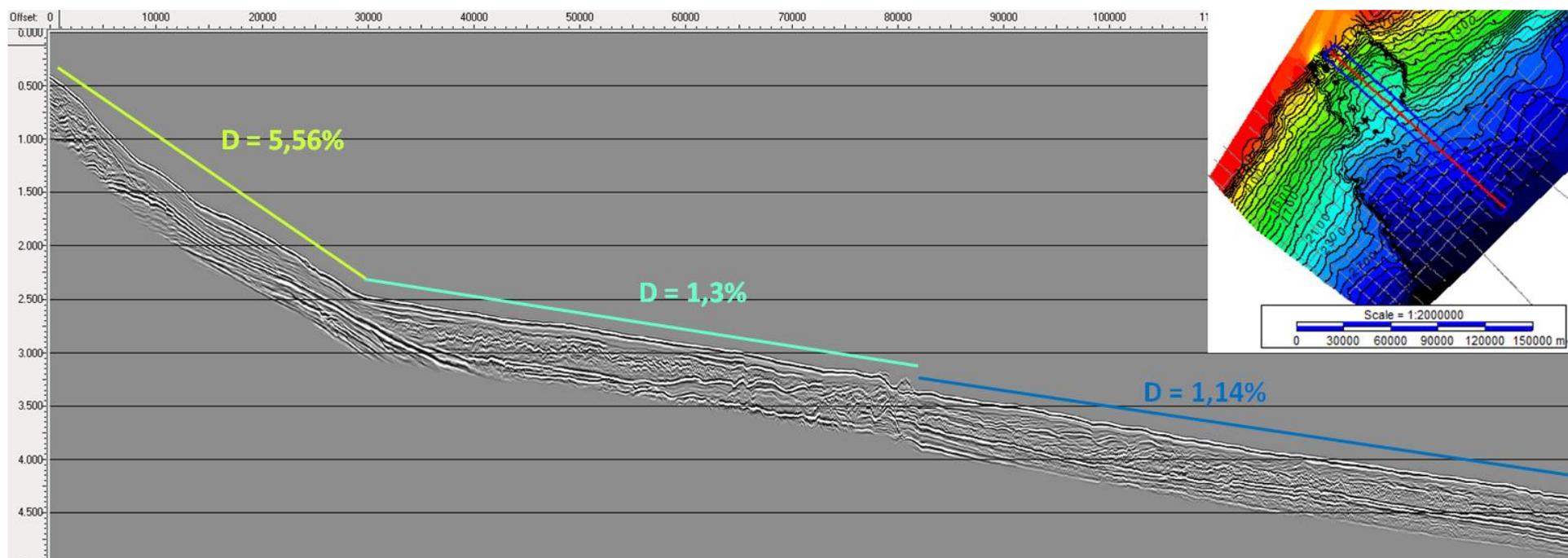


Figura 17. Linha sísmica usada para o cálculo de declividade (D) da topografia.

A relação dos paleocanais e as cicatrizes de falha com o aumento da profundidade está representada na figura 18. Conforme se caminha para regiões mais profundas, a análise das linhas sísmicas mostrou que o paleocanal diminui sua profundidade e seus diques marginais aumentam proporcionalmente. Observou-se também que uma das cicatrizes de falha perde a sua expressão ao longo do caminho.

5.2 CARACTERIZAÇÃO DE SISMOFÁCIES

Foram selecionados exemplos dentro da área de estudo que representam variadas sismofácies como as descritas na figura 19. O padrão plano-paralelo quase não é visto no interior das cicatrizes de falha, estando presente em suas laterais e em regiões mais profundas, longe do alcance dos fluxos gravitacionais. A disposição caótica dos refletores foi vista principalmente no interior da cicatriz de falha, representando os DTMs que compõem o Complexo de Megadeslizamento do Chuí. As regiões de transparência dos refletores foram observadas nos flancos do paleocanal e o conjunto de falhas está espalhado de maneira diversificada na região.

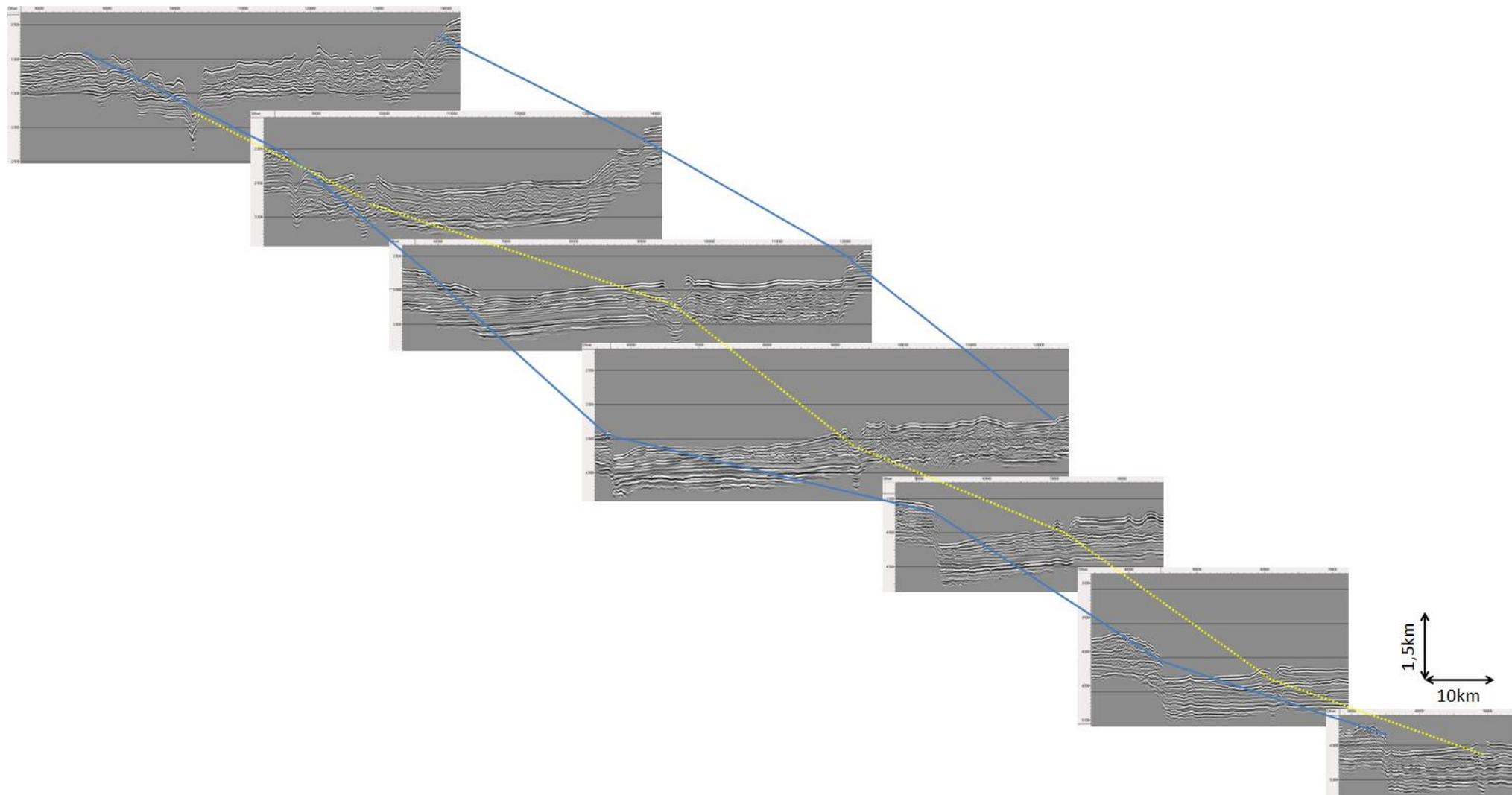


Figura 18. Esquema demonstrando a evolução do paleocanal e das cicatrizes de falha da cabeceira (esquerda) ao sopé (direita).

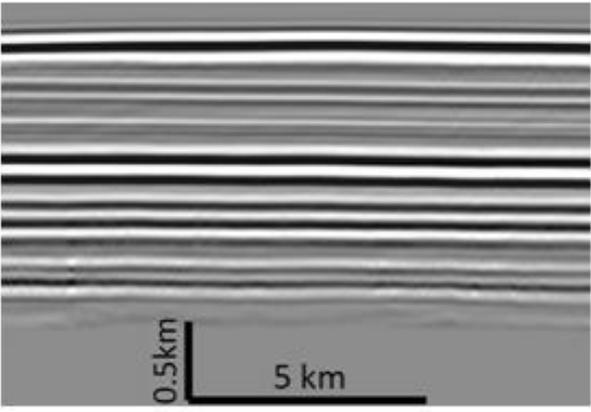
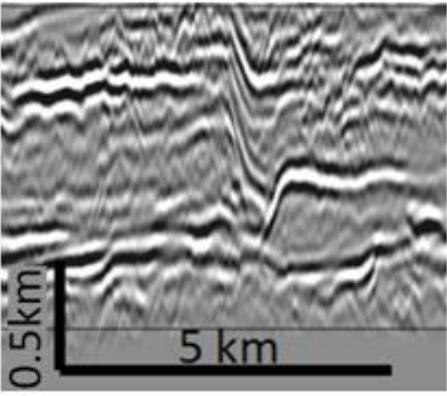
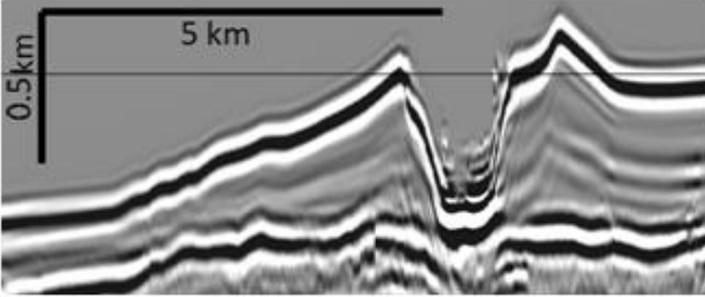
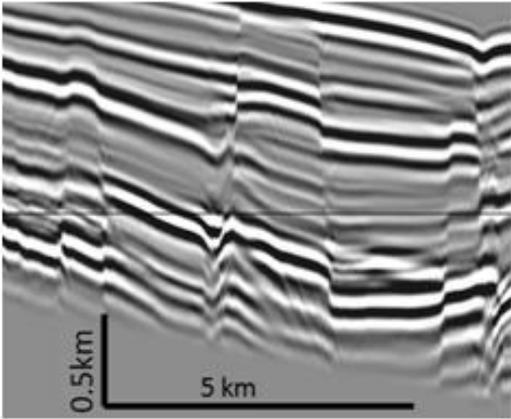
Sismofácies	Exemplo	Descrição
Refletores plano-paralelos		<p>Refletores dispostos de maneira organizada, bem definidos e geralmente de alta amplitude. Tal disposição indica uma deposição suave dos sedimentos sem ação de agentes externos. Damuth (1975) afirma que essa sismofácies apresenta pouco ou nenhum sedimento de granulometria grossa.</p>
Disposição caótica		<p>Nessa sismofácies os refletores são muito mal definidos e se apresentam de maneira desordenada, com alguns trechos bem definidos, porém sem significado aparente. Indicam a presença de depósitos de transporte de massa (MTD).</p>
Transparência		<p>São áreas de baixo ou nenhum contraste de impedância acústica, tornando difícil a identificação dos refletores. São comumente encontradas em Levis, normalmente representando lamas inconsolidadas.</p>
Conjunto de Falhas		<p>Estão presentes na sísmica quando em regiões de atividade tectônica e fluxo gravitacional. A região de estudo tem como característica a presença dessa sismofácies.</p>

Figura 19. Tabela com exemplos e descrições das sismofácies identificadas.

5.3 MAPEAMENTO DOS PROCESSOS GRAVITACIONAIS

Duas linhas sísmicas de diferentes orientações (strike e dip) foram seleccionadas para demonstrar o depósito de movimento de massa mais relevante. As dimensões aproximadas do corpo são: 2200 metros de profundidade na linha strike e 2000 metros na dip; 25 quilômetros de extensão na linha strike e 40 quilômetros na dip. A figura 20 ilustra essas linhas bem como suas localizações.

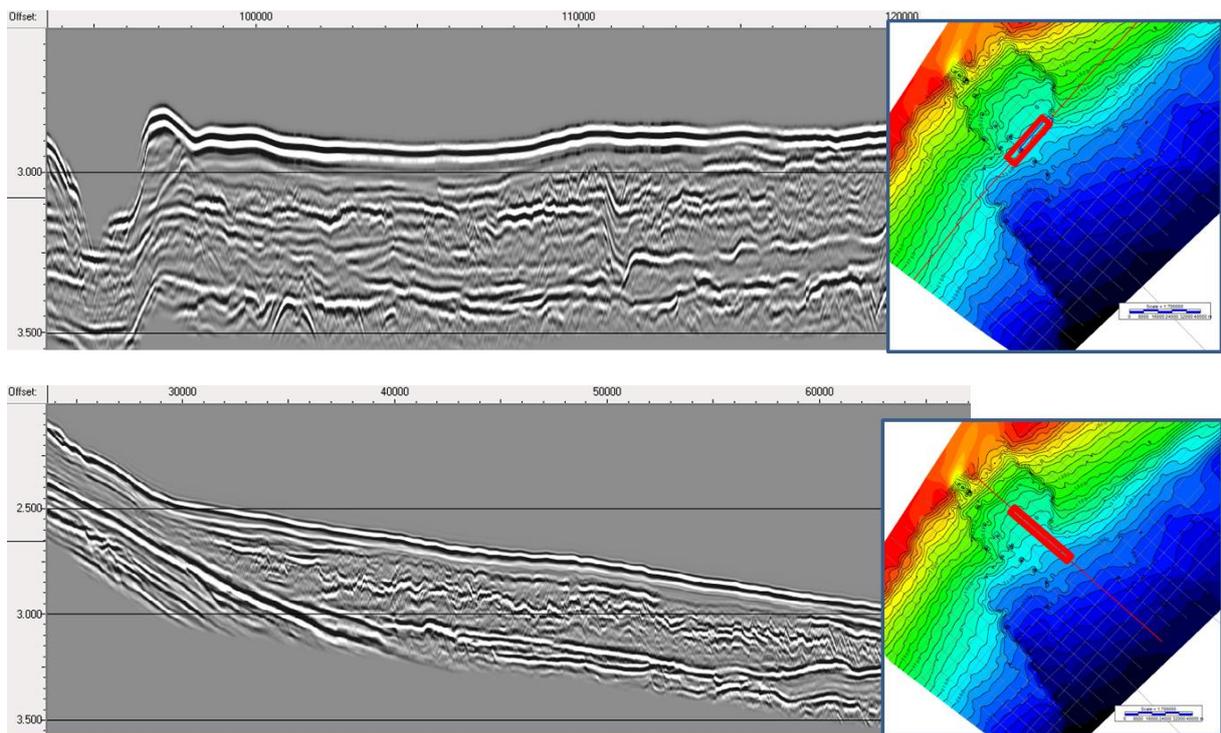


Figura 20. Linhas sísmicas strike (cima) e dip (baixo) demonstrando os DTMs.

O mapa de profundidade em metros do fundo do mar evidenciando as cicatrizes de falha e um trecho do paleocanal (três pontos mais escuros por volta de 2100 metros de profundidade) está reproduzido na figura 21.

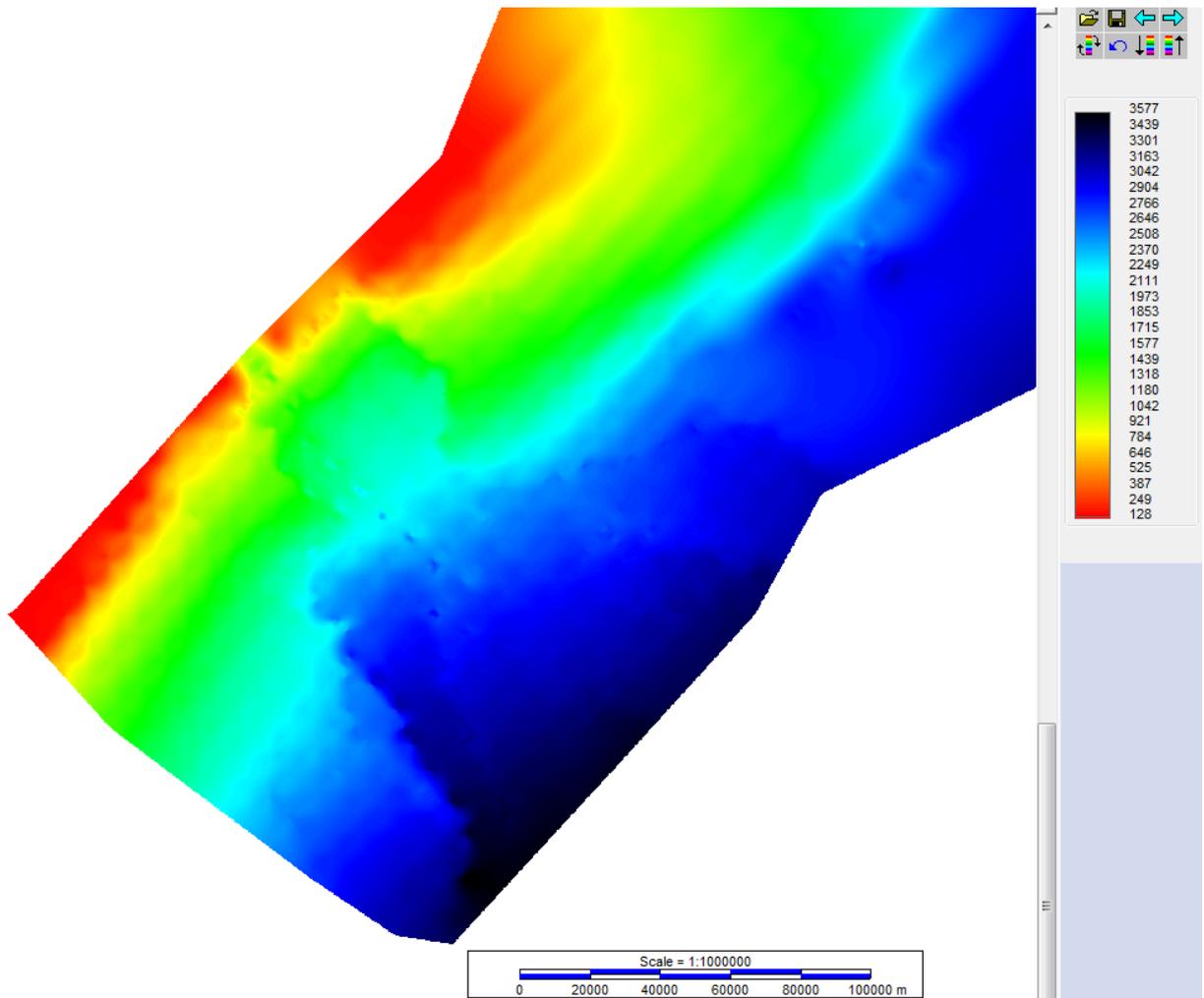


Figura 21. Mapa de profundidade em metros do fundo do marinho.

A figura 22 se refere ao mapa da superfície do refletor escolhido em tempo. O mapa permite concluir que os refletores não sofrem significáveis variações em suas disposições com o aumento da profundidade. É possível verificar que as estruturas são preservadas.

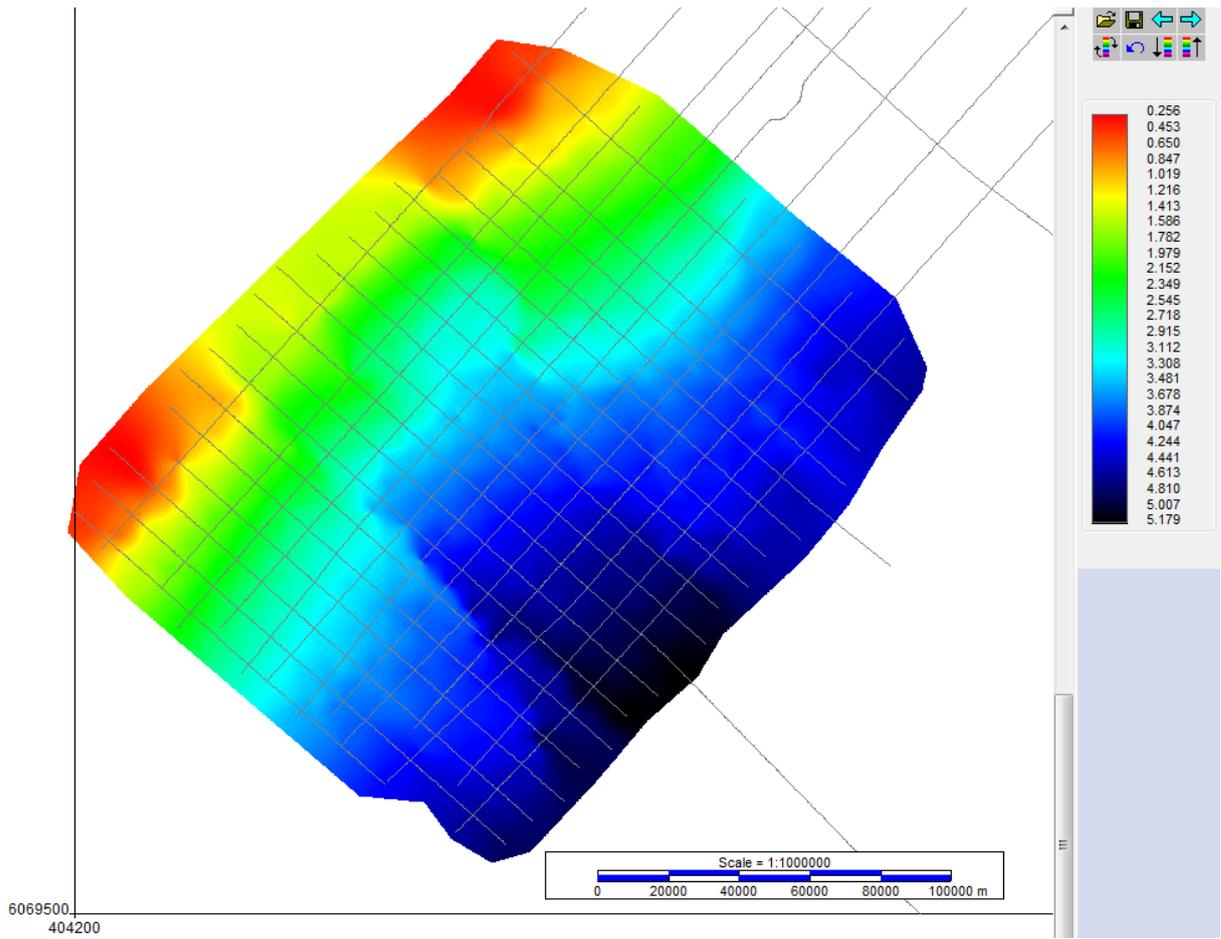


Figura 22. Mapa de superfície em tempo do refletor escolhido.

A Figura 23 está retratando o mapa de espessura dos fluxos gravitacionais que revela a distribuição dos corpos de espessura mais significativa que estão depositados ao longo do Complexo de Megadeslizamento do Chuí.

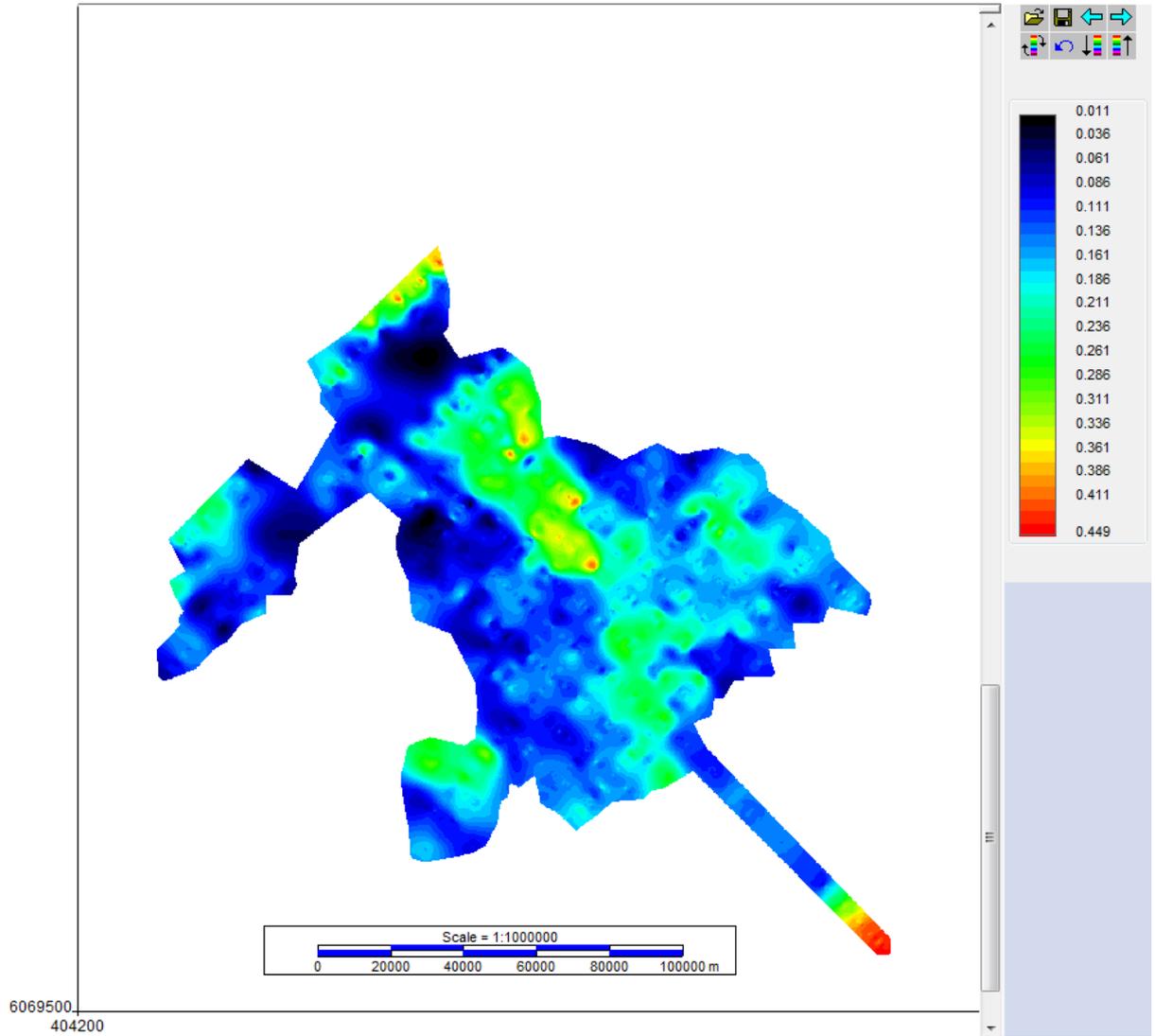


Figura 23. Mapa de Espessura (em tempo) dos DTMs.

6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O mapa de profundidade em metros do fundo do mar corrobora as cicatrizes de falha mapeadas pela interpretação sísmica, como visto no trabalho de dos Reis et al (2016).

De acordo com a linha dip (Figura 24) localizada mais ao norte da área de estudo, o horizonte em destaque pode ser um *Bottom Simulating Reflector* (BSR), o que pode indicaria a presença de hidratos de gás. Tal fenômeno está presente no Cone do Rio Grande, de acordo com Miller et al (2015).

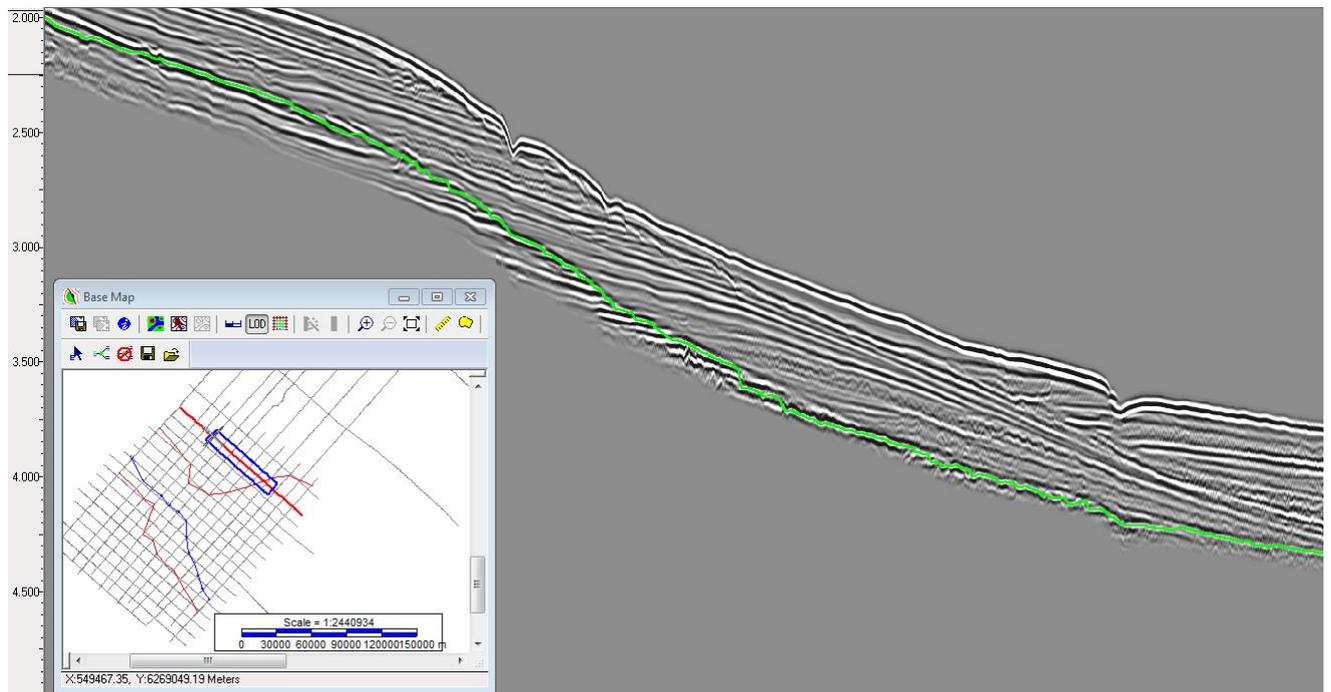


Figura 24. Linha dip sugestionando a presença de hidratos de gás.

O mapa de espessura dos fluxos gravitacionais revela que os depósitos de maior espessura estão mais próximos do flanco direito do CMC, ao mesmo tempo em que os de espessura mais fina estão manifestados no lado oposto e também na cabeceira da estrutura. Isso permite sugerir que o aporte sedimentar é maior no flanco direito.

7. CONCLUSÕES

Os dados full stack apresentaram plena condição de serem usados para identificação das feições de fundo, interpretação de horizontes e mapeamento de fácies sísmicas.

Os conhecimentos obtidos através da análise deste trabalho sobre os dados de sísmica 2D se mostraram pertinentes e favoráveis para a batimetria e interpretação sísmica. Para que mais informações possam ser extraídas desses dados, são necessárias amostras de material *in situ*, o que poderia ser feito nas fases seguintes de exploração da região em estudo.

O mapa do refletor escolhido pode ser utilizado para cálculos de espessura entre o fundo do mar e o refletor por estudos futuros relacionados a um melhor entendimento do fluxo gravitacional da região.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abreu, V. S. 1998. Geologic Evolution of Conjugate Volcanic Passive Margins: Pelotas Basin (Brazil) and Offshore Namíbia (Africa): Implication for Global sea-Level Changes. Tese de Doutorado - Rice University, Houston, Texas. USA. 354p.

Armitage, D. A. & Jackson, C. 2010. Role of Mass-Transport Deposit (MTD) Related Topography on Turbidite Deposition and Reservoir Architecture: A Comparative Study of the Tres Pasos Formation (Cretaceous), Southern Chile and Temburong Formation (Miocene), NW Borneo. Adapted from oral presentation at AAPG Convention. New Orleans, Louisiana. pp. 27.

Asmus, H. E. & Porto, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. Anais..., Belém: SBG, v.2, p. 67-90.

Barboza, E.G., Rosa, M. L. C. C., Ayup-Zouain, R. N. 2008. Cronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: uma revisão das sequências deposicionais. Porto Alegre: Gravel, v.6, n.1, p. 125-138.

Bassetto M., Alkmim F., Szatmari P., Mohriak W. U. 2000. The oceanic segment of the southern Brazilian margin: morpho-structural domains and their tectonic significance. In: Mohriak W. U., Talwani M. (eds) Atlantic rifts and continental margins, geophysical monograph 115. American Geophysical Union, Washington, pp. 235–259.

Brand, J. R., Lanier, D. L., Berger III, W. J., Kasch, V. R., Young, A. G. 2003. Relationship Between Near Seafloor Seismic Amplitude, Impedance, and Soil Shear Strength Properties and Use in Prediction of Shallow Seated Slope Failure. Offshore Technology Conference. Houston, Texas, U.S.A., 17p.

Bueno, G. V., Zacharias, A. A., Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Falkenheim, F. U. H., Neto, M. A. M. 2007. Bacia de Pelotas. Boletim de Geociências Petrobras. Rio de Janeiro: Petrobras, v.5, n.2, p. 551-559.

Castillo, L. L. A. 2009. Interpretação Sismi-stratigráfica e Geomorfologia Sísmica do Cone do Rio Grande. Tese de Doutorado - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil. 160p.

Castillo, L. L. A., Kazmierczak, T. S., Chemale, Jr., F. 2009. Rio Grande Cone Tectono-stratigraphic Model - Brazil: Seismic Sequences. *Earth Sciences Research Journal*, vol. 13, n. 1, p. 42-53.

Damuth, J. E. 1975. Echo Character of the Western Equatorial Atlantic Floor and its Relationship to the Dispersal and Distribution of Terrigenous Sediments. *Marine Geology*, n.18, p.17-45.

d'Avila, R. S. F. & PAIM, P. S. G. 2003. Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos. In: PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F. F. & NETTO, R. G. (Eds.). *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares – estudos de casos*. p. 93-121. São Leopoldo, Unisinos.

Dias, J. L., Sad, A. R. E., Fontana, R. L., Feijó, A. F. 1991. Bacia de Pelotas: Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 8, p. 235-245.

Dias, J. M. A. 2006. Apresentação de aula do curso de Geologia Ambiental - Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve. Portugal (http://w3.ualg.pt/~jdias/GEOLAMB/GA5_Sismos/52_Sismologia/5203_OndasSismicas.html)

Ghignone, J. I. 1960. Reconhecimento Gravi-magnético na Bacia de Pelotas. Boletim Técnico da Petrobras. Rio de Janeiro: Petrobras, v. 3, n. 2, p. 73-79.

Hampton, M. A. 1972. The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 775-793.

Hernández-Molina, F. J., Llave, E., Stow, D.A.V. 2008. Continental slope contourites. *Developments in sedimentology*. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites*. Elsevier, pp. 379–408 2008.

Hühnerbach, V. and Masson, D. G. 2004. Landslides in the North Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behavior, *Marine Geology*, 213, 343-362.

Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. 2009. Livro Geofísica de Exploração. Oficina de Textos, 440p

Martinsen, O. J. 1994. Mass movements. In: Maltman, A. (Ed.), *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman & Hall, London, pp. 127–165.

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., Heeman, 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*, vol67, pp. 187-196.

Mohriak, W. U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasil. Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J. H. (Eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, pp. 87-94.

Pereira, F., Reis, A. T., Silva C. 2010. Contourites drifts – the main Cenozoic architectural element of the central Pelotas Basin – southernmost Brazilian Margin. In: *Abstracts of the AGU Meeting of the Americas, 08–12 August 2010, Foz do Iguassu, American Geophysical Union, Brazil*.

Preu, B., Hernández-Molina, F. J., Violante, R., Piola, A. R., Paterlini C. R., Schwenk, T., Voigt, I., Krastel, S., Spiess, V. 2013. Morphosedimentary and hydrographic features of the northern Argentine margin: the interplay between erosive, depositional and gravitational processes and its conceptual implications. *Deep-Sea Res I* 75: p. 157–174.

Rebesco, M., Camerlenghi, A. 2008. Contourites. *Developments in Sedimentology*, 60. Elsevier, pp. 663.

Reis, A. T., Silva, C. G., Gorini, M. A., Leão, R., Nara, P., Perovano, R., Santos, M. V. M., Guerra, J. V., Jeck, I. K., Tavares, A. A. A. 2016. The Chuí Megaslide Complex: Regional-Scale Submarine Landslides on the Southern Brazilian Margin. *Submarine Mass and their*

Consequences, *Advances in Natural and Technological Hazards Research* 41, Springer International Publishing Switzerland, pp. 115-123.

Silva C. G., Araújo E. F. S., Reis A. T., Perovano, R., Gorini, C., Vendeville, B. C., Albuquerque, N. 2010. Megaslides in the Foz do Amazonas Basin, Brazilian Equatorial Margin. In: Mosher D. C., Shipp R. C. , Moscardelli L. et al (eds) *Submarine mass movements and their consequences, advances in natural and technological hazards research*, vol 28. Springer, New York, pp 581–591.

Stramma L., England M. 1999. On the water masses and mean circulation of the south Atlantic Ocean. *J Geophys Res* 104(9): p. 863–883.

Suss, J. F. 2013. *Depósitos De Fluxos Gravitacionais No Registro Glacial Gondwânico: Um Estudo Comparativo Entre O Grupo Itararé, Sudoeste Da Bacia Do Paraná E O Grupo Paganzo No Noroeste Da Argentina*. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal do Paraná, 80p.

Villwock, J. A. 1984. *Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A synthesis*. Pesquisas, Porto Alegre, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, v. 16, p.5-49.