

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA

DÉBORA DE RESENDE FERRAZ

**CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO DA ELEVAÇÃO DO RIO GRANDE A PARTIR DA
IDENTIFICAÇÃO DE EVENTOS DE GRAVIDADE E OUTRAS FEIÇÕES
GEOLÓGICAS OBSERVADAS ATRAVÉS DA SÍSMICA DE ALTA RESOLUÇÃO**

Niterói, RJ

2022

DÉBORA DE RESENDE FERRAZ

**CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO DA ELEVAÇÃO DO RIO GRANDE A PARTIR DA
IDENTIFICAÇÃO DE EVENTOS DE GRAVIDADE E OUTRAS FEIÇÕES
GEOLÓGICAS OBSERVADAS ATRAVÉS DA SÍSMICA DE ALTA RESOLUÇÃO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e Terra, da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre.
Área de Concentração: Geologia e Geofísica

Orientador: Arthur Ayres Neto, PhD

Niterói, RJ

2022

DÉBORA DE RESENDE FERRAZ

CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO DA ELEVAÇÃO DO RIO GRANDE A PARTIR DA IDENTIFICAÇÃO DE EVENTOS DE GRAVIDADE E OUTRAS FEIÇÕES GEOLÓGICAS OBSERVADAS ATRAVÉS DA SÍSMICA DE ALTA RESOLUÇÃO

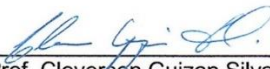
Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre
Área de Concentração: Geologia e Geofísica

Aprovada em 09 de setembro de 2022

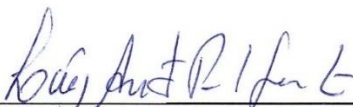
BANCA EXAMINADORA



Prof. Arthur Ayres Neto, Dr (Orientador)
UFF - Universidade Federal Fluminense



Prof. Cleverson Guizan Silva, Dr.
UFF - Universidade Federal Fluminense



Prof. Luiz Antônio Pierantoni Gamboa, Dr.
UFF - Universidade Federal Fluminense



Prof. Michel Michaelovitch de Mahiques, Dr.
IO - USP

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

F368c Ferraz, Débora de Resende
Caracterização da região da Elevação do Rio Grande a partir da identificação de eventos de gravidade e outras feições geológicas observadas através da sísmica de alta resolução / Débora de Resende Ferraz. - 2022.
94 f.: il.

Orientador: Arthur Ayres Neto.
Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências, Niterói, 2022.

1. Geofísica. 2. Geofísica marinha. 3. Elevação do Rio Grande. 4. Produção intelectual. I. Ayres Neto, Arthur, orientador. II. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências. III. Título.

CDD - XXX

Bibliotecário responsável: Debora do Nascimento - CRB7/6368

Agradecimentos

Ao Prof. Dr. Arthur Ayres Neto, pelas oportunidades, apoio e orientação ao longo do mestrado.

Aos componentes da banca avaliadora, pela disponibilidade e sugestões.

Aos mestres do DOT, por darem seu melhor nas aulas online ao longo de todo o período de distanciamento social.

À minha família, por todo amor e apoio de sempre, especialmente minha mãe e irmão.

Ao meu companheiro, por todo amor, parceria e incentivo.

À CAPES, pela bolsa concedida.

Ao LEPLAC e à Marinha do Brasil, pela concessão dos dados analisados neste trabalho.

À todos que, de alguma maneira, contribuíram para que este trabalho tenha sido realizado.

Resumo

A Elevação do Rio Grande (ERG) se localiza a, aproximadamente, 1200 km da costa sudeste brasileira, dividindo as bacias oceânicas da Argentina e do Brasil, e sua diferença batimétrica em relação ao assoalho oceânico adjacente pode chegar a 4000 m. Comumente caracterizada por ser composta por duas porções distintas, oeste e leste, a ERG é uma feição cuja história geológica ainda não foi totalmente compreendida e que vem sendo melhor estudada, principalmente, pela sua importância econômica e estratégica para o Brasil. Neste trabalho, a partir da análise de dados de *sub-bottom profiler* (SBP), e com auxílio de dados de batimetria multi-feixe, buscou-se caracterizar a região da ERG, a partir da identificação de feições relacionadas a eventos de gravidade, assim como outros tipos de processos geológicos e oceanográficos. Os dados, coletados em 2019 com apoio do Navio de Pesquisa Hidroceanográfico (NPqHo) Vital de Oliveira, da Marinha do Brasil, mostraram, com relativa frequência, a ocorrência de movimentos de gravidade ao longo da história recente da região, sendo que a localização das mesmas, de modo geral, se concentra entre a ERG leste e oeste. Além dos movimentos de gravidade, identificou-se falhas no pacote sedimentar, em alguns casos atingindo o assoalho oceânico, que foram relacionadas a falhas poligonais, tanto pela origem não tectônica deste tipo de falha, em consonância com o caráter assísmico atribuído à ERG por diversos autores, quanto pela semelhança com falhas poligonais descritas em outros trabalhos. Foram observadas ainda estruturas que parecem ser altos do embasamento atravessando pacotes sedimentares aparentemente não perturbados, bem como feições interpretadas como contornitos e ondas de lama. Os diferentes cenários encontrados a partir da análise dos dados de fundo e sub-fundo da ERG indicam que a região se trata de um ambiente diversificado, em termos de feições, estruturas e processos, e dinâmico, apresentando eventos geologicamente recentes.

Palavras-chave: Sísmica de alta resolução, Elevação do Rio Grande, Movimentos de gravidade.

Abstract

The Rio Grande Rise (RGR) is located approximately 1200 km offshore of the southeast Brazilian coast, dividing Argentina and Brazil's basins. The bathymetric difference between RGR and the surrounding seafloor can reach up to 4000 m. Generally characterized as two distinct portions, west and east, the RGR shows a lack of knowledge about its geologic history. However, due to its economic and strategic relevance, more studies are being developed during the last years. In this work, *sub-bottom profiler* (SBP) data were analyzed, with support of multi-beam data of the area, to characterize the RGR zone by identifying features related to gravity events as well as to other geologic and oceanographic processes. SBP data were collected in 2019, onboard the Brazilian Navy Hydro-Oceanographic Research Vessel "Vital de Oliveira", and showed a high frequency of gravity events in the RGR region throughout its recent history, with most of these events located between west and east RGR portions. Furthermore, faulted sediment packages were identified. These faults, in some cases, reach the seafloor and were interpreted as polygonal faults due to their non-tectonic origin, as RGR is considered an aseismic feature by many authors, and due to the similarity with the polygonal faults described in the literature. Other kinds of features were observed, like basement highs going through undisturbed sediment packages, contourites and mudwaves. Bathymetric and sub-bottom data analysis from RGR provided distinct scenarios, denoting a diversified and dynamic region with different features, structures and processes, and presenting recent geological events.

Keywords: High-resolution seismic, Rio Grande Rise, Gravity events.

SUMÁRIO

Resumo	vi
Abstract.....	vii
Lista de Figuras	ix
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVOS.....	5
Objetivo geral	5
Objetivos específicos	5
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	6
3.1 ELEVAÇÃO DO RIO GRANDE	6
3.2 EVENTOS DE INSTABILIDADE	13
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	27
4.1 Área de estudo	27
4.2 Equipamentos e <i>softwares</i>	28
5. RESULTADOS	30
6. DISCUSSÃO	50
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	65
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	67

Lista de Figuras

Figura 1: Localização da Elevação do Rio Grande.	7
Figura 2: Catálogo de Sismos do Brasil. (<i>Fonte: http://www.sismo.iag.usp.br/eq/bulletin/</i>).	17
Figura 3: Representação de eventos de gravidade em oceano profundo. Modificado de Shanmugam, 2019.	22
Figura 4 : NPqHo Vital de Oliveira. <i>Fonte: Marinha do Brasil (marinha.mil.br)</i>	27
Figura 5 : Linhas de navegação nas quais os dados utilizados neste trabalho foram coletados (em branco).	28
Figura 6: Linhas 228 e 229 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização das linhas (em vermelho) na rota de navegação.	31
Figura 7: Linha 253 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.	32
Figura 8 Linhas 469-471 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.	34
Figura 9: Linha 86 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.	35
Figura 10: Linha 256 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.	36

Figura 11: Linha 70 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.	39
Figura 12: Linhas 454-455 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.	40
Figura 13: Linhas 154-155 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.	41
Figura 14: Linha 300 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.	42
Figura 15: Linhas 351-352 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.	43
Figura 16: Linhas 641-643 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.	44
Figura 17: Linhas 382-384 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.	47

Figura 18: Linhas 530-539 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.	48
Figura 19: Linha 701 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.	49
Figura 20 : Localização de eventos de gravidade recentes (em verde) e antigos (em laranja) observados ao longo da análise das linhas sísmicas.	55
Figura 21: Localização das linhas em que se encontram as estruturas interpretadas como altos do embasamento (em lilás).	62
Figura 22: Localização das linhas em que se encontram as feições interpretadas.	64

1. INTRODUÇÃO

A Elevação do Rio Grande (ERG) é uma feição estrutural positiva no Atlântico Sul que apresenta uma diferença batimétrica de aproximadamente 4000 m em relação ao assoalho oceânico adjacente (ALBERONI *et al.*, 2019). Cortada pelo rift Cruzeiro do Sul, que seria um rift abortado de tendência NW-SE (MOHRIAK *et al.*, 2010), se localiza a sudeste do platô de São Paulo e a leste do platô de Santa Catarina, dividindo as bacias oceânicas da Argentina e do Brasil (ALBERONI *et al.*, 2019). Segundo Jovane *et al.* (2019), houve um esforço nas décadas de 70 e 80 para a realização de levantamentos geofísicos visando a caracterização geológica e morfológica da ERG, além de contribuição significativa de dados de sondagem da região obtidos pelo *Deep-Sea Drilling Project* (DSDP) (BARKER, 1983). Uma das sondagens feitas na ERG conseguiu penetrar 19 m no embasamento basáltico, que se revelou um basalto transicional de cadeia meso-oceânica, similar ao encontrado no leste da cadeia Walvis, na costa da África (BARKER, 1983). Em um de seus trabalhos da década de 80, Gamboa & Rabinowitz (1984), além de caracterizarem a ERG como uma estrutura composta por duas unidades morfológicas principais, utilizaram dados de sísmica e as informações das sondagens realizadas pelo DSDP para descreverem seu possível processo de evolução, sugerindo também uma ligação de sua origem com a cadeia Walvis. Ao longo do tempo, diversos trabalhos buscaram sugerir outras alternativas ou acrescentar informações sobre as origens da ERG (O'CONNOR & DUNCAN, 1990, MOHRIAK *et al.*, 2010, USSAMI *et al.*, 2012, ROHDE *et al.*, 2013, GALVÃO, 2017, GRAÇA *et al.*, 2019, PRAXEDES *et al.*, 2019, SANTOS *et al.*, 2019), sendo que, até o momento, esta ainda não é uma questão totalmente compreendida. Mais recentemente, a recuperação de rochas continentais durante levantamento de dragagem do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) na ERG trouxe novos e importantes elementos, não só para

o entendimento da origem da ERG, como também da abertura do Atlântico Sul (SANTOS *et al.*, 2019).

Além do grande interesse científico em torno da ERG, é importante também considerar o valor econômico e estratégico que a mesma representa para o país, com a presença de crostas polimetálicas contendo ferro, manganês e cobalto, além de outros elementos de interesse comercial, como prata, níquel, tungstênio, titânio e terras-raras (ETR) (PESSOA, 2015). Desde 2009, através do Programa de Prospecção e Exploração de Recursos Minerais da Área Internacional do Atlântico Sul e Equatorial (PROAREA), idealizado pela Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM), foram realizados esforços para desenvolver o conhecimento geológico, oceanográfico, ambiental e a avaliação da potencialidade mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (PCJB), zona costeira e das áreas oceânicas adjacentes do Atlântico Sul e Equatorial (CPRM, 2021a). A partir destes estudos, em 2014 foi aprovado um contrato com a Autoridade Internacional para os Fundos Marinhos (ISA) que garante exclusividade do Brasil para exploração de crostas cobaltíferas na ERG por quinze anos, além de também propiciar o desenvolvimento de mais pesquisas científicas na região (MINISTÉRIO DA DEFESA, 2014). A grande quantidade de dados gerada pelo PROAREA, mais especificamente pelo Programa de Estudos Ambientais para a Exploração de Crostas Ferromanganesíferas Ricas em Cobalto na Elevação do Rio Grande (PROERG), também foi importante para subsidiar a proposta brasileira para extensão da PCJB que inclui a Elevação do Rio Grande (UNITED NATIONS, 2018, CPRM, 2020). Segundo o documento, submetido em 2018 junto à Comissão de Limites da Plataforma Continental (CLPC) da ONU, a ERG estaria em continuidade com o continente sul americano por meio do Platô de Santa Catarina e do Canal de Vema, formando uma sela na qual o canal seria a conexão morfológica entre os outros dois (UNITED NATIONS, 2018).

Neste cenário em que há grande demanda por estudos que forneçam informações para a ampliação do conhecimento acerca da ERG, este trabalho visa caracterizar tal região a partir da identificação de feições relacionadas a eventos de gravidade e a outros tipos de processos geológicos e oceanográficos através da análise de dados de *sub-bottom profiler* (SBP).

Os movimentos de massa, chamados também de eventos de instabilidade, podem ser causados tanto por fatores naturais quanto por fatores antrópicos (KVALSTAD *et al.*, 2001) e são um dos principais agentes de transferência de sedimentos para o oceano profundo (MULDER & ALEXANDER, 2001, MASSON *et al.*, 2006, TALLING *et al.*, 2012). Os mesmos podem ocorrer em ambientes diversos, como nas margens passivas, margens ativas, pró-deltas alimentados por rios, leques submarinos, nos flancos de ilhas vulcânicas e margens glaciais, por exemplo (OGATA *et al.*, 2019). Ainda não é possível afirmar se a frequência de grandes eventos de movimentos de massa seria randômica ou não (POPE *et al.*, 2015), mas, de qualquer forma, os mesmos representam riscos às populações costeiras. Segundo Borges *et al.* (2015), os primeiros trabalhos de investigação sobre instabilidade de taludes em ambientes submarinos foram realizados nos anos 80, juntamente ao início das descobertas de campos de óleo na plataforma continental, quando se buscava entender as condições geológicas e geotécnicas de tal região, e a identificação de instabilidades seria de considerável importância, uma vez que estas representavam risco potencial à exploração e às instalações de produção. Desde o ano 2000, os estudos envolvendo os mecanismos e riscos associados aos deslizamentos se intensificaram junto ao crescimento de reservas de óleo descobertas (BORGES *et al.*, 2015), mas eventos naturais de movimentos de massa que afetaram comunidades e os avanços das tecnologias de investigação também contribuíram para a expansão do conhecimento acerca do assunto (LEE, 2005).

Slides, fluxos de detritos e correntes de turbidez estão entre os principais processos, em termos de volume, através dos quais os sedimentos são transportados em um movimento de massa (MASSON *et al.*, 2006). Estes fluxos de gravidade são particularmente difíceis de se monitorar diretamente e os depósitos sedimentares que resultam destes movimentos são, muitas vezes, os únicos registros da ocorrência dos mesmos (TALLING *et al.*, 2012). Os depósitos podem apresentar diversas escalas e morfologias, a depender do modo, natureza e interação dos diferentes processos geológicos que atuam em seu ambiente deposicional (OGATA *et al.*, 2019). A partir da análise da morfologia de superfície e subsuperfície de depósitos resultantes dos movimentos de massa, são comuns os trabalhos que buscam descrever suas estruturas e fazer inferências acerca dos processos e gatilhos associados ao evento (MOUNTJOY & MICALLEF, 2018).

2. OBJETIVOS

Objetivo geral

A proposta principal deste trabalho é caracterizar a região da Elevação do Rio Grande a partir da identificação de feições relacionadas a eventos de gravidade, assim como a outros tipos de processos geológicos e oceanográficos, através de dados de sísmica de alta resolução.

Objetivos específicos

- Identificar e localizar eventos de instabilidade que tenham ocorrido na região da Elevação do Rio Grande;
- Identificar e localizar outros tipos de feições geológicas que estejam presentes na região da Elevação do Rio Grande;
- Buscar relacionar as feições encontradas com seus possíveis processos de origem.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 ELEVAÇÃO DO RIO GRANDE

Conforme consta em Corrêa (2021), uma elevação oceânica é uma área com centenas de quilômetros no fundo oceânico, não conectada à cordilheira meso-oceânica ou à margem continental, que se eleva por algumas centenas de metros acima do assoalho abissal adjacente, apresentando topografia que varia de muito suave a extremamente rugosa. Situada a, aproximadamente, 1200 km da costa sudeste brasileira, entre os paralelos 28° e 35° S e os meridianos 29° W e 41° W, encontra-se a Elevação do Rio Grande (ERG) (Figura 1). Trata-se de uma feição estrutural assísmica e positiva do Atlântico Sul, com pontos que podem chegar até, aproximadamente, 4000 m acima do fundo oceânico adjacente (ALBERONI *et al.*, 2019). É delimitada a norte pela Zona de Fratura do Rio Grande (ZFRG) (GAMBOA & RABINOWITZ, 1981) e a sul por uma zona de fratura não nomeada a 35,3° S (MONTSERRAT *et al.*, 2019), apresentando alta concentração de montes submarinos, *guyots*, vales encaixados e escarpas elevadas (ALVES, 1981). A ERG divide as bacias oceânicas da Argentina e do Brasil, representando uma considerável barreira fisiográfica para correntes de fundo e transporte sedimentar (LE PICHON *et al.*, 1971, GAMBOA *et al.*, 1983). A conexão destas duas bacias se dá pelo Canal de Vema, que está situado a profundidades de 4400 a 4900 m e cuja largura varia entre 15 e 40 km (ALBERONI *et al.*, 2019). Este canal representa uma importante via para o fluxo da Água Antártica de Fundo (AAF/AABW) em direção à bacia do Brasil (LE PICHON *et al.*, 1971, HOGG *et al.*, 1982, MCDONAGH *et al.*, 2002, MOROZOV *et al.*, 2010, KAJI *et al.*, 2011) sendo que estimativas recentes deste transporte apontam para valores entre 1,6 e 3,5 Sv nas proximidades da latitude de 31° S (MOROZOV *et al.*, 2010). O Canal de Vema seria, inclusive, a única via de passagem para a porção mais fria e densa da AAF, denominada Água Profunda do Mar de Weddel

(APMW/ WSDW) enquanto o Canal de Hunter, à leste da ERG, e o platô de Santos, à oeste, também seriam vias por onde a porção de menor densidade da AAF poderia se propagar (ZENK *et al.*, 1999, MOROZOV *et al.*, 2010).

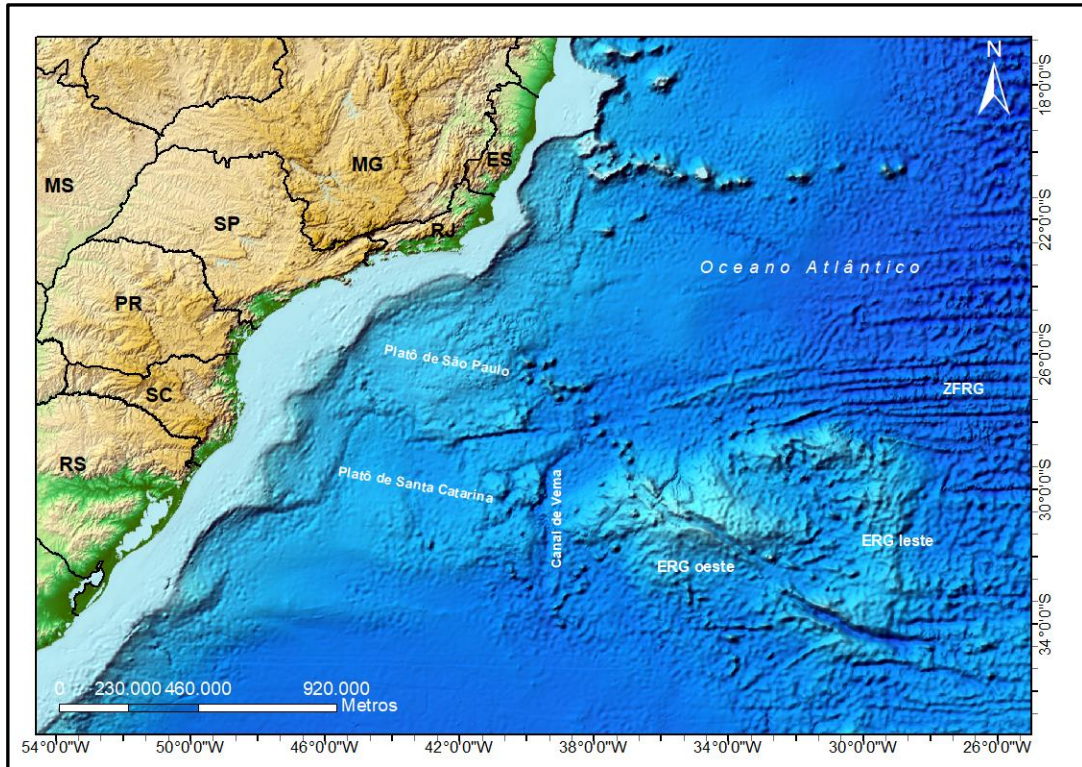


Figura 1: Localização da Elevação do Rio Grande.

A ERG, segundo Gamboa & Rabinowitz (1984), seria formada por duas unidades: leste e oeste. Esta configuração, que remete aos trabalhos dos anos 80, continuou sendo considerada em diversas publicações mais recentes sobre a região (USSAMI *et al.*, 2012, ROHDE *et al.*, 2013, CONSTANTINO *et al.*, 2017, SANTOS *et al.*, 2019). Entretanto, vale destacar que, segundo a Carta Batimétrica Geral dos Oceanos (GEBCO), a ERG é dividida em três regiões: uma a oeste do Canal de Vema, uma área central, mais elevada, e a área mais a leste (GEBCO, 2020). Graça *et al.* (2019) mostraram que estas três unidades consistem em corpos distintos, de crosta anormalmente espessa, separados por crosta oceânica de espessura normal ou quase normal (cerca de 7 ± 1 km),

e que estariam associadas a anomalias magnéticas de alta amplitude. O mapeamento de espessura crustal realizado por tais autores aponta espessuras de até 17 km, tanto na ERG ocidental quanto oriental, e o máximo de 25 km na ERG central (GRAÇA *et al.*, 2019). No presente trabalho, considerando a região aonde os dados foram coletados, a ERG será tratada apenas como porção leste e oeste, assim como feito por Gamboa & Rabinowitz (1984).

A ERG é cortada pelo *rift* Cruzeiro do Sul, que cruza a elevação em uma direção NW-SE, e que está alinhado à noroeste a uma série de montes submarinos, como, por exemplo, os Montes submarinos de Jean Charcot (ALBERONI *et al.*, 2019). Esta depressão, marcada em mapas batimétricos e gravimétricos (MOHRIAK *et al.*, 2010, USSAMI *et al.*, 2012, DICEZARE & MOLINA, 2018, ALBERONI *et al.*, 2019), seria evidência de um lineamento regional que se estende da crosta oceânica em direção à crosta continental, segundo Mohriak *et al.* (2010), e que, provavelmente teria sido gerado por movimentos transtensionais associados à zona de cisalhamento ou por cisalhamento leste-oeste que produziu a calha extensional (MOHRIAK *et al.*, 2010). Considerando dados batimétricos, o *rift* forma uma depressão de 1120 km de comprimento e 25-45 km de largura, enquanto a profundidade da fenda axial aumenta na direção SE, variando entre 1500 e 3300 m na parte oeste da elevação, se aprofundando para 5370 m na porção leste da ERG (MOHRIAK *et al.*, 2010, ALBERONI *et al.*, 2019). A base ígnea do *rift*, por sua vez, atingiria profundidades de 6,4 km na porção oeste da ERG, de acordo com resultados de inversão gravimétrica obtidos por Constantino *et al.* (2017). Perfis sísmicos transversais ao *rift* na ERG oeste indicam que a estrutura é representada por um graben assimétrico com blocos rotacionados controlados por falhas normais subverticais ancoradas no embasamento acústico (PRAXEDES *et al.*, 2019). O *rift*, que se encontra parcialmente preenchido, apresenta pacotes sedimentares caracterizados por horizontes inclinados na porção mais próxima ao embasamento e estratos sub-

horizontais acima, sugerindo uma grande discordância entre as duas sequências (MOHRIAK *et al.*, 2010). Praxedes *et al.* (2019) observaram a presença de uma fácies sísmica quase transparente nas escarpas de uma das bordas do *rift*, indicando uma complexa degradação que estaria associada às condições de fortes correntes e de instabilidade de taludes. Quanto à cobertura sedimentar superficial no interior do *rift*, a correlação entre dados de intensidade de retroespalhamento (ou *backscatter*) e análises geológicas apontou que a fração de areia seria majoritária na composição (LISNIEWSKI, 2020). Foi reportada, inclusive, a existência de campos de dunas no interior do *rift*, a aproximadamente 1600 m de profundidade, que podem estar associados a processos gravitacionais e correntes de turbidez (LISNIEWSKI *et al.*, 2017, LISNIEWSKI, 2020).

Quanto à geologia da área, os primeiros trabalhos de caracterização geológica da ERG são relativos a expedições que ocorreram nas décadas de 70 e 80 (USSAMI *et al.*, 2012, JOVANE *et al.*, 2019). Em um dos trabalhos dessa época, Gamboa & Rabinowitz (1984) correlacionaram dados sísmicos da região com as informações de um dos furos de sondagem realizados pelo *Deep-Sea Drilling Project* (DSDP) na ERG oeste (Site 516F), publicadas por (BARKER, 1983), a fim de remontarem a história geológica da ERG. Neste artigo, a ERG é descrita como uma feição complexa, composta de duas unidades morfológicas que teriam origens distintas: a porção oeste, com formato elíptico, orientação leste-oeste, originada no Santoniano/Coniaciano (~83/86 Ma) e bastante influenciada pelo vulcanismo do Eoceno médio (~41 Ma); e a porção leste, paralela ao atual centro de espalhamento do Atlântico Sul, limitada a norte e a sul por zonas de fratura e que poderia representar uma região de espalhamento abandonada. A origem da ERG, entretanto, é uma questão complexa e ainda não resolvida.

A partir da abordagem clássica, a origem da ERG, assim como da Cadeia Walvis, estaria atrelada à interação da pluma mantélica Tristão da Cunha com o eixo de espalhamento do assoalho

oceânico durante a formação do Atlântico Sul (BARKER, 1983, GAMBOA & RABINOWITZ, 1984, O'CONNOR & DUNCAN, 1990). Verificou-se que o tipo de basalto encontrado no furo de sondagem feito na ERG oeste (site 516F), transicional e relativo a cadeias meso-oceânicas, seria similar ao obtido à leste da cadeia Walvis e que estes teriam, inclusive, idade aproximada (~86 Ma) (BARKER, 1983), reforçando a hipótese da origem comum às duas estruturas. Em um trabalho mais recente, Graça *et al.* (2019) ainda apontam que, além das idades magmáticas semelhantes, as espessuras crustais similares, também verificadas por Ussami *et al.* (2012), e anomalias magnéticas de alta amplitude observadas tanto na ERG quanto na cadeia Walvis, sugerem uma relação direta entre as mesmas e, portanto, uma provável origem comum. A partir de reconstruções de placas, Graça *et al.* (2019) também encontraram indícios de que a ERG oeste e Cadeia Walvis teriam sido um único corpo com magmatismo ativo localizado acima do eixo de expansão do oceano entre 90 e 80 Ma, época coincidente à anomalia C34, assim como também indicado por Ussami *et al.* (2012), reforçando a teoria clássica.

A ERG leste teria surgido há cerca de 84-75 Ma e seu isolamento como um todo em relação ao *hotspot* de Tristão da Cunha teria ocorrido há, aproximadamente, 70 Ma, devido à uma migração do eixo de espalhamento meso-atlântico (O'CONNOR & DUNCAN, 1990). Graça *et al.* (2019) também sugerem que a separação da ERG leste e Cadeia Walvis teria ocorrido há, aproximadamente, 60 Ma, coincidindo com uma transição da pluma “entreplacas” para uma posição “intraplacas”.

Durante o Eoceno médio (~41 Ma), uma anomalia termal teria erguido a ERG oeste, fazendo com que algumas de suas porções atingissem condições subaéreas, e gerado diversas ilhas oceânicas com vulcanismo ativo, o que é indicado pela presença de camadas de cinzas e outros materiais piroclásticos nas amostras de perfuração (BARKER, 1983, GAMBOA &

RABINOWITZ, 1984). Tais estruturas vulcânicas, após erosão pelas ondas e posterior subsidência, teriam se tornado os atuais *guyots*, particularmente comuns na região central da ERG oeste, e montes submarinos. Rohde *et al.* (2013), inclusive, reportaram idades próximas a 46 Ma em amostras de dragagem de um monte submarino situado no platô da ERG oeste. Diversos movimentos gravitacionais, indicados por camadas de turbiditos contendo detritos vulcânicos nas amostras de perfuração, teriam sido desencadeados pelo vulcanismo associado ao Eoceno (BARKER, 1983, GAMBOA & RABINOWITZ, 1984). Após as atividades vulcânicas cessarem, a área teria passado pela fase de subsidência e posterior sedimentação pelágica.

Amostras de rochas continentais recentemente encontradas na ERG, entretanto, trouxeram novas informações para as discussões sobre sua origem, bem como sobre as complexidades que envolvem a abertura do Atlântico (SANTOS *et al.*, 2019). Os dois locais de onde tais rochas foram dragadas situam-se na ERG oeste, em bordas opostas do *rift*, a profundidades que variam entre 1013 e 1450 m. Amostras de gabro, granito e granulito, rochas continentais atípicas para a região oceânica, estavam entre o material dragado e, segundo datação U-Pb de zircão, variam de 2.207 a 481 Ma, o que representa para os autores clara evidência de assimilação de material continental “exótico” na formação da ERG (SANTOS *et al.*, 2019). Os mesmos teriam sido incorporados à ERG como consequência de complexos processos de *rifting* durante a interação com a pluma de Tristão da Cunha - Gough e, em seguida, trazidos para a superfície pelos volumosos magmas toleíticos da ERG (GRAÇA *et al.*, 2019, SANTOS *et al.*, 2019). Graça *et al.* (2019) ressaltaram que tais processos, chamados pelos autores de *ridge jumps*, foram importantes ao longo do desenvolvimento do Atlântico Sul, especialmente na ERG, e que entre 90 e 50 Ma ocorreram, pelo menos, 4 migrações para leste da zona de espalhamento do Atlântico Sul, diretamente ligadas à fragmentação da ERG e sua separação da cadeia Walvis.

Além de estar relacionada ao complexo processo de abertura da Atlântico, representando considerável interesse científico, também existem interesses econômicos e estratégicos em torno da ERG. Melguen & Thiede (1974) relataram, ainda na década de 70, a presença de crostas de manganês na elevação. Entretanto, segundo Palma & Pessanha (2000), os trabalhos envolvendo recursos minerais no Atlântico Sul ainda eram esparsos até o início dos anos 2000, ao contrário do Pacífico e Índico, cujos depósitos ferromanganesíticos, por exemplo, eram estudados sistematicamente desde o final da década de 60. Segundo Lisniewski. *et al.* (2017), o interesse mais recente na exploração de crostas de Fe-Mn na ERG levou à realização de uma série de pesquisas e mapeamentos na área entre 2009 e 2013, principalmente pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em cooperação com a Marinha do Brasil e outras instituições. As crostas polimetálicas de algumas áreas da ERG contêm teores elevados de ferro, manganês e cobalto, além de outros elementos de interesse comercial, como prata, níquel, tungstênio, titânio e terras-raras (ETR) (PESSOA, 2015). Além disso, o contrato de exclusividade de exploração firmado entre CPRM e a Autoridade Internacional do Fundo Marinho (ISA) propicia um papel de destaque do país na execução de pesquisas no Atlântico Sul (INTERNATIONAL SEABED AUTHORITY, 2015, CPRM, 2021b), impulsionando ainda mais a realização de investigações multidisciplinares na região, como os trabalhos de Jovane *et al.* (2019) e Montserrat *et al.* (2019), por exemplo. Além destes, AYRES-NETO *et al.* (2019) deram os primeiros passos na tentativa de identificar uma relação entre as propriedades acústicas e os componentes químicos de crostas polimetálicas utilizando amostras de diferentes locais, inclusive da ERG. Paralelamente, o Brasil também atua junto à Comissão de Limites da Plataforma Continental (CLPC) para a ampliação de sua plataforma e, conseqüentemente, da área de soberania brasileira. A ERG é uma das regiões pleiteadas na Proposta Parcial Revista da Margem Oriental/Meridional (UNITED NATIONS, 2018), documento

encaminhado para a análise da CLPC em dezembro de 2018 e que possivelmente será analisado somente a partir de 2024 (SECIRM, 2021).

3.2 EVENTOS DE INSTABILIDADE

Segundo Kvalstad *et al.* (2001), *geohazards*, ou riscos geológicos, podem ser descritos como condições do local e do solo que apresentam potencial para o desenvolvimento de falhas, causando perda de vidas ou investimentos. Os processos acionados pela gravidade, que também costumam ser chamados de movimentos de massa, resultam destes eventos de falhas e podem envolver grandes volumes de sedimentos (MASSON *et al.*, 2006). Seus efeitos sobre infraestruturas e comunidades costeiras podem ser exemplificados por casos notórios ao longo da história, como o de Grand Banks (PIPER & AKSU, 1987), que levou ao rompimento de cabos de telégrafos no Canadá, em 1929, o colapso de parte da região aterrada do aeroporto de Nice, gerando posterior tsunami local, em 1979 (KOPF *et al.*, 2010) ou o deslizamento e posterior tsunami em Papua Nova Guiné, que deixou mais de 2000 mortos, em 1998 (TAPPIN *et al.*, 2001). Pode-se citar também casos mais recentes como os fluxos hiperpicnais em Taiwan, em 2006 e 2009, associados, respectivamente, a eventos de terremoto e tufão, que danificaram mais de 20 cabos de fibra óptica (CARTER. *et al.*, 2014). Apesar dos esforços e tecnologias aplicadas na realização do monitoramento direto de condições geotécnicas (CLARE *et al.*, 2017), eventos como estes apresentam pouca previsibilidade e, segundo (POPE *et al.*, 2015), ainda não há condições de afirmar se a frequência de grandes eventos de movimentos de massa seria randômica ou não, tendo em vista os erros consideráveis envolvendo a datação destes eventos.

Os movimentos de massa se desenvolvem a partir das fases de pré-condicionamento, do acionamento do movimento e do progresso do movimento ou *run-out* (VANNESTE *et al.*, 2011). A fase de pré-condicionamento consiste nas mudanças que ocorrem no ambiente sedimentar ao longo do tempo e que o conduzem de um estado estável, ao limite da instabilidade. O acionamento, por sua vez, depende do quanto o pré-condicionamento progrediu, sendo que, por vezes, os processos de pré-condicionamento podem se manifestar até causarem o falhamento, sem a ocorrência de um evento específico de acionamento (VANNESTE *et al.*, 2011). Além disso, os eventos de instabilidade podem se dever não apenas a um único fator, mas à combinação de fatores, como foi apontado no trabalho de Sultan *et al.* (2004a), no qual foram sugeridos alguns possíveis mecanismos para o acionamento de grandes eventos de deslizamentos submarinos na Europa, estudados no projeto *COSTA (Continental Slope Stability)*.

Vários são os fatores naturais de pré-condicionamento e acionamento que podem ser citados como causas de movimentos de massa submarinos, como a alta taxa de sedimentação, formação de grandes inclinações, terremotos, dissociação de hidratos de gás presentes no sedimento, variações do nível do mar, entre outros (KVALSTAD *et al.*, 2001, SULTAN *et al.*, 2004a, MASSON *et al.*, 2006, GROZIC, 2010, VANNESTE *et al.*, 2011, CUKUR *et al.*, 2016). Vale lembrar que movimentos de massa também podem ser induzidos por fatores antrópicos, geralmente ligados à atividades de exploração e desenvolvimento de campos de óleo e gás *offshore* (KVALSTAD *et al.*, 2001). Na Noruega, L'Heureux *et al.* (2013) avaliaram que 60% dos movimentos de massa ocorridos ao longo dos fiordes nos últimos 175 anos estariam relacionados a atividades humanas.

Quanto aos fatores naturais de pré-condicionamento e acionamento citados anteriormente, tem-se que as taxas de sedimentação são extremamente variáveis, podendo estar entre 1 m por milhão de anos e muitos km por milhão de anos, dependendo do ambiente, sendo que, geralmente,

as altas taxas de sedimentação (cerca de 100 m por milhão de anos) ocorrem nas bordas dos continentes (SEIBOLD & BERGER, 2017). Típicas de regiões próximas a grandes deltas, as altas taxas de sedimentação geram excesso de pressão de poro, subconsolidação, uma vez que o processo de consolidação está diretamente relacionado à taxa de dissipação da pressão de poro, podendo chegar ao hidrofraturamento, quando a diferença entre a pressão do fluido e o stress de confinamento chega próxima de zero (SULTAN *et al.*, 2004a). Dois eventos de movimento de massa associados à alta taxa de sedimentação ocorreram em Taiwan no ano de 2009, devido à vazão extremamente alta do rio *Gaoping* durante o tufão *Morakot*. Neste caso, é interessante ressaltar que a cabeça do *canyon Gaoping* está a menos de 1 km da foz do rio *Gaoping* (CARTER. *et al.*, 2014).

Os terremotos, por sua vez, são o mecanismo gerador de tensões cisalhantes mais comum em sedimentos marinhos (KVALSTAD *et al.*, 2001) e, ao gerar movimentos de massa submarinos, podem também induzir a ocorrência de tsunamis (DE VORE & SAWYER, 2016, SEIBOLD & BERGER, 2017). O evento de Grand Banks, ocorrido em 1929, por exemplo, foi um movimento de massa gerado por terremoto de Mw 7,2, que causou um tsunami que pôde ser registrado nos Açores e em Portugal (TALLING *et al.*, 2013). Conforme registrado por Sultan *et al.* (2004a), o comportamento do sedimento sob situação de terremoto será influenciado pela intensidade e duração do ciclo e também pelas características do sedimento, como granulometria, presença ou ausência de fração de argila e grau de saturação, por exemplo. Solos consolidados e subconsolidados tendem a desenvolver excesso de pressão de poro quando submetidos a tensões cisalhantes, enquanto sedimentos não consolidados podem se compactar e ocupar menos espaço quando submetidos a forte terremoto (KVALSTAD *et al.*, 2001, SULTAN *et al.*, 2004a). Quando a tensão cisalhante é aplicada a sedimentos saturados de granulometria fina, por exemplo, é

possível que o evento sísmico não gere movimentos de massa e, paradoxalmente, contribua para a consolidação do sedimento, aumentando sua resistência à futuras falhas (DE VORE & SAWYER, 2016). Já as argilas típicas apresentam um comportamento mais plástico, porém o aumento da tensão cisalhante pode levá-la a um estado “remoldável”, causando perda considerável de resistência não drenada (KVALSTAD *et al.*, 2001).

Com relação à sismicidade no Brasil, o catálogo mais recente de sismos reúne dados obtidos a partir da literatura e de medições feitas por estações brasileiras e internacionais, abrangendo o período entre 1720 e 2020 (Figura 2). Apesar de ser uma janela de tempo curta, podendo não ser representativa do comportamento de longo prazo da sismicidade intraplaca (ASSUMPÇÃO *et al.*, 2014), a margem passiva brasileira apresenta um número de registros de sismicidade considerável, especialmente na região sudeste (ASSUMPÇÃO *et al.*, 2014). Regiões mais distantes da costa, como a ERG, entretanto, não apresentam muitos registros. O mais próximo deles, inclusive, localizado no flanco norte da ERG oeste e datado de 1996, não foi confirmado até o momento pelo instituto que originalmente o detectou (*Int'l Seismological Centre, UK*) e, por isso, não deve ser considerado na próxima atualização do catálogo (ASSUMPÇÃO, 2022 – comunicação pessoal). Desta forma, a escassez de dados para regiões de domínio oceânico, incluindo a ERG, e o erro em torno de 100 km na localização dos epicentros em áreas tão distantes (BORGES, 2022 – comunicação pessoal) dificulta qualquer tentativa de estabelecer relações entre sismos registrados e eventos de instabilidade que tenham ocorrido na ERG.

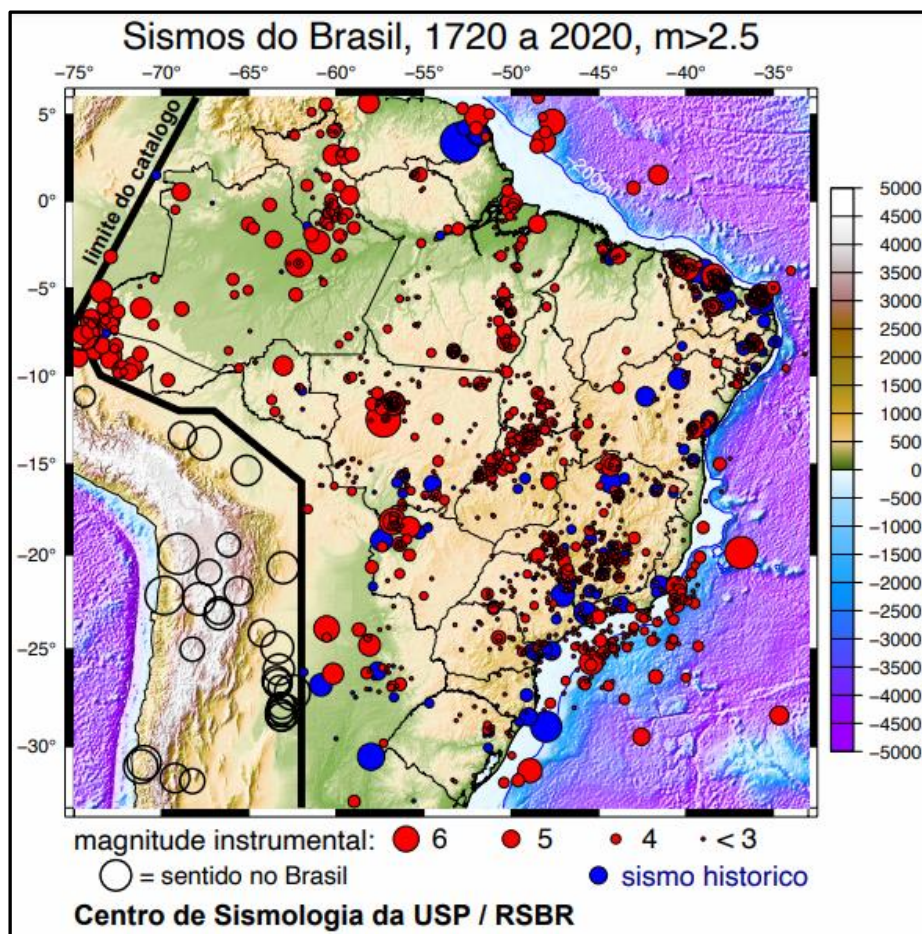


Figura 2: Catálogo de Sismos do Brasil. (Fonte: <http://www.sismo.iag.usp.br/eq/bulletin/>).

Ainda em relação aos fatores naturais de pré-condicionamento e acionamento de eventos de gravidade, os hidratos de gás, citados anteriormente, são compostos sólidos, semelhantes ao gelo, nos quais as ligações entre os hidrogênios das moléculas de água funcionam como grades rígidas, aprisionando moléculas de gases como o metano (ENGLEZOS, 1993, GABITTO & TSOURIS, 2010). Segundo revisão histórica, os hidratos de gás foram documentados pela primeira vez no século XIX, mas o marco para um maior desenvolvimento de pesquisas sobre o assunto ocorreu em 1934, quando hidratos foram detectados em gasodutos, bloqueando a passagem de gás, evidenciando sua importância para a indústria (SLOAN, 1998). A estabilidade dos hidratos de gás é afetada, basicamente, pelo aumento de temperatura e redução da pressão (SULTAN *et al.*, 2004a,

SULTAN *et al.*, 2004b, SEIBOLD & BERGER, 2017). Uma vez que ocorra sua dissociação, o hidrato gera água e gás, levando a uma expansão de seu volume, aumento da pressão de poro, redução do stress efetivo e da resistência do solo à deformação (KVALSTAD *et al.*, 2001, SULTAN *et al.*, 2004b). A magnitude da pressão gerada é influenciada por propriedades do sedimento ao qual o hidrato está associado, em especial a permeabilidade (GROZIC, 2010). O gás gerado pode alterar as propriedades mecânicas dos sedimentos (VANOUDHEUSDEN *et al.*, 2004) e, além de pré-condicionar falhas em pacotes sedimentares, a dissociação de hidratos pode facilitar a propagação de falhas causadas por outros mecanismos, como um terremoto (GROZIC, 2010). A dissociação de hidratos foi citada como uma das possíveis causas para eventos de deslizamento de massa como o de *Tranaedjupet* (CANALS *et al.*, 2004, SULTAN *et al.*, 2004a) ocorrido há cerca de 4 mil anos, no sul do mar da Noruega. Sultan *et al.* (2004a) também apontaram a dissociação de hidratos como um dos possíveis gatilhos para o deslizamento de *Storegga*, um dos maiores eventos em área afetada e volume de sedimento remobilizado no mundo (HAFLIDASON *et al.*, 2004), ocorrido há cerca de 8 mil anos, também no mar da Noruega.

Uma vez acionados, os movimentos de gravidade podem gerar fluxos carregados de sedimentos que são capazes de alcançar grandes distâncias em relação ao seu ponto de origem (TALLING *et al.*, 2007), estando entre os principais agentes responsáveis pelo transporte de sedimentos em direção às bacias oceânicas (MULDER & ALEXANDER, 2001, MASSON *et al.*, 2006, TALLING *et al.*, 2012). Existem diferentes tipos de deslizamentos submarinos e a dificuldade em observar diretamente sua física e hidrodinâmica no momento em que tais eventos ocorrem, além da variedade de ambientes em que os mesmos podem acontecer, talvez tenham contribuído para o fato de que os termos de classificação encontrados na literatura sejam sobrepostos e até mesmo controversos (HUNGR *et al.*, 2001, MULDER & ALEXANDER, 2001,

MARTINEZ *et al.*, 2005, MASSON *et al.*, 2006, MOSCARDELLI & WOOD, 2008, SHANMUGAM, 2015, SHANMUGAM, 2019). A terminologia dos deslizamentos pode se basear em diferentes características. Varnes (1978), de forma geral, utilizou a combinação entre os tipos movimentos e os tipos de materiais para fundamentar sua classificação; Hutchinson (1968, 1988), além do tipo de movimento e de materiais, também utilizou características morfológicas e atentou para os mecanismos de falha e propagação; Cruden & Varnes (1996) fizeram algumas atualizações ao que foi proposto por Varnes (1978), adicionando outros elementos descritivos, como termos relativos ao volume de material deslocado, por exemplo. Além destes, a coerência do material, a velocidade do movimento, o meio em que o movimento ocorre e os mecanismos disparadores são outros exemplos de critérios comumente utilizados para auxiliar a classificação dos movimentos (SHANMUGAM, 2015). Diante destas diversas maneiras de classificação, é preciso definir quais serão os termos adotados ao longo deste trabalho. De acordo com Cruden & Varnes (1996), as classificações desenvolvidas pelos autores John N. Hutchinson (HUTCHINSON, 1968, SKEMPTON & HUTCHINSON, 1969) e David J. Varnes (VARNES, 1978) seriam as mais comumente utilizadas nos trabalhos de língua inglesa. Embora relativamente antigos, o proposto em Varnes (1978) teria embasado, inclusive, o sistema de classificação desenvolvido pelo Grupo de Trabalho da União Internacional de Ciências Geológicas no Inventário Mundial de Deslizamentos (WP/WLI) na década de 90 (CRUDEN & VANDINE, 2013). Apesar da considerável relevância destes trabalhos, a presente pesquisa se guiará pelas nomenclaturas e conceitos presentes em Shanmugam (2019), recente atualização de Shanmugam (2006), em que o autor, embora não tenha proposto uma nova classificação, reuniu os termos e conceitos já apresentados em trabalhos anteriores, inclusive em Varnes (1978), para interpretar processos gravitacionais comuns. Shanmugam (2019) foi veiculado como um capítulo da publicação

Encyclopedia of Ocean Sciences, e, dessa forma, considerou-se mais compatível para guiar os próximos passos da presente pesquisa, uma vez que é voltado para os processos sedimentares que ocorrem em águas profundas, ambiente em que os dados desta pesquisa foram coletados, e sobre o qual o autor possui vasta experiência.

Os processos acionados pela gravidade podem ser divididos em dois grandes tipos: os transportes de massa e os fluxos de sedimentos (SHANMUGAM, 2019). Transporte de massa seria o termo geral empregado para se referir à falha, deslocamento e movimento descendente de sedimentos sob a influência da gravidade, enquanto fluxo de sedimentos é o termo abreviado de fluxo sedimentar gravitacional (SHANMUGAM, 2019), que remete à mistura fluida de sedimento-água.

Os transportes de massa são representados pelos movimentos denominados *slides* e *slumps*. O termo *slide* se refere ao tipo de movimento no qual uma massa coerente de sedimento se move ao longo de uma superfície de deslizamento planar, não apresentando deformação interna (Figura 3) (SHANMUGAM, 2019). Os *slides* são os movimentos translacionais que se dão na superfície de cisalhamento. O termo *slump* também se refere ao movimento de uma massa coerente de sedimentos, entretanto, sobre um plano de deslizamento côncavo, resultando em um movimento rotacional que causa deformação interna (Figura 3) (SHANMUGAM, 2019). Na literatura, há considerável sobreposição e confusão sobre o uso dos termos *slide* e *slump* (MARTINEZ *et al.*, 2005). Como exemplo cita-se Varnes (1978), que não utiliza o termo *slump* e, em seu lugar, usa o nome *slide* rotacional, e Vestal & Lowrie (1982) que consideram *slumps* movimentos nos quais não há perturbação das estruturas internas, ao passo que, nos *slides*, não seria observada a preservação destas estruturas. Vale citar também que os termos *slide* e *slump* são empregados para referir-se tanto ao processo em si quanto aos depósitos que resultam deles (SHANMUGAM, 2019).

Com relação aos fluxos de sedimentos, Shanmugam (2019) cita quatro tipos de movimentos, mas dá ênfase aos dois principais: fluxo de detritos e corrente de turbidez. Diferentemente dos *slides* e *slumps*, cujos volumes são basicamente compostos por sedimentos, a concentração de sedimentos em um fluxo de detritos pode variar entre 25 e 100% por volume enquanto que, em uma corrente de turbidez, essa porcentagem é de 1 a 23% por volume (SHANMUGAM, 2015). Neste contexto, os fluxos de detritos e as correntes de turbidez são diferenciados um do outro a partir da reologia e do estado do fluxo. A reologia dos fluidos seria a relação entre a força de cisalhamento aplicada e a razão entre a variação da tensão de cisalhamento e a variação da deformação resultante de tal cisalhamento (SHANMUGAM, 2019). Um fluxo de detritos é um fluxo de sedimentos com reologia plástica, característica de materiais que apresentam resistência à deformação, ou seja, se deformam linearmente ao cisalhamento aplicado, mas apenas após o mesmo atingir o valor de resistência máxima deste material. Além disso, apresenta estado laminar, aquele em que os movimentos intergranulares predominam sobre os movimentos de superfície de cisalhamento (Figura 3). Embora a maioria dos fluxos de detritos se mova como material incoerente, alguns fluxos plásticos podem ter um comportamento de transição entre movimentos de massa coerentes e fluxos de sedimentos incoerentes (SHANMUGAM, 2019). A corrente de turbidez, por outro lado, é um fluxo de sedimentos com reologia newtoniana, característica de materiais que, assim que submetidos ao cisalhamento, se deformam de maneira linear e proporcional ao mesmo. Além disso, as correntes de turbidez, como sinaliza o próprio nome, apresentam estado turbulento, no qual o sedimento é suportado pela turbulência (Figura 3). Fluxos de detritos plásticos podem tender a se tornar correntes de turbidez newtonianas com o aumento do conteúdo de fluido, no entanto, nem todas as correntes de turbidez evoluem a partir de fluxos de detritos, podendo evoluir diretamente de falhas de sedimentos. Quanto aos depósitos

resultantes destes movimentos, debritos se referem àqueles originados por fluxos de detritos, embora seja mais comum se referir a eles simplesmente como “depósitos de fluxos de detritos”, e turbiditos representam os depósitos provenientes de correntes de turbidez.

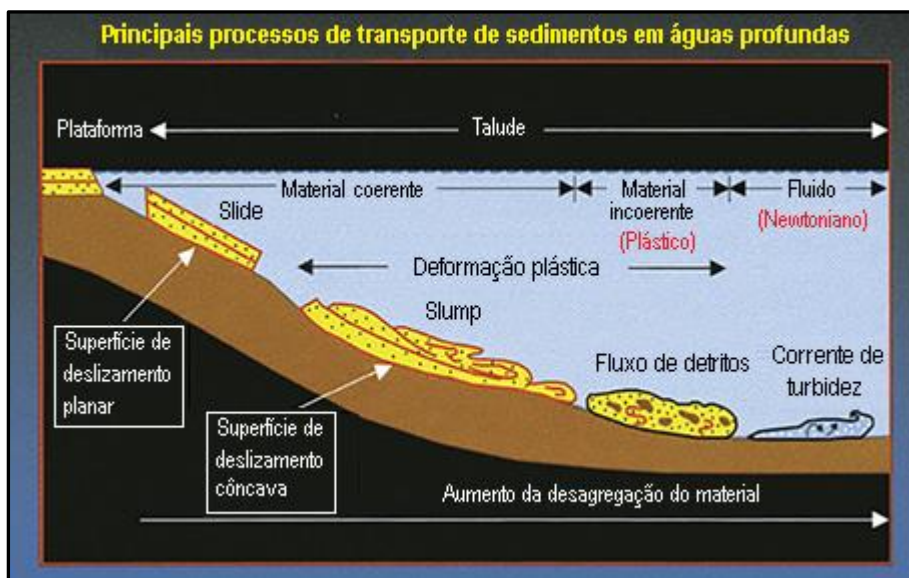


Figura 3: Representação de eventos de gravidade em oceano profundo. Modificado de Shanmugam, 2019.

Conforme mencionado, os movimentos podem se transformar progressivamente de um tipo para outro ao longo de um único evento, o que influencia nas características do depósito sedimentar resultante (MULDER & ALEXANDER, 2001, TALLING *et al.*, 2007, TALLING *et al.*, 2012), que, na maioria das vezes, é o único registro existente de um fluxo de densidade (TALLING *et al.*, 2012). O monitoramento direto destes fluxos é especialmente complexo, seja pela inacessibilidade dos locais aonde ocorrem, imprevisibilidade ou pela possibilidade de danos aos equipamentos que estiverem posicionados em seu trajeto (TALLING *et al.*, 2012). Embora tenha sido possível monitorar fluxos através de ADCPs fundeados (AZPIROZ-ZABALA *et al.*, 2017), muitas vezes o que se consegue investigar é apenas o produto final, o que, segundo Zavala (2020), pode ser uma das principais razões para os problemas de classificação, pois se busca aplicar aos depósitos uma classificação especialmente desenvolvida para os fluxos.

Os produtos dos eventos de movimento gravitacionais são, genericamente, chamados de depósitos de transporte de massa (MTDs) e podem variar consideravelmente em geometria, tamanho e volume, sendo que este último pode variar em, pelo menos, cinco ordens de magnitude (LAMARCHE *et al.*, 2016). De uma maneira geral, os MTDs apresentam estruturas extensionais na região mais proximal, resultante do movimento de material para além de sua zona de origem, e estruturas compressivas na região mais distal, aonde há a diminuição da velocidade do fluxo e aonde o mesmo pode ser confinado (MOUNTJOY & MICALLEF, 2018, FORD & CAMERLENGHI, 2019). A partir destas considerações relacionadas ao movimento de massa, alguns autores fazem uma divisão anatômica dos MTDs em três partes: domínio extensional, domínio translacional e domínio distal e, para cada uma destas partes, existem os indicadores cinemáticos de ocorrência mais provável (BULL *et al.*, 2009, LACKEY *et al.*, 2018, PANPICHITYOTA *et al.*, 2018, FORD & CAMERLENGHI, 2019).

Ao compilar a ocorrência e distribuição destes depósitos em áreas *offshore*, Moscardelli & Wood (2008) reportaram que os mesmos seriam elementos potencialmente importantes de qualquer sequência estratigráfica de oceano profundo. Posamentier & Walker (2006) observaram ainda que, em alguns locais do oceano profundo, os MTDs podem representar mais de 50% de uma seção estratigráfica.

Assim como a superfície basal de um MTD frequentemente apresenta características erosivas (MOSCARDELLI & WOOD, 2008), sugerindo que eles podem modificar as camadas sedimentares pretéritas, os mesmos podem exercer um controle considerável na distribuição de sedimentos que se depositarão futuramente, influenciando na topografia de fundo, mesmo após sua formação (ALVES & CARTWRIGHT, 2010, DYKSTRA *et al.*, 2011, WARD *et al.*, 2018). As modificações que os movimentos de massa submarinos e seus depósitos geram na topografia de

fundo e na distribuição de substratos já foram apontadas, inclusive, como fator positivo importante para o assentamento de organismos específicos no leito marinho (SAVINI *et al.*, 2016).

Os depósitos gerados pelos transportes gravitacionais submarinos podem ser estudados em escalas distintas, seja através de dados com detalhamento em pequena escala, como os provenientes de depósitos antigos já aflorados, por exemplo, ou por meio de dados que oferecem informações em maior escala, como é o caso dos dados sísmicos, por meio dos quais é possível imagear *in situ* depósitos relativamente mais recentes (DYKSTRA *et al.*, 2011, POSAMENTIER & MARTINSEN, 2011, FORD & CAMERLENGHI, 2019). A integração das observações feitas a partir dos dados de pequena e grande escalas contribuíram para a construção de grande parte do conhecimento sobre os processos e produtos relacionados aos transportes de massas (POSAMENTIER & MARTINSEN, 2011).

Com relação aos dados sísmicos, os MTDs são percebidos como fácies de amplitudes distintas quando comparadas às unidades localizadas acima e abaixo (OGIESOBA & HAMMES, 2012), podendo apresentar características estratigráficas específicas, como a superfície basal sulcada, estratificação do tipo *hummocky* no topo e falhas internas de compressão (POSAMENTIER & MARTINSEN, 2011). A característica mais comumente buscada nas linhas sísmicas para a identificação de MTDs, entretanto, são reflexos transparentes e/ou caóticos (FODOR *et al.*, 1977, POSAMENTIER & KOLLA, 2003, MOSCARDELLI *et al.*, 2006, QIN *et al.*, 2015, LACKEY *et al.*, 2018), que sugerem regiões internamente desorganizadas, ou seja, pobremente estratificadas. O aspecto interno caótico ou transparente de uma fácies sísmica pode ser visto como indicativo de que o depósito é proveniente de evento de fluxo de detritos (MOSCARDELLI & WOOD, 2015, SILVA *et al.*, 2016, WARD *et al.*, 2018), assim como de *slumps*, cujos depósitos geralmente apresentam organização interna com considerável

descontinuidade (*hummocky*) (MARTINEZ *et al.*, 2005). A observação apenas de atributos internos dos depósitos, portanto, não seria suficiente para inferir o processo gravitacional que deu origem aos mesmos. As características da área de origem, as dimensões e a geometria dos depósitos, também seriam importantes para a investigação do contexto e das causas dos eventos gravitacionais (MOSCARDELLI & WOOD, 2008).

Apesar do aspecto transparente e/ou caótico ser uma característica comumente utilizada para a identificação de MTDs, os mesmos podem apresentar regiões moderadamente deformadas ou mesmo não deformadas, com parte da estratigrafia original preservada (MOSCARDELLI *et al.*, 2006, BULL *et al.*, 2009, GAMBOA *et al.*, 2010). Os chamados blocos deslocados, identificados por alguns autores, foram descritos como unidades dentro de MTDs que exibem continuidade sísmica e cujos reflexos têm alta amplitude, sugerindo uma composição por material mais consolidado em relação àquele presente em seu entorno (MOSCARDELLI *et al.*, 2006, BULL *et al.*, 2009). Segundo Martinez *et al.* (2005), seriam como “ilhas” de material não perturbado em meio aos sedimentos deformados pelo transporte. O transporte destes blocos durante o movimento de massa pode gerar uma ação erosiva na base do fluxo, resultando em sulcos, cujo aspecto se assemelha ao de canais lineares, podendo apresentar graus de desenvolvimento variados, a depender de fatores como a composição do material e o tamanho do bloco, por exemplo (POSAMENTIER & KOLLA, 2003, POSAMENTIER & MARTINSEN, 2011). Por serem estreitos, a identificação destes sulcos em seções sísmicas pode ser difícil, porém os mesmos são elementos úteis para indicar a direção do transporte ocorrido (BULL *et al.*, 2009).

A investigação de MTDs a partir de dados sísmicos é uma tarefa complexa e, após identificá-los, geralmente, os autores buscam descrever sua geomorfologia, organização interna e indicadores cinemáticos encontrados (LE BOUTEILLER *et al.*, 2019), fazendo inferências a partir

destas informações. Para além dessa abordagem, alguns trabalhos mais recentes propõem também formas de automação da identificação e interpretação de MTDs a partir de dados sísmicos ou mesmo métodos para diminuir a subjetividade da interpretação sísmica (LE BOUTEILLER *et al.*, 2019, KUMAR & SAIN, 2020).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Área de estudo

Os dados utilizados neste trabalho foram coletados em janeiro de 2019, durante campanha a bordo do Navio de Pesquisa Hidroceanográfico (NPqHo) Vital de Oliveira, da Marinha do Brasil (Figura 4). A campanha se estendeu de 08 a 30 de janeiro de 2019, com o objetivo de adquirir dados de batimetria multifeixe e sísmica para subsidiar a solicitação de expansão do mar territorial brasileiro junto à Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM). A Figura 5 apresenta o posicionamento das linhas de navegação nas quais foi feita a aquisição dos dados utilizados neste trabalho, que totalizaram cerca de 3800 km de extensão.



Figura 4 : NPqHo Vital de Oliveira. *Fonte: Marinha do Brasil (marinha.mil.br).*

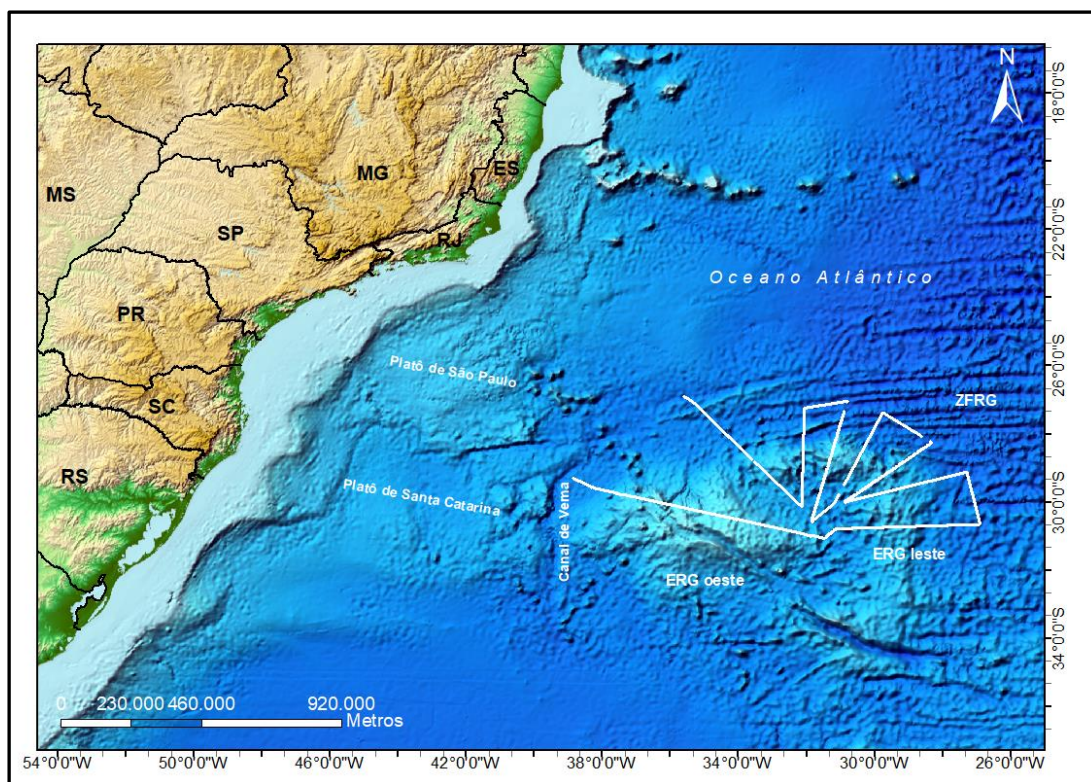


Figura 5 : Linhas de navegação nas quais os dados utilizados neste trabalho foram coletados (em branco).

4.2 Equipamentos e softwares

A aquisição de dados sísmicos foi realizada a partir de um perfilador de sub-fundo (*sub-bottom profiler*) SBP 120, da *Kongsberg*. A sísmica de alta resolução, que visa a exploração das primeiras camadas de sedimentos abaixo do fundo do mar, é uma ferramenta constantemente empregada na investigação dos processos sedimentares em ambientes diversos, permitindo uma resolução submétrica dos refletores de sub-fundo devido à utilização de frequências elevadas (DAMUTH, 1975, GAULLIER & BELLAICHE, 1998, LONCKE *et al.*, 2002, CATANZARO *et al.*, 2004, SILVA *et al.*, 2014). Os dados gerados por este tipo de método resultam da interação do sinal acústico emitido com o fundo oceânico e as camadas subsequentes que, devido às diferentes impedâncias, podem ser determinadas através da medição direta do tempo de chegada do sinal que é refletido de volta ao equipamento (AYRES-NETO, 2000, MOREIRA, 2016, SALEH & RABAH,

2016). Os registros de SBP, que são basicamente imagens do fundo oceânico e das primeiras camadas subsequentes, permitem não só a identificação de deslizamentos submarinos, como a presença de falhamentos e a ocorrência de acumulações rasas de gás biogênico, por exemplo (AYRES-NETO, 2000). Neste trabalho, a frequência empregada pela fonte ao longo da aquisição foi de 4,0 kHz, as profundidades relativas aos refletores sísmicos foram medidas assumindo a velocidade de propagação do som igual a 1500 m/s, na água e nos sedimentos, e o *software* utilizado foi o Topas MMI 3.1. Simultaneamente aos dados sísmicos, foi realizada a aquisição de dados batimétricos através de um ecobatímetro multifeixe EM 122, da *Kongsberg Maritime*, com o auxílio do *software Seafloor Information System (SIS)*. Ressalta-se que todo levantamento foi posicionado utilizando um sistema DGPS e a velocidade da embarcação durante a aquisição dos dados foi, em média, igual a 6 nós. Os dados sísmicos foram adquiridos em formato SEG-Y e, dentre as 801 linhas sísmicas obtidas durante a navegação, 663 foram selecionadas para representar a região da ERG neste trabalho.

A visualização posterior das linhas sísmicas foi feita através do modo *replay* do Topas MMI 3.1, mesmo *software* utilizado durante a aquisição. Ressalta-se que as mesmas foram interpretadas a partir de sua forma bruta, ou seja, não passaram por processamento, uma vez que, normalmente, já possuem alta resolução em seu formato original.

Os dados de batimetria, por sua vez, já haviam sido previamente processados através do *software Caris Hips & Sips*, versão 10.4.

A partir das linhas sísmicas e seus respectivos dados batimétricos, buscou-se observar os tipos de estruturas e processos que ocorrem na região da ERG. Alguns exemplos dos cenários julgados mais interessantes foram escolhidos para serem apresentados e discutidos neste trabalho.

5. RESULTADOS

No processo de análise dos dados sísmicos e batimétricos identificou-se a ocorrência de diversos cenários, sendo que alguns deles foram observados com mais frequência e em locais distintos da ERG. A seguir, exemplos de alguns deles serão apresentados, juntamente com seus respectivos dados sísmicos, batimétricos e o detalhamento de suas localizações em relação à rota de navegação geral (Figura 5).

Nas linhas 228-229 (Figura 6a), verificou-se que os dados sísmicos do trecho mais à nordeste apresentam refletores aparentemente não perturbados, dispostos de forma plano-paralela, e que há um súbito truncamento dos mesmos, assinalado na Figura 6b, a partir do qual a morfologia do assoalho oceânico se torna consideravelmente distinta, parecendo não dar continuidade ao trecho anterior. Além disso, os refletores do trecho à sudoeste já não aparecem tão bem definidos, não se conectando aos vistos no restante da linha. Ao consultar a batimetria do local, é possível identificar a região em que a morfologia do fundo se diferencia, sendo que a feição se assemelha a uma cicatriz de um deslizamento de material (Figura 6c).

No caso da linha 253, logo nas primeiras camadas deposicionais, há um pacote sem reflexões internas acima de outras sequências em disposição plano-paralela (Figura 7b), aparentemente não perturbadas. A linha em questão se estende em uma região de, aproximadamente, 4030 m de profundidade e está localizada entre regiões relativamente mais rasas, como pode ser melhor verificado através da batimetria (Figura 7c).

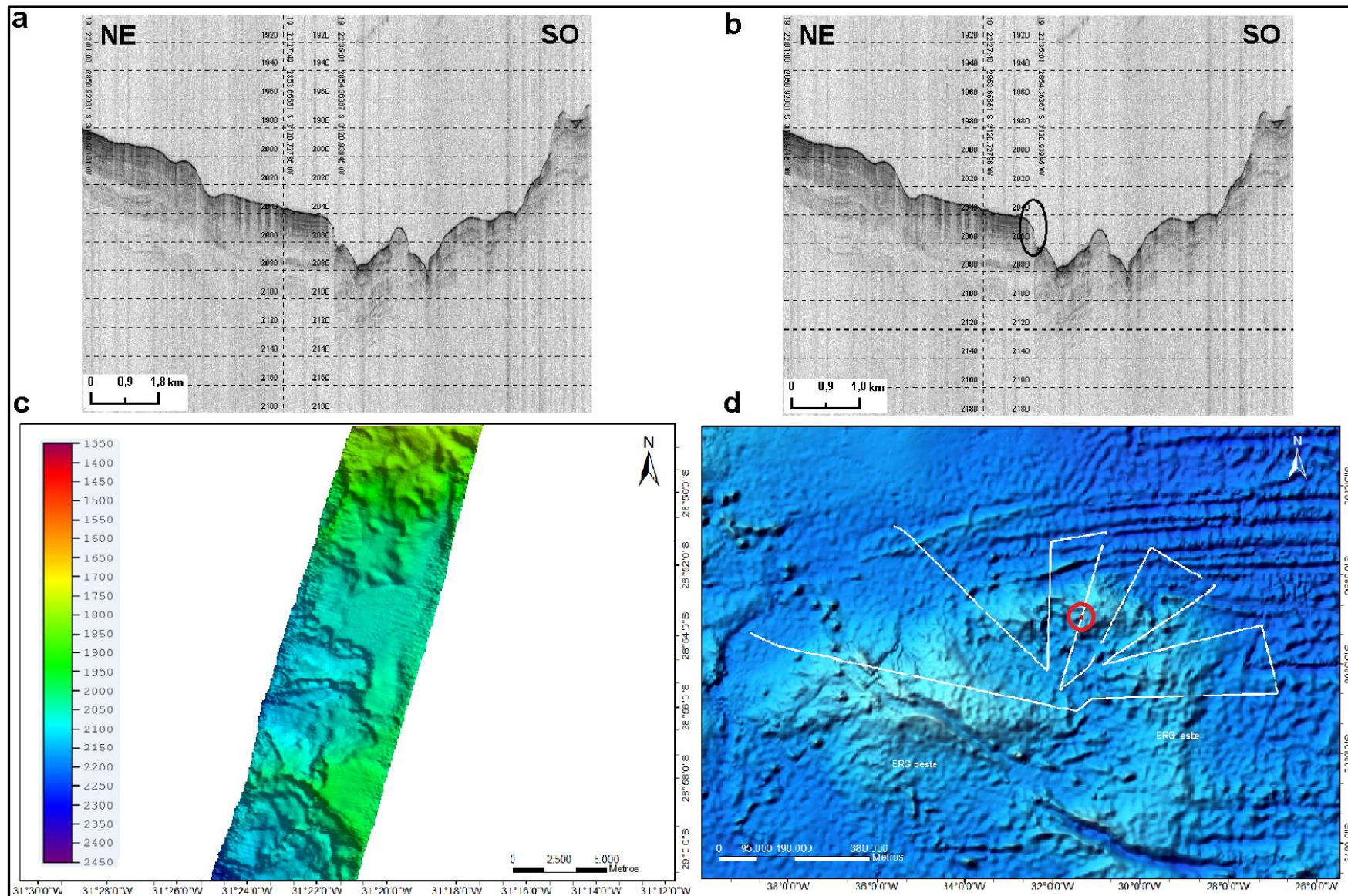


Figura 6: Linhas 228 e 229 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização das linhas (em vermelho) na rota de navegação.

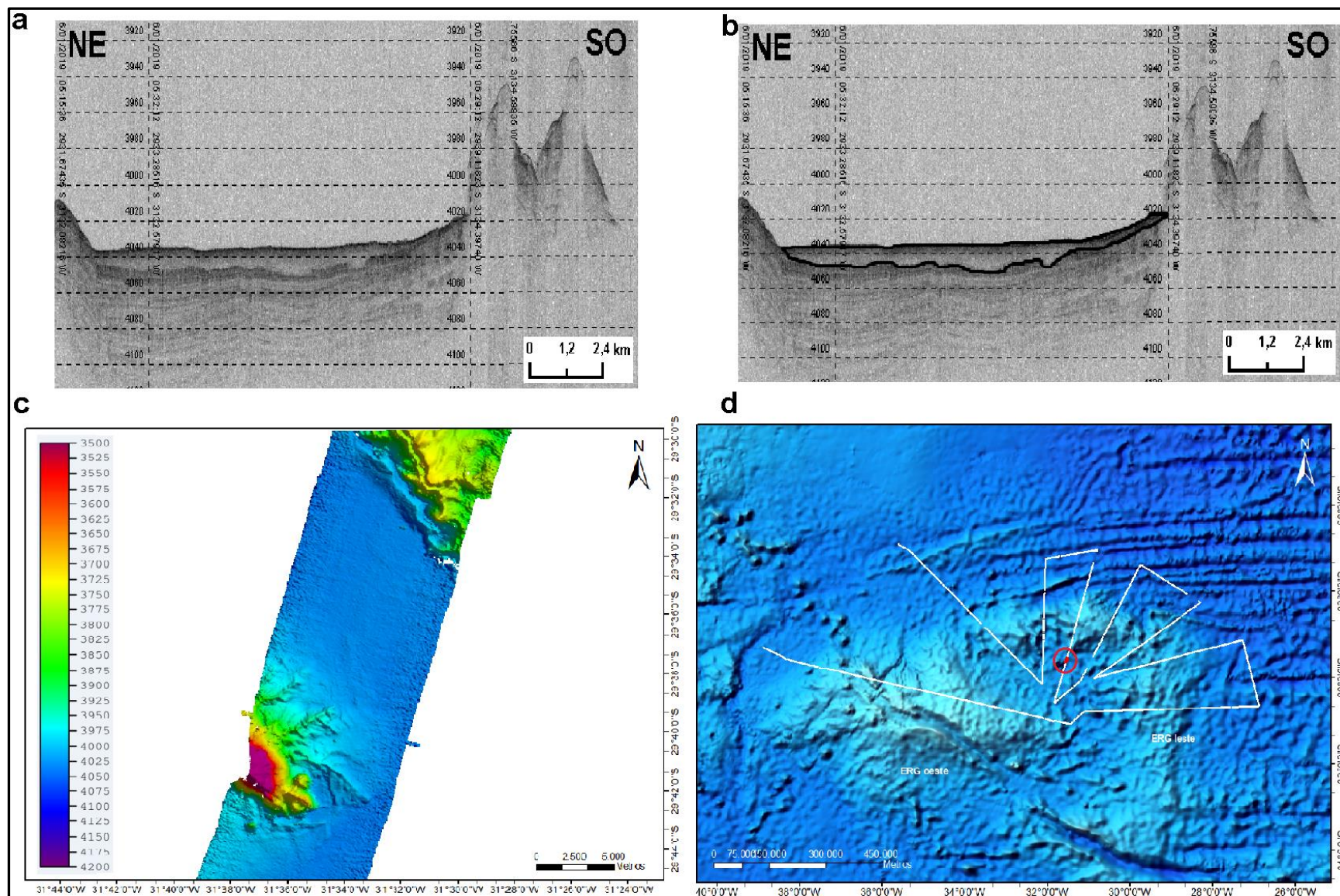


Figura 7: Linha 253 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.

Nas linhas 469-471 verifica-se um trecho aonde o assoalho oceânico apresenta inclinação de cerca de 1:100, cujas profundidades variam entre 4570 e 4840 m, aproximadamente, e onde os refletores das camadas sedimentares não estão bem definidos, caracterizando uma reflexão caótica e, em alguns pontos, até mesmo transparente (Figura 8b). Na porção de menor inclinação do assoalho, entretanto, é possível observar melhor os refletores das camadas sedimentares sendo que, até o trecho mais distal da linha, os pacotes têm uma aparência enrugada, resultado de falhamento inverso. Através da batimetria, percebe-se que, no final da linha, há uma estrutura com direção aproximada de SO-NE, que parece ser uma barreira física para os sedimentos (Figura 8c).

A linha 86 está em uma região de cerca de 4000 m de profundidade, predominantemente plana, embora o assoalho oceânico apresente uma morfologia irregular na parte central da linha (Figura 9b e Figura 9c). A batimetria local não apresenta grandes variações e, de forma geral, os refletores de sub-fundo estão bem marcados, entretanto, nota-se que há algumas regiões nas camadas sedimentares mais profundas onde a reflexão é transparente. Além disso, nota-se que os refletores dos pacotes sedimentares localizados acima de algumas das regiões transparentes parecem apresentar “desníveis” (Figura 9b).

A linha 256 também se situa em uma região cujo assoalho, de forma geral, não apresenta grandes variações morfológicas ou de profundidade, como se verifica na batimetria, estando em torno dos 4000 m (Figura 10c). De forma similar à linha 86, os dados sísmicos da linha 256 revelam sedimentação recente plano-paralela e, em algumas regiões mais profundas do pacote sedimentar, pacotes com reflexão caótica/transparente eventualmente sobrepostos, sendo alguns destes trechos mais extensos que outros (Figura 10b).

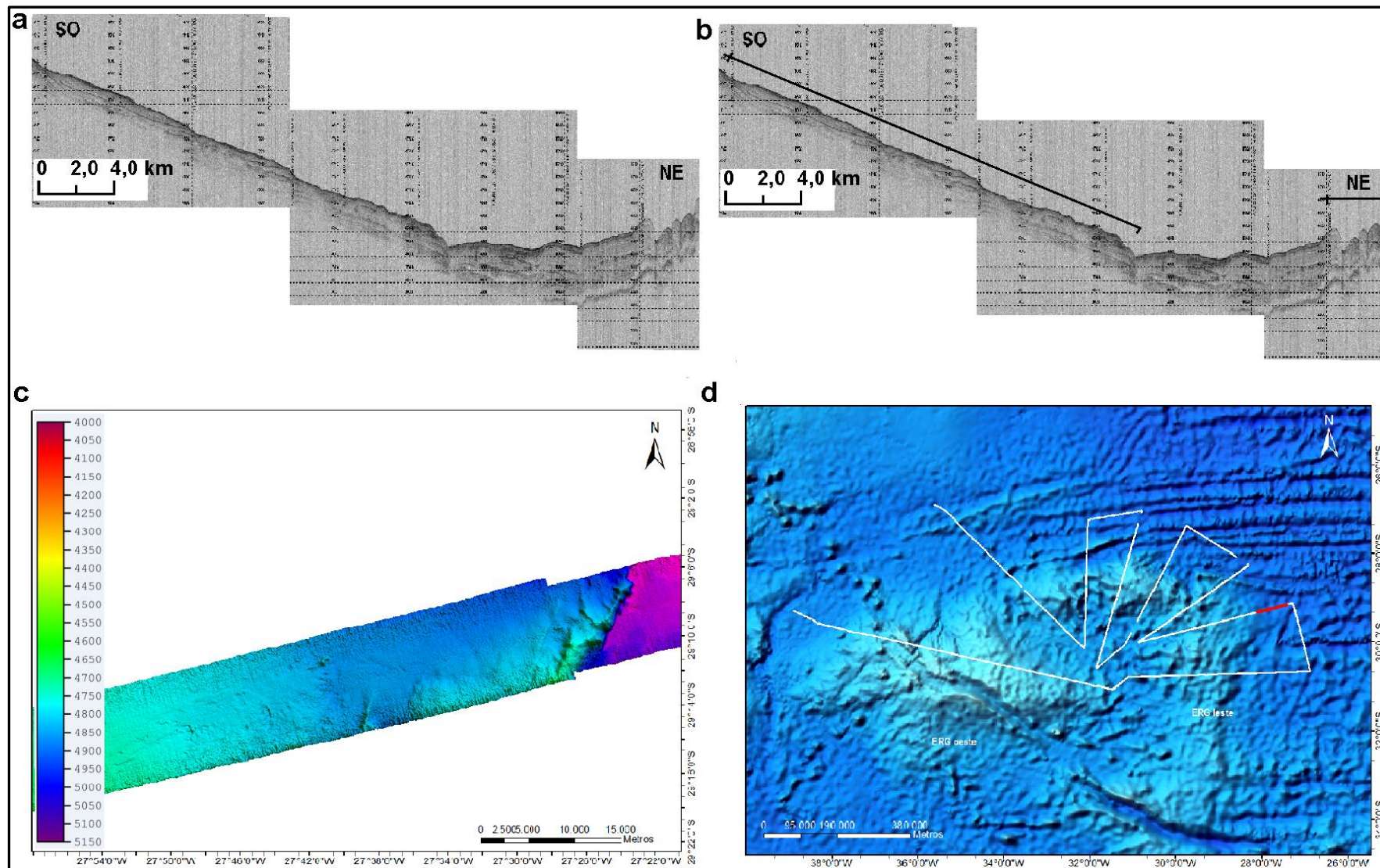


Figura 8 Linhas 469-471 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.

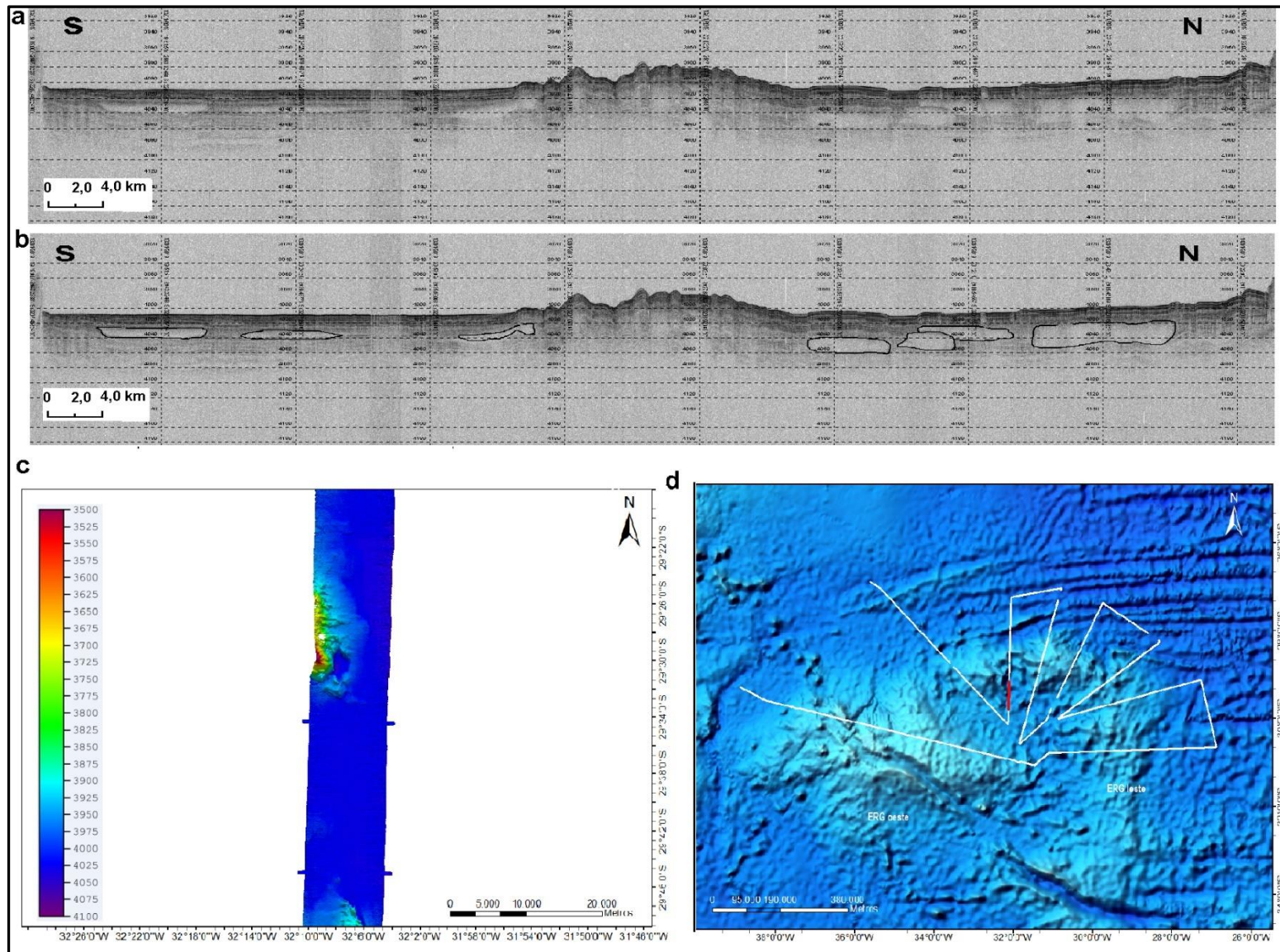


Figura 9: Linha 86 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.

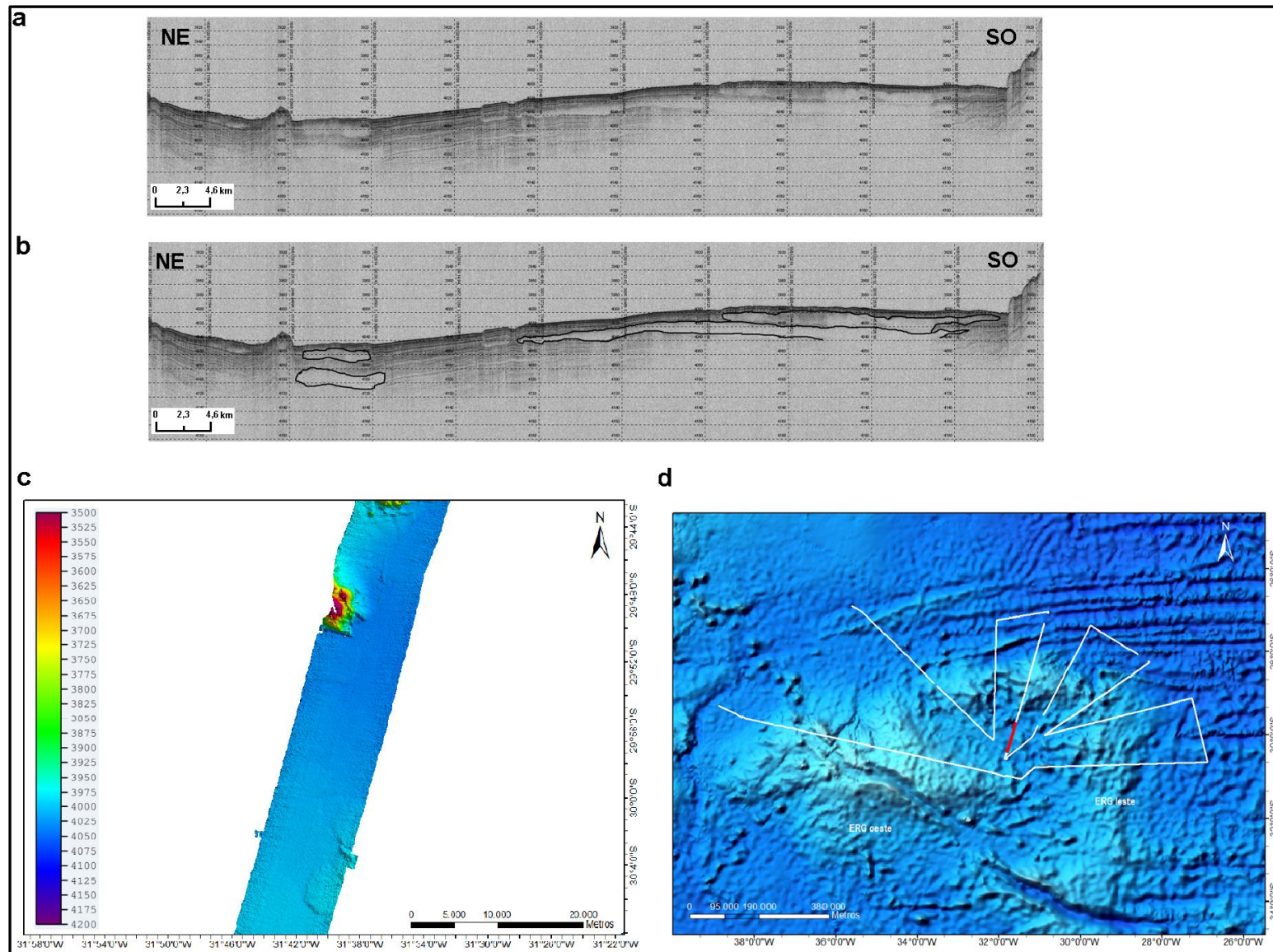


Figura 10: Linha 256 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.

A linha 70, situada em uma região de aproximadamente 2900 m de profundidade, apresenta refletores internos bem definidos e em disposição aproximadamente paralela em seu trecho inicial (Figura 11b). Ainda neste trecho inicial, se observa a presença de sulcos no assoalho oceânico, que parecem se relacionar com as camadas sedimentares subsequentes. Tais sulcos são notados não apenas através dos dados sísmicos, mas também da batimetria (Figura 11c). Seguindo para sudeste, há uma mudança na morfologia do fundo, que já não parece dar continuidade ao trecho anterior, e os refletores internos também se tornam mais caóticos e pouco definidos (Figura 11b). A batimetria deste trecho mostra uma maior irregularidade do assoalho oceânico, e, assim como mencionado para a linha 229, observam-se cicatrizes que sugerem a ocorrência de falhamento recente.

As linhas 454-455 apresentam características similares às descritas para o primeiro trecho da linha 70. A profundidade local varia em torno de 2600 m e os refletores internos são bem definidos e dispostos paralelamente (Figura 12b). Além disso, o assoalho oceânico também é marcado por sulcos, visíveis na sísmica e na batimetria, que parecem estar relacionados com um suave deslocamento das camadas sedimentares abaixo (Figura 12c).

Durante a análise dos dados foram identificados também alguns trechos do fundo oceânico que apresentam desníveis consideráveis, como é o caso das linhas 154-155 e 300. As linhas 154-155 apresenta um desnível de mais de 100 m, como pode ser verificado na Figura 13b. Com relação às camadas sedimentares, a primeira camada da linha 154 tem reflexão interna caótica, enquanto as camadas subsequentes apresentam refletores bem definidos que aparentam estar dispostos em conformidade com o relevo, sendo que, na região mais próxima ao acentuado declive, tais refletores se tornam menos visíveis (Figura 13b). Já na linha 155, as camadas sedimentares não são muito bem definidas, apresentando estruturas internas de reflexão caótica, de modo geral, e com morfologia irregular, apresentando também algumas hipérboles na porção mais à norte. As linhas

em questão estão localizadas na zona de fratura do Rio Grande (ZFRG), região onde foram encontradas as maiores profundidades do presente trabalho, ultrapassando os 5000 m (Figura 13c).

A linha 300 está em uma região relativamente mais rasa, com profundidades variando em torno de 2000 m. O desnível identificado nesta linha é um pouco menor em relação ao observado nas linhas 154-155, apresentando cerca de 80 m (Figura 14b). Através dos dados sísmicos da região, percebe-se que o relevo de fundo tem aspecto ondulado, e esta morfologia irregular também pode ser percebida através dos dados batimétricos (Figura 14c). Os refletores internos observados são, de maneira geral, bem definidos e parecem acompanhar as ondulações do relevo de fundo (Figura 14b). A composição dos refletores da porção à sudoeste da declividade é similar à encontrada na porção à nordeste.

As linhas 351-352 se localizam na ZFRG, a uma profundidade de 5500 m, e estão situadas entre duas regiões relativamente mais rasas. A morfologia do fundo apresenta um trecho mais elevado, no qual há refletores bem definidos que parecem intercalados com camadas mais caóticas, e outro trecho cuja superfície remete a um formato côncavo (Figura 15b).

As linhas 641-643, por sua vez, estão localizadas próximas ao centro da ERG oeste e, portanto, em uma região mais rasa, que varia entre 1150 e 1400 m de profundidade, aproximadamente. Tais linhas apresentam refletores bem definidos e com disposição plano-paralela ao longo de, praticamente, toda extensão (Figura 16b). O assoalho oceânico apresenta sulcos que podem ser percebidos nos dados sísmicos e batimétricos, assim como os descritos para as linhas 70 e 454-455 (Figura 16c).

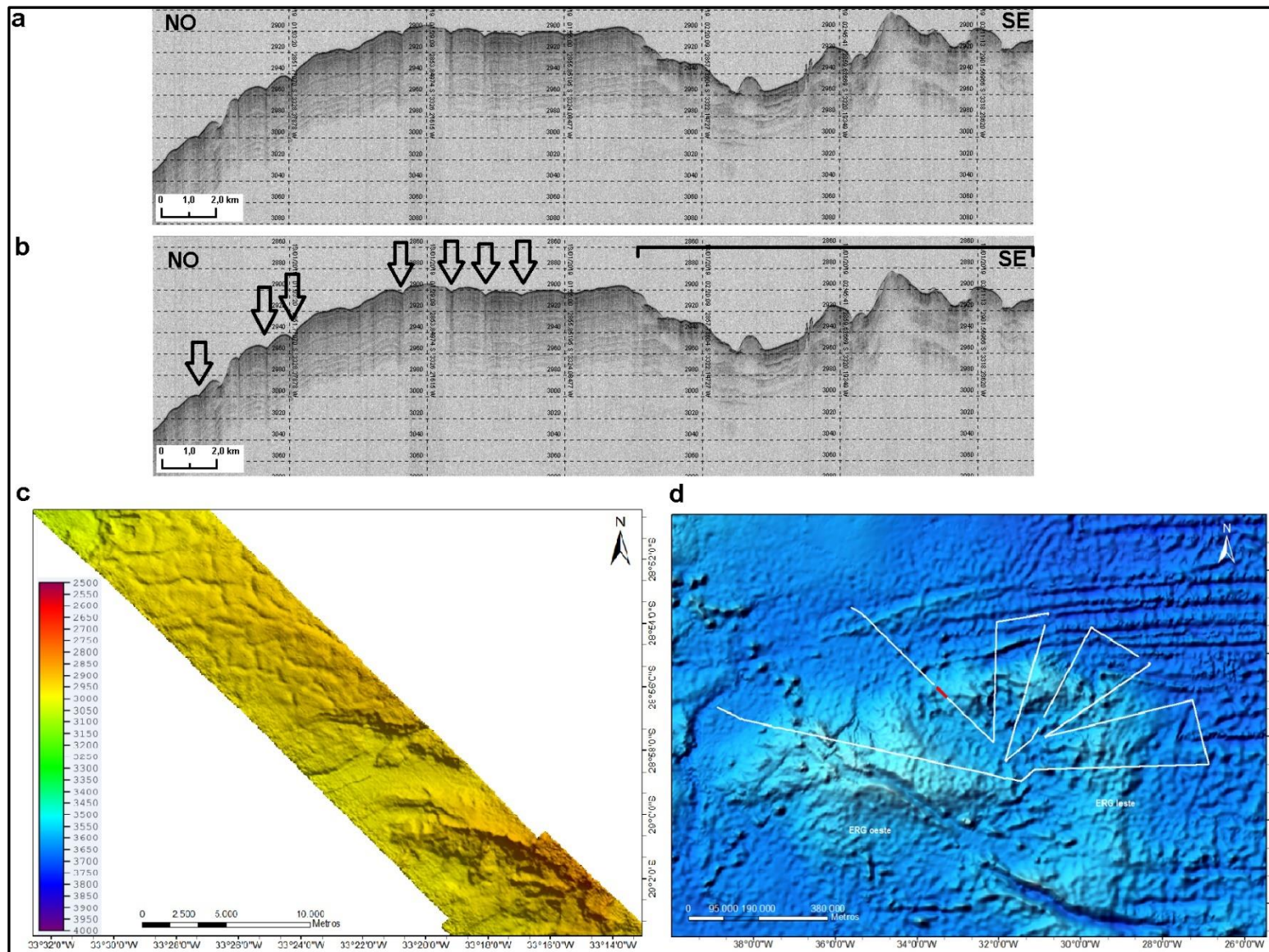


Figura 11: Linha 70 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.

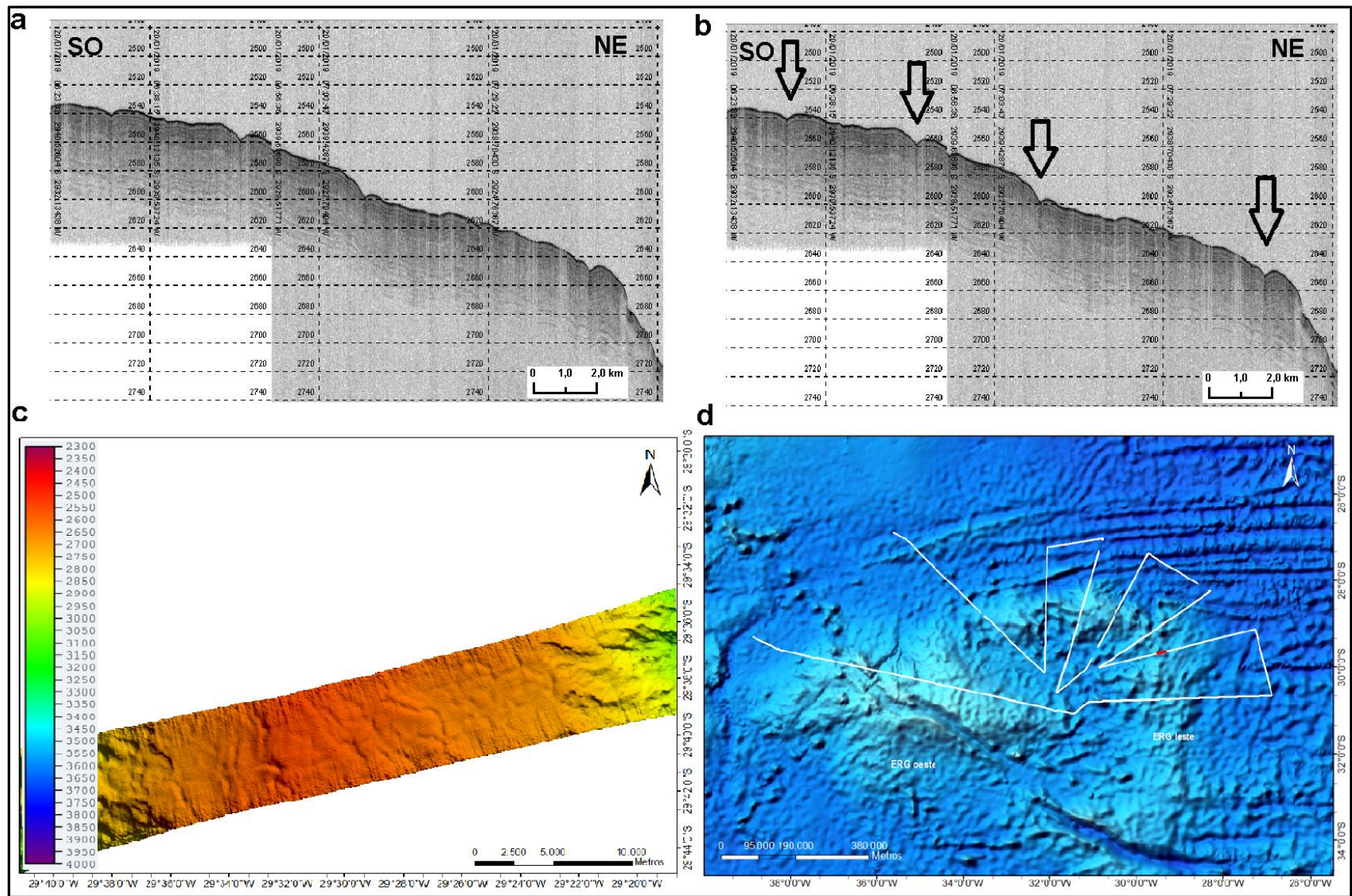


Figura 12: Linhas 454-455 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.

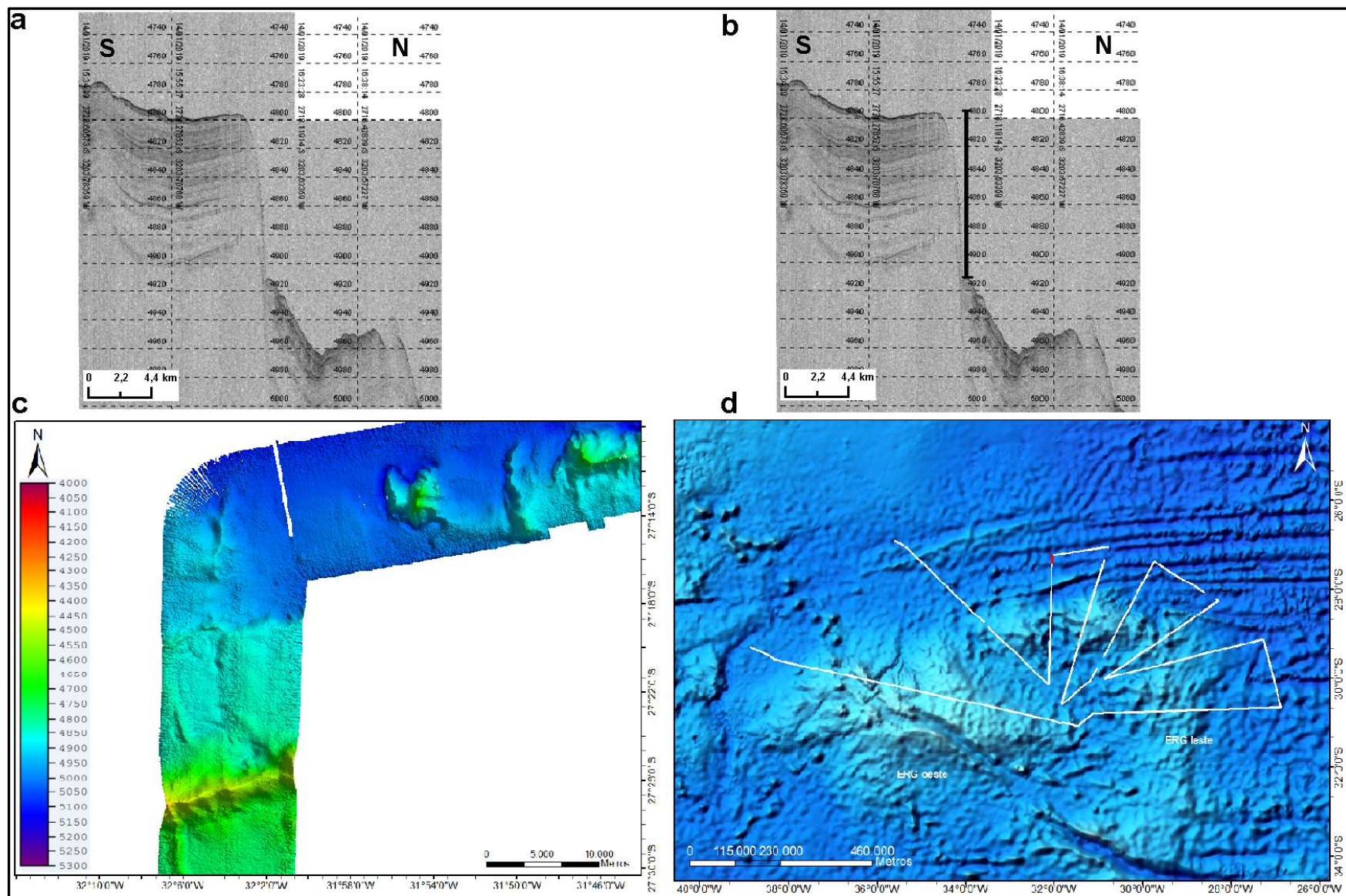


Figura 13: Linhas 154-155 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.

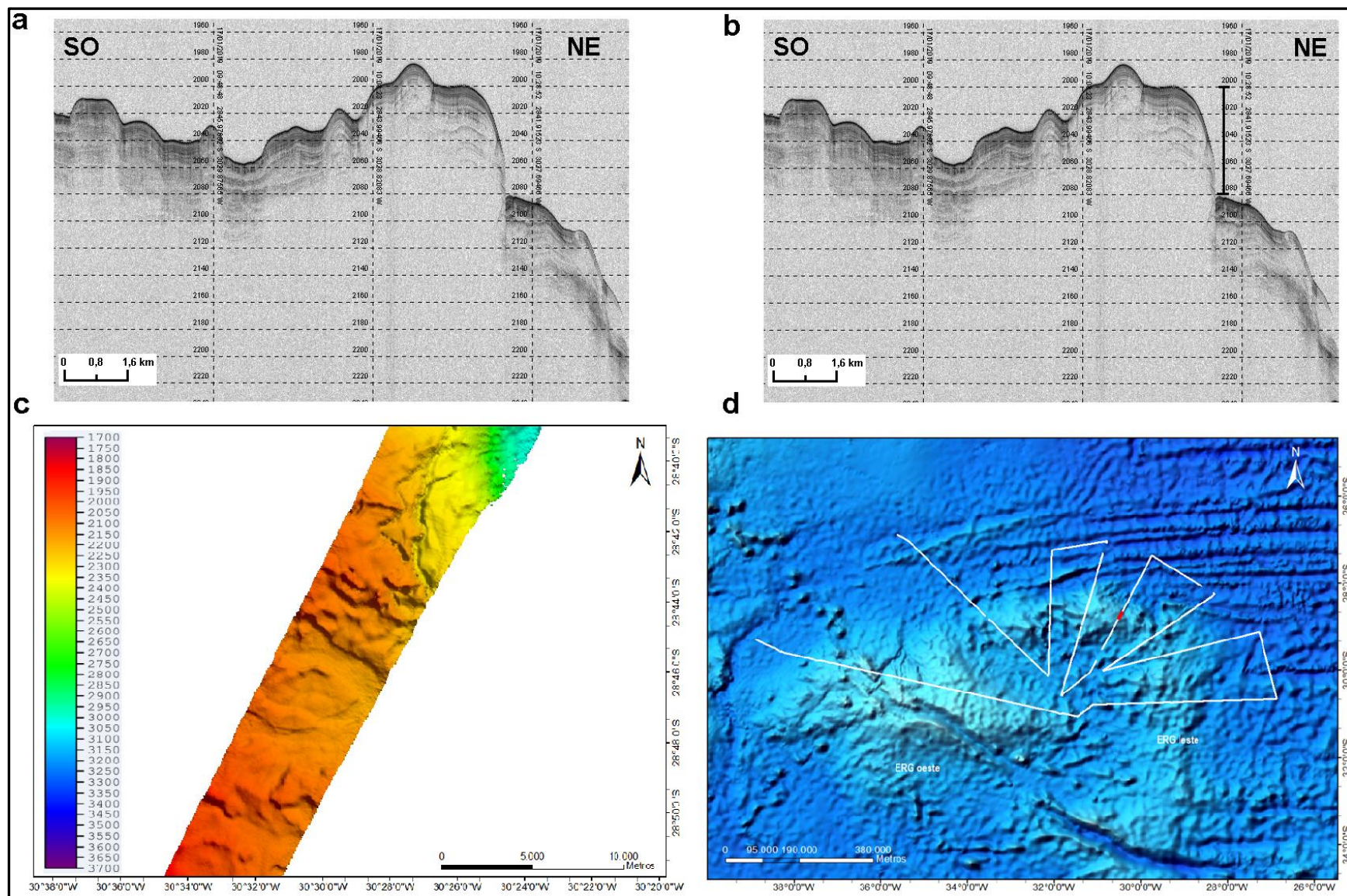


Figura 14: Linha 300 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.

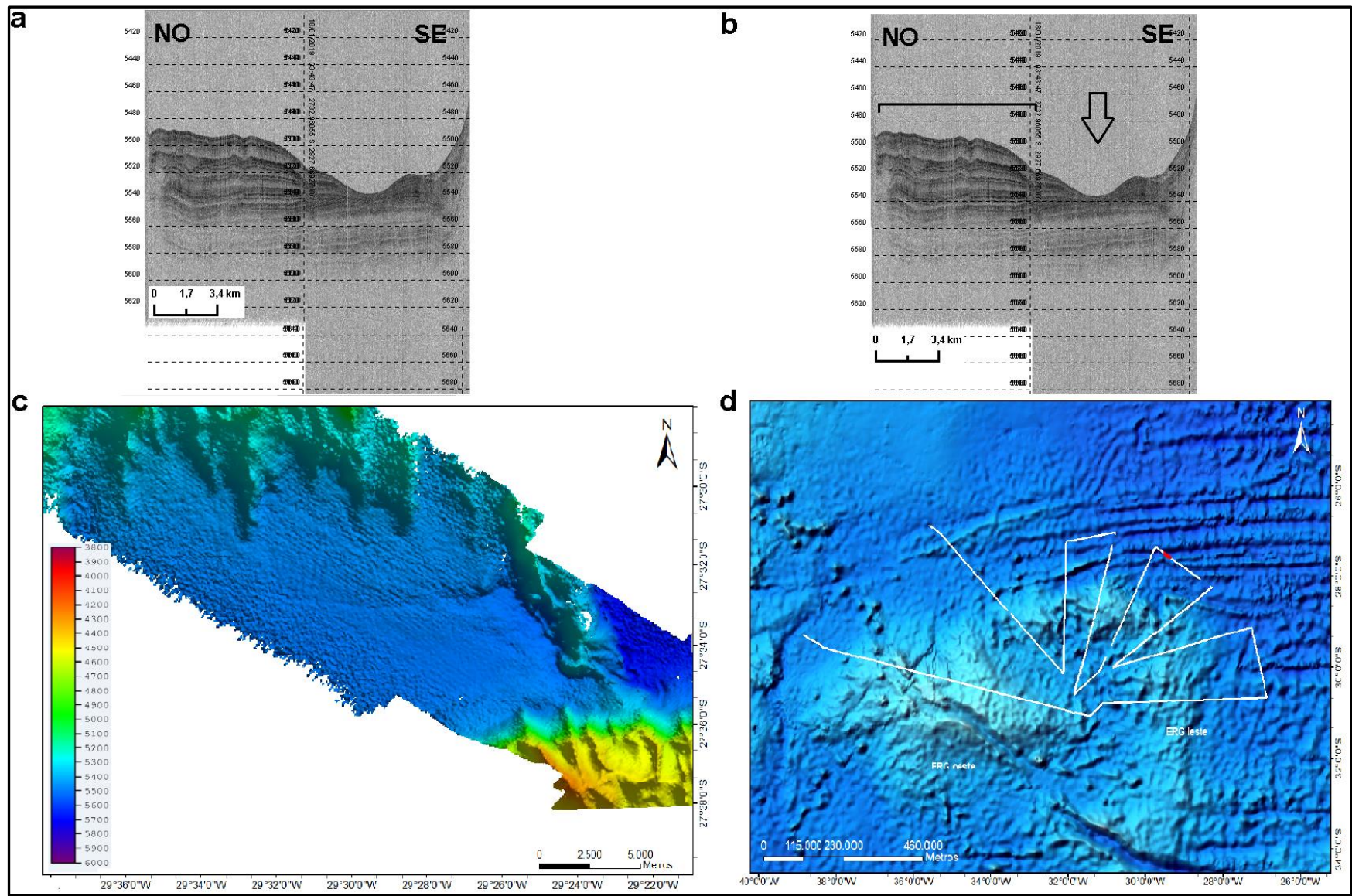


Figura 15: Linhas 351-352 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.

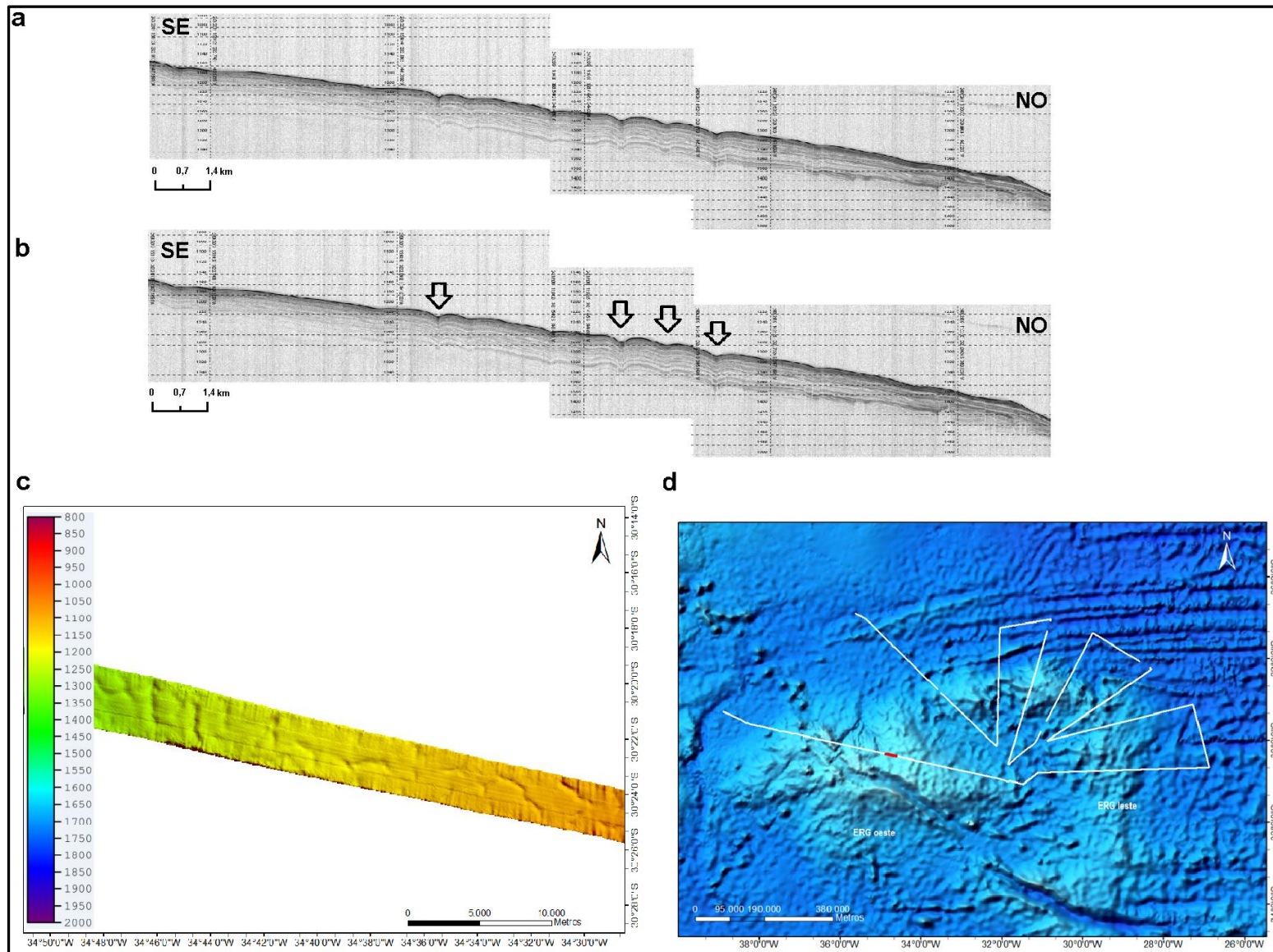


Figura 16: Linhas 641-643 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.

Situadas à leste da ERG leste, as linhas 382-384 estão a cerca de 5000 m de profundidade e apresentam, de modo geral, refletores bem definidos com disposição plano-paralela (Figura 17b). Através dos dados sísmicos notou-se também a presença de um alto batimétrico de reflexão acústica transparente, que divide a deposição sedimentar em duas partes. O pacote sedimentar mais à sudoeste de tal estrutura parece ser composto pelos mesmos refletores do pacote à nordeste, com a exceção da camada mais superficial e recente (Figura 17b). Observando o assoalho oceânico da região através da batimetria, tem-se a impressão de ser uma área plana ou pouco irregular, mas que é atravessada por uma proeminência linear com direção aproximada de sudeste-noroeste (Figura 17c).

O assoalho oceânico observado entre as linhas 530-539, situadas à leste da ERG leste, apresentou considerável irregularidade, com variações de profundidades que podem atingir até 200 m, aproximadamente (Figura 18b). Nas regiões menos acidentadas, há refletores bem definidos e dispostos de maneira plano-paralela, sendo que, em uma destas regiões foi percebida a presença de uma estrutura acusticamente transparente (Figura 18b). Estes trechos de sedimentação aparentemente não perturbada estão intercalados altos batimétricos, cujos dados sísmicos são menos “visíveis”, principalmente no caso daqueles que apresentam variações mais bruscas de profundidade. A partir dos dados de batimetria foi possível observar que se tratam de diversas estruturas alinhadas no sentido norte-sul e, de fato, mais rasas em relação ao entorno (Figura 18c).

Já na linha 701, situada à oeste da ERG oeste, o assoalho oceânico não apresentou grandes variações de profundidades, mas se mostrou bastante irregular, com uma morfologia que remete a um aspecto de ondas, especialmente em seu trecho mais à noroeste (Figura 19b). As profundidades nesta região ultrapassam os 4000 m e os refletores se mostram bem definidos, podendo ser identificados até pouco mais de 60 m abaixo do fundo marinho em alguns locais, e acompanham a

morfologia ondulada do assoalho (Figura 19c). Na região próxima ao centro da linha observa-se pacotes deposicionais menos ondulados, em disposição mais próxima à plano-paralela e, à sudeste, nota-se a presença de algumas estruturas hiperbólicas de aspecto interno caótico/transparente que podem ser observadas desde o trecho inicial da mesma. Segundo o que pode ser observado na batimetria, algumas destas estruturas corresponderiam a feições lineares e pouco proeminentes no assoalho oceânico, de direção nordeste-sudoeste, em sua maioria, que estariam atravessando a linha 701 (Figura 19c).

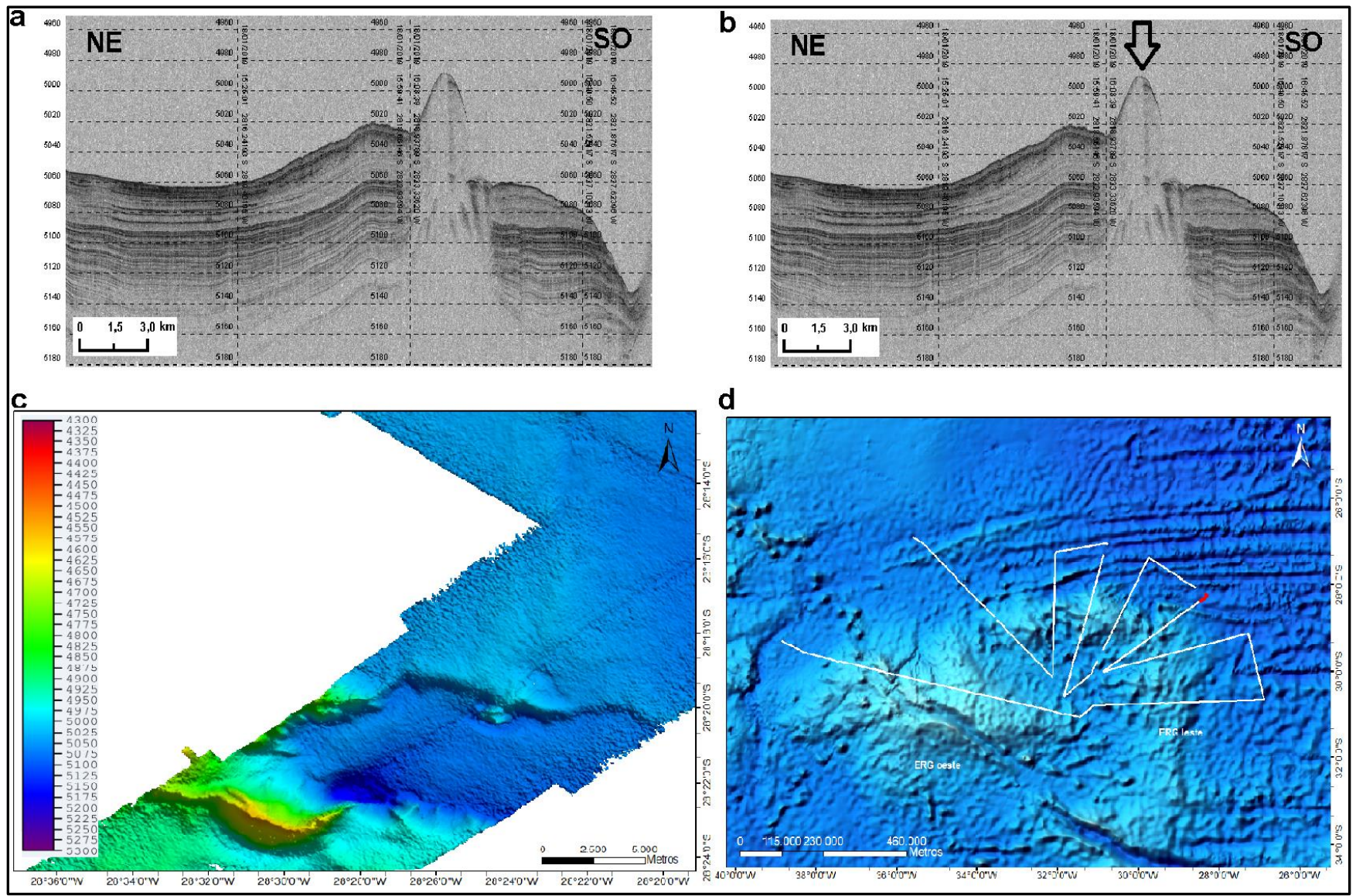


Figura 17: Linhas 382-384 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.

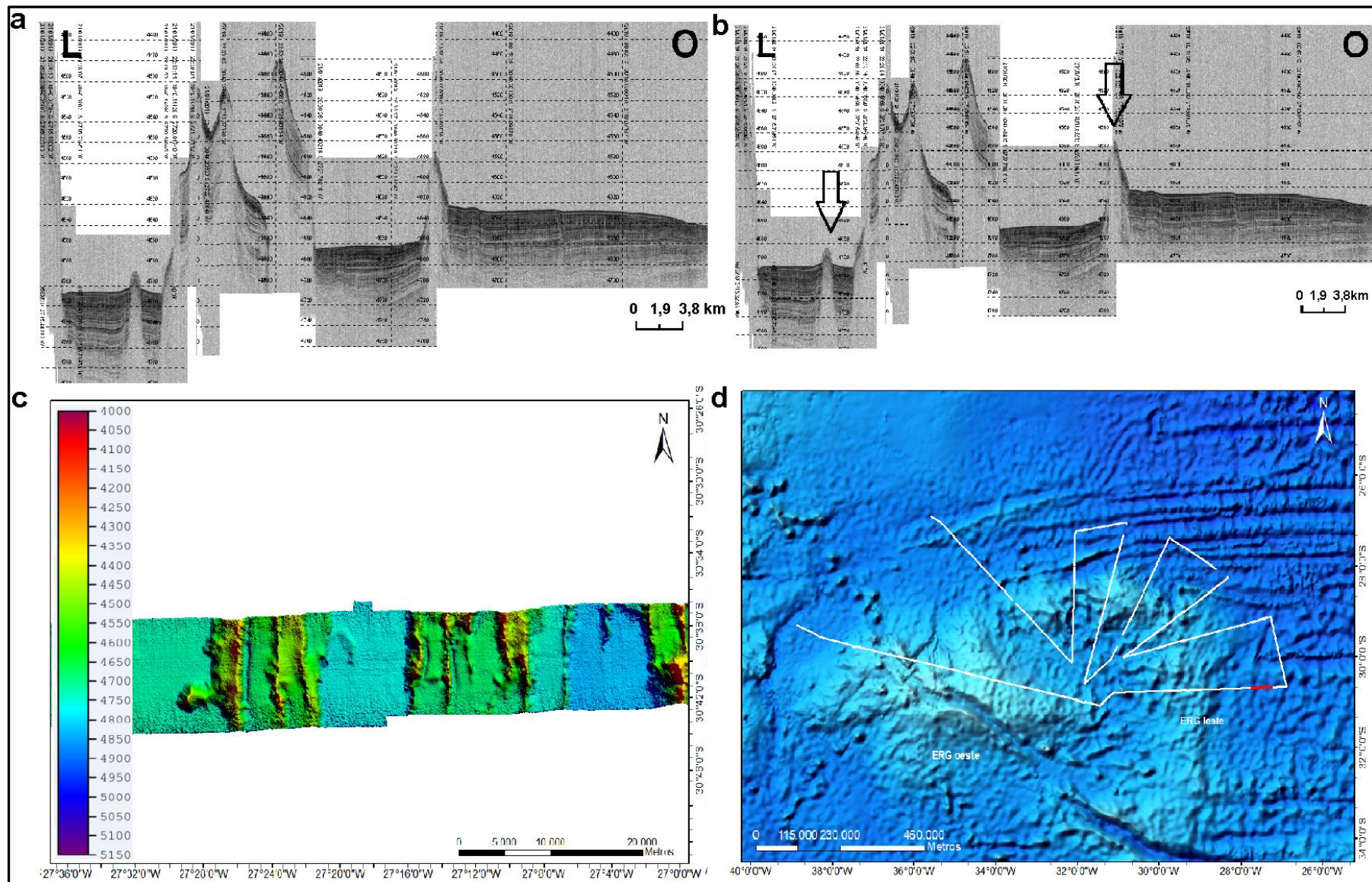


Figura 18: Linhas 530-539 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.

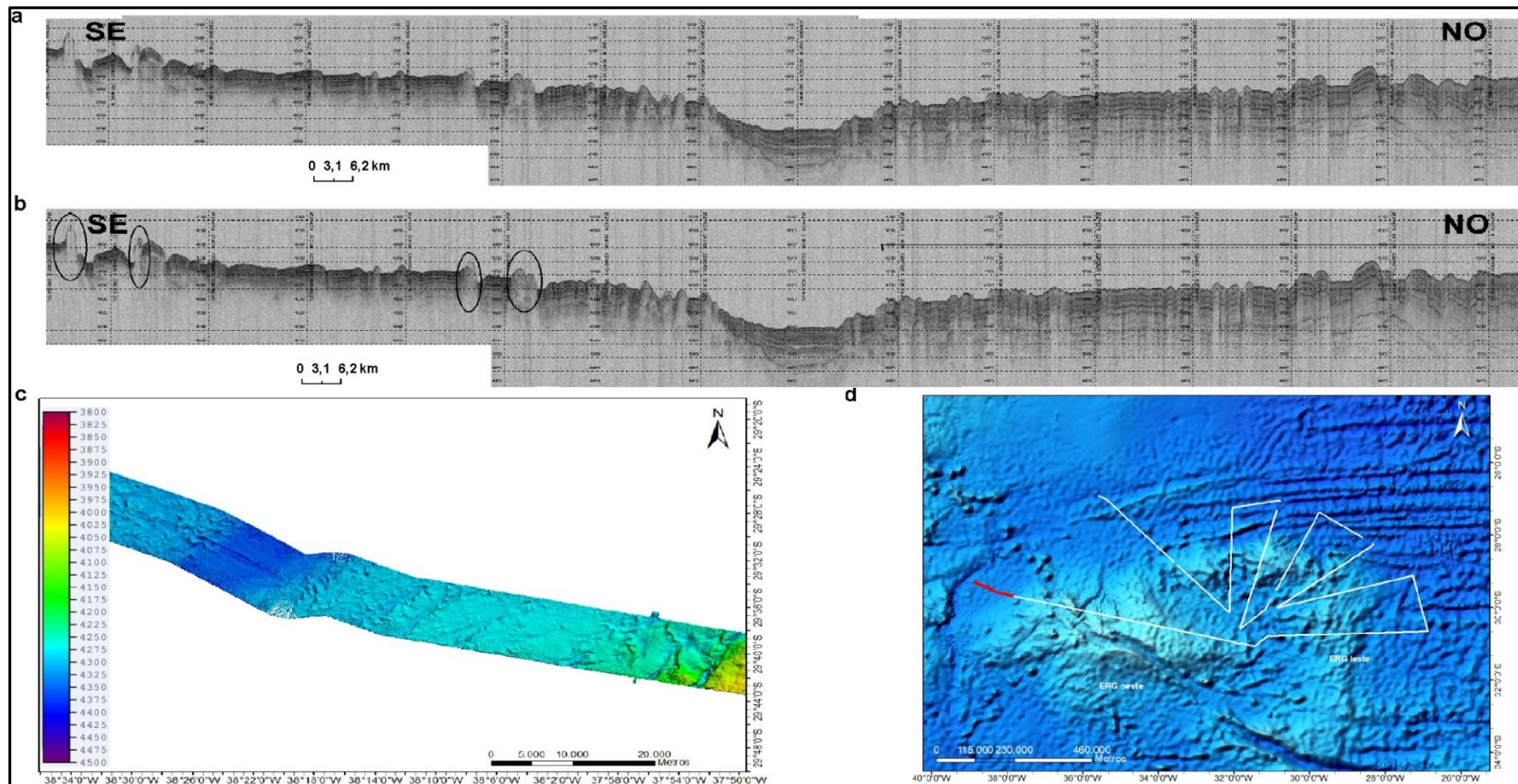


Figura 19: Linha 701 a) Dados sísmicos originais b) Indicação das feições observadas (em preto) c) Dados batimétricos (exagero vertical de 20x) d) Localização da linha (em vermelho) na rota de navegação.

6. DISCUSSÃO

A análise dos dados sísmicos e batimétricos das três primeiras linhas citadas (linhas 228-229, 253 e 469-471 – Figura 6, Figura 7 e Figura 8) sugere a ocorrência de eventos de instabilidade geologicamente recentes em regiões distintas da ERG. Considerando os fatores naturais que podem causar movimentos gravitacionais submarinos, tratados anteriormente, a presença de grandes inclinações e/ou a possibilidade de eventos sísmicos talvez sejam os mais plausíveis a se cogitar para os deslizamentos recentes na área estudada.

Com relação às grandes inclinações, a ERG é caracterizada pela ocorrência de diversos planaltos e montes submarinos (JECK *et al.*, 2019), apresentando uma grande variação de profundidade, como foi possível observar nos mapas batimétricos. Por isso, é razoável cogitar que o assoalho acidentado da região tenha sido um dos gatilhos relacionados aos eventos recentes de instabilidade e deslizamento de material. No caso das linhas 228-229 (Figura 6), por exemplo, o súbito truncamento de refletores, como geralmente verificado nas escarpas de movimentos de massa (IMBO *et al.*, 2003, NEVES *et al.*, 2016), a presença de uma cicatriz, identificada pelo formato de arco na visualização em mapa, e maior inclinação em relação às regiões adjacentes não perturbadas (KATZ *et al.*, 2015), somados à falta de continuidade da morfologia de fundo, parecem ser resultado do desprendimento de parte do pacote sedimentar na direção oeste. A linha em questão está situada na ERG leste e, embora não haja cobertura batimétrica da área adjacente para melhor avaliação, sua proximidade com uma região de grandes diferenças de profundidades, e, possivelmente, consideráveis inclinações, pode ter favorecido a diminuição da resistência dos pacotes sedimentares e seu deslizamento. Sugere-se, ainda, que o movimento teria sido um *slump*, considerando o formato arqueado da cicatriz (CARTER. *et al.*, 2020).

No que diz respeito aos eventos sísmicos, conforme abordado anteriormente, ainda há uma carência de dados para regiões oceânicas como a ERG, que estão distantes da costa e apresentam poucos registros na rede de sismos. Este cenário limita investigações acerca de terremotos como potenciais gatilhos dos movimentos de gravidade em áreas como a ERG, uma vez que dificulta o estabelecimento de possíveis relações entre os movimentos e eventos sísmicos próximos.

Quanto à linha 253, localizada entre a ERG leste e oeste, a fácies transparente observada logo nas primeiras camadas do pacote sedimentar foi interpretada como um depósito de movimento de massa (FODOR *et al.*, 1977, POSAMENTIER & KOLLA, 2003, MOSCARDELLI *et al.*, 2006, QIN *et al.*, 2015, LACKEY *et al.*, 2018) que seria relativamente recente. Tendo em vista a disposição plano-paralela dos refletores presentes no restante do pacote sedimentar (Figura 7b), o movimento teria ocorrido em uma região onde, a princípio, este tipo de evento não é comum. Analisando os dados batimétricos, não é possível determinar se o material escorregado teria vindo de leste ou de oeste (Figura 7c). Os dados disponíveis não foram considerados suficientes para permitir maiores inferências sobre o local de origem e/ou as causas do movimento, entretanto, a não preservação dos refletores internos do material deslocado pode dar pistas sobre o tipo de movimento observado. Tanto o fluxo de detritos quanto a corrente de turbidez têm como característica a desagregação do material deslocado (SHANMUGAM, 2019), mas, ao se tratar de depósitos, fácies internas transparentes são geralmente relacionadas à depósitos de fluxos de detritos (MOSCARDELLI & WOOD, 2015, SILVA *et al.*, 2016, WARD *et al.*, 2018).

A fácies caótica/transparente ao longo do assoalho inclinado das linhas 469-471 (Figura 8b), juntamente com a aparência enrugada da porção à nordeste, mais plana, foram interpretadas como resultado de um ou mais eventos gravitacionais que teriam ocorrido na região em um momento geologicamente recente. As linhas em questão se situam à leste da ERG leste e o sentido

da navegação neste trecho foi para leste, região aonde as profundidades são maiores (Figura 8d). À rigor, a estrutura interna das camadas apresentou reflexão sísmica transparente desde a linha 464, totalizando, aproximadamente, 104,3 km de extensão ao longo dos quais a variação de profundidade foi de cerca de 1020 m. Estes números resultam em um gradiente de, aproximadamente, 1:100, inclinação que não é tão acentuada como as atribuídas para taludes continentais (1:40), mas é um pouco maior do que a média encontrada para ambientes como a elevação continental (1:150), por exemplo (CASTELLO & KRUG, 2017). Os eventos de gravidade em regiões inclinadas podem ser pré-condicionados ou acionados simplesmente pelo aumento da tensão de cisalhamento ao longo de potenciais superfícies de deslizamento (KVALSTAD *et al.*, 2001, PIPER *et al.*, 2012) em função do aumento do peso da camada devido à contínua sedimentação. Desta forma, o(s) evento(s) de gravidade identificado(s) poderia(m) estar relacionado(s) ao gradiente local. A presença do pacote sedimentar enrugado na porção mais distal da linha, por sua vez, sugere que o mesmo tenha sido pressionado, deformado e falhado devido ao encontro do material movimentado com um alto estrutural de direção SO-NE, identificado através da batimetria ao final da linha 471, que pode ter atuado como barreira física. Apesar de, à rigor, não estarem compreendidas entre os limites latitudinais da ZFRG (26° e 27° S) (GAMBOA & RABINOWITZ, 1981), as linhas 469-471 estão próximas à uma área de assoalho irregular e que contém diversos lineamentos, como pode ser notado na batimetria. Neste contexto, a estrutura que ocorre no final da linha 471 foi interpretada como um alto do embasamento.

Além dos movimentos recentes, os dados sísmicos também revelaram a ocorrência de movimentos de gravidade mais antigos em algumas regiões da ERG que não apresentam, entretanto, sinais de perturbação nos pacotes sedimentares mais recentes. Esta circunstância pôde ser observada na linha 86, que está localizada entre a ERG oeste e ERG leste (Figura 9d). Ao longo

da linha em questão, foram identificadas sete regiões com reflexão sísmica transparente em meio a pacotes sedimentares com refletores bem definidos e, em geral, dispostos de maneira plano paralela em relação ao fundo marinho (Figura 9b), o que levou à interpretação destas regiões como sendo depósitos de transporte de gravidade (OGIESOBA & HAMMES, 2012). No lado sul do perfil, as bases das três regiões marcadas estão em profundidades bem próximas e, especialmente as duas primeiras, parecem estar sobre o mesmo refletor, indicando a possibilidade de serem relativas a um mesmo evento. No lado norte foram identificados quatro depósitos de transporte de gravidade. As diferenças entre as profundidades de suas bases e a localização das mesmas em relação aos refletores sugerem que tais depósitos estejam relacionados a mais de um evento, apontando para uma certa ciclicidade de eventos de deslizamento nesta região no passado. Não é possível definir exatamente os fatores que culminaram nos eventos de gravidade que ocorreram nesta região. Segundo Mienert (2004), as principais questões relacionadas às causas de instabilidades de taludes são respondidas a partir de investigações específicas, como medições de pressão de poro e de propriedades elásticas do sedimento, por exemplo. Entretanto, considerando as fácies internas transparentes observadas na linha em questão, sugere-se que os depósitos encontrados estejam relacionados a fluxos de detritos (MOSCARDELLI & WOOD, 2015, SILVA *et al.*, 2016, WARD *et al.*, 2018). Além disso, ainda que não se saiba qual seja exatamente o mecanismo disparador dos eventos, a ciclicidade dos mesmos pode indicar que tal mecanismo esteve ativo na área durante um período relativamente longo.

Ainda sobre este segundo trecho, foi possível perceber pequenos desníveis entre refletores que chegavam até o assoalho oceânico, se assemelhando a falhas geológicas. Entretanto, a localização destes desníveis se dá junto às bordas dos depósitos, o que pode indicar que seja apenas

o resultado da conformação dos sedimentos, uma vez que a morfologia da sedimentação posterior pode ser influenciada pelos depósitos (KNELLER *et al.*, 2016, NWOKO *et al.*, 2020).

Na linha 256 foi observado um cenário similar ao anterior: fundo oceânico a cerca de 4000 m, sem grandes variações de profundidade, e regiões de reflexão sísmica transparente abaixo de pacotes sedimentares não perturbados (Figura 10b). Interpretou-se que as regiões transparentes seriam depósitos de movimentos de gravidade e que, assim como inferido para a linha 86, eventos como estes ocorrem na região há bastante tempo.

Na análise dos dados sísmicos, interpretou-se também que as fácies transparentes poderiam representar, ao menos, três eventos distintos, já que há a possibilidade de alguns deles terem sido síncronos, devido às suas profundidades. Mais uma vez, verificou-se desníveis semelhantes à falhas geológicas entre os refletores que estão acima de um dos depósitos, atingindo inclusive o fundo oceânico, e sugere-se que os mesmos estariam relacionados à conformação dos sedimentos ao assoalho irregular formado posteriormente ao evento de gravidade (KNELLER *et al.*, 2016, NWOKO *et al.*, 2020).

Sobre os movimentos de gravidade identificados ao longo da análise de todas as linhas sísmicas, observou-se que, de um modo geral, tanto os eventos mais recentes quanto aqueles mais antigos parecem se concentrar na região entre a ERG oeste e leste (Figura 20). Talvez as grandes diferenças de profundidade entre a ERG e o assoalho oceânico adjacente e, provavelmente, as grandes inclinações nesta região, estejam contribuindo para este cenário, pois mesmo os movimentos que não estão localizados entre as ERG leste e oeste, estão em linhas próximas a regiões de consideráveis diferenças de profundidade, como a ZFRG e a transição entre a ERG leste e o assoalho oceânico à leste (Figura 20). Locais íngremes podem ser propícios para a ocorrência de eventos de gravidade (PIPER *et al.*, 2012), apesar de muitos destes movimentos também serem

observados em regiões de pequenas inclinações (HÜHNERBACH & MASSON, 2004, URLAUB *et al.*, 2015). Vale ressaltar que alguns dos depósitos identificados podem ser relativos a um mesmo evento, como acredita-se ser o caso das linhas 86 e 256 (Figura 9 e Figura 10).

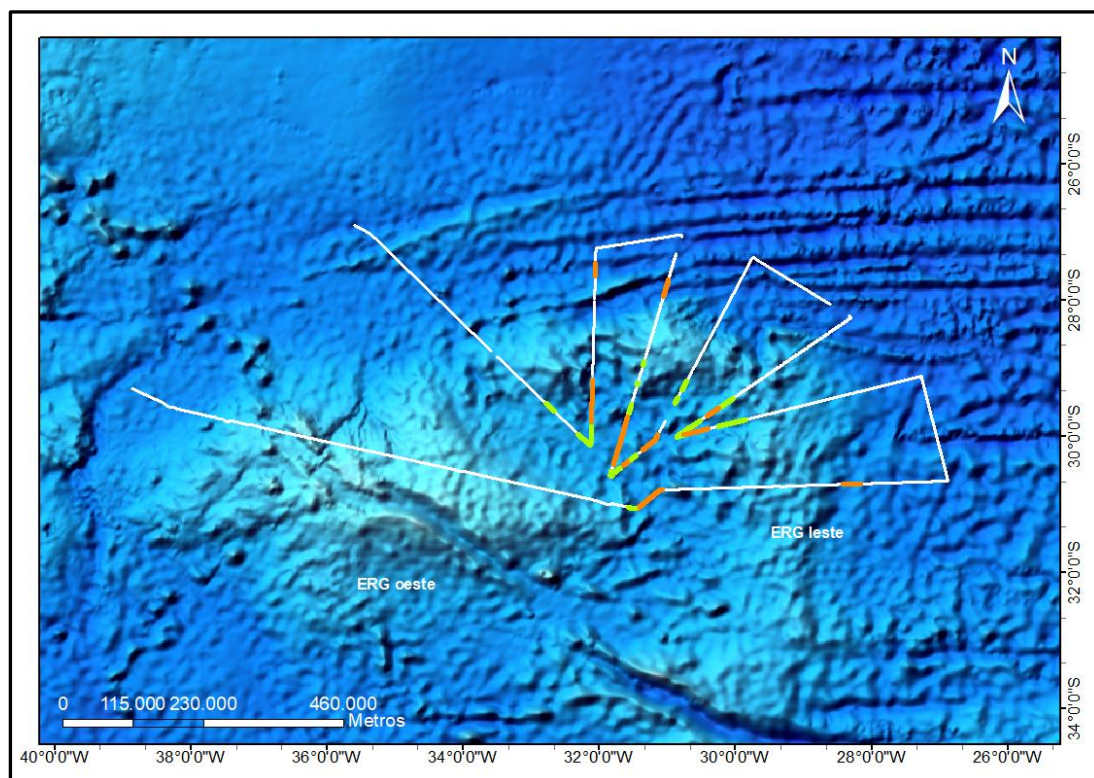


Figura 20 : Localização de eventos de gravidade recentes (em verde) e antigos (em laranja) observados ao longo da análise das linhas sísmicas.

Os dados de alta resolução de regiões distintas da ERG mostraram a ocorrência de pacotes sedimentares que apresentam diversas falhas geológicas, sendo as linhas L70 e L454-455 exemplos deste cenário (Figura 11b e Figura 12b). Nestes perfis, percebe-se que as falhas podem atingir cerca de 40 a 60 m de extensão e que, além disso, algumas delas alcançam as primeiras camadas do assoalho oceânico, sendo possível notá-las, inclusive, nos dados batimétricos.

De forma geral, a ERG é descrita como uma feição estrutural assísmica (FODOR *et al.*, 1977, GAMBOA & RABINOWITZ, 1984, ROHDE *et al.*, 2013, ALBERONI *et al.*, 2019, PRAXEDES *et al.*, 2019) e, nessa perspectiva, as falhas mencionadas podem se tratar de falhas

poligonais (Figura 11c). Este tipo de falha já foi observado em diversas bacias do mundo (GAY *et al.*, 2004, BERNDT *et al.*, 2012, WRONA *et al.*, 2017, KING & CARTWRIGHT, 2020, GAY *et al.*, 2021, XIA *et al.*, 2022) e, embora as causas de seu desenvolvimento ainda sejam discutidas, nenhuma das hipóteses mais comumente abordadas tem caráter tectônico. Segundo revisão recente feita por Xia *et al.* (2022), para determinar o mecanismo gerador de falhas poligonais específicas, é preciso investigar a litologia, os fluidos presentes nos poros e as tensões no local, mas, de modo geral, os três mecanismos mais aceitos, e que se aplicam para diferentes regiões, são: a inversão de densidade, sinerese e contração volumétrica. De maneira resumida, o primeiro está relacionado à compactação diferencial entre uma camada de baixa densidade sob grande pressão e a camada sobreposta, que se encontra sob pressão normal; O segundo se refere a um evento de contração e perda de água que pode ser causado pela contração espontânea de sedimentos coloidais, como os ricos em esmectitas; O último, por sua vez, está ligado à uma diminuição na tensão horizontal causada pela dissolução de minerais específicos durante a diagênese (XIA *et al.*, 2022). Além de geralmente serem encontradas em camadas de granulometria fina, as falhas poligonais costumam apresentar deslocamento vertical de 10-50 m, e, em vista planar, formam um arranjo poligonal (XIA *et al.*, 2022). Nos cenários observados na ERG, o rejeito das falhas é suave, sendo bem menores do que 20 m, e os dados batimétricos também sugerem uma aparência poligonal, especialmente os da linha 70 (Figura 11c), que apresenta o maior número deste tipo de falhas. Salvo as devidas proporções, tanto a batimetria quanto a sísmica das falhas em questão se assemelham bastante ao que foi apresentado nos trabalhos de Berndt *et al.* (2012) e King & Cartwright (2020), os quais reportam falhas poligonais que alcançam o fundo oceânico, sugerindo a atuação de processos recentes.

Na contramão do caráter assísmico da ERG, assumido até então, Estep *et al.* (2020) sugeriram uma origem tectônica para diversas falhas encontradas em investigação recente à leste da ERG leste, na região de transição entre a crosta oceânica “normal” e a ERG, cuja espessura crustal é consideravelmente maior (CONSTANTINO *et al.*, 2017, GRAÇA *et al.*, 2019). Estas falhas, cuja extensão poderia atingir até cerca de 1,5 km do interior da crosta (KARDELL *et al.*, 2021), teriam sido resultado da tensão extensional gerada pela diferença entre as taxas de subsidência da ERG, mais lenta, e da crosta oceânica “normal” (ESTEP *et al.*, 2020). Esta discrepância, que ocorre entre regiões com espessura crustal bem distintas, ainda teria sido intensificada pela anomalia termal atribuída ao Eoceno médio (BARKER, 1983, GAMBOA & RABINOWITZ, 1984), citada no capítulo 3.1 deste trabalho. Além disso, a suposta deformação extensional intraplaca apresentaria reflexos recentes, visto que algumas das falhas identificadas atingem os sedimentos mais modernos, podendo ser observadas no assoalho oceânico (ESTEP *et al.*, 2020).

Embora os dados reportados em Estep *et al.* (2020) sejam correspondentes à sísmica profunda, as estruturas apresentadas pelos autores, guardadas as devidas proporções, também se assemelham às encontradas no presente trabalho.

Observando os dados sísmicos das linhas 154-155 (Figura 13b), a primeira camada de reflexão interna caótica da linha 154 parece indicar um movimento de gravidade relativamente recente (FODOR *et al.*, 1977, POSAMENTIER & KOLLA, 2003, MOSCARDELLI *et al.*, 2006, QIN *et al.*, 2015, LACKEY *et al.*, 2018). É possível que esta camada, assim como as localizadas na linha 155, que apresentam reflexão interna caótica e fácies hiperbólicas, sejam resultantes de deslizamentos (GAULLIER & BELLAICHE, 1998, DE ALMEIDA *et al.*, 2015, CALDAS *et al.*, 2017), provavelmente provenientes da linha adjacente, mais à sul (L153). Tal linha também

apresenta grande desnível em relação à linha 154, como pode ser observado nos dados de batimetria (Figura 13c). Analisando estes dados batimétricos, nota-se que a linha em questão está situada exatamente em uma região de consideráveis alterações de profundidade, e, de fato, a mesma se localiza na ZFRG, onde as diferenças de profundidade podem atingir 1500 m (GAMBOA & RABINOWITZ, 1981). O desnível identificado nas linhas 154-155 não chega a esta ordem de grandeza, mas ultrapassa os 100 m (Figura 13b). Considerando também a localização das linhas em relação à rota de navegação (Figura 13d), percebe-se que as mesmas se encontram justamente em região de transição entre um lineamento estrutural da ZFRG e o assoalho mais profundo. Neste contexto, interpretou-se que o desnível observado é relativo à própria morfologia acidentada da ZFRG, ou seja, às diferenças de relevo que o embasamento apresenta nesta zona (GAMBOA & RABINOWITZ, 1981), caracterizada por descontinuidades crustais subparalelas que representam segmentos inativos de falhas transformantes associadas ao espalhamento do assoalho oceânico (BASSETTO *et al.*, 2000).

A linha 300 está localizada na ERG leste e, em sua porção mais à sudoeste, apresenta hipérboles irregulares de elevações variáveis e com estratificação interna (Figura 14b). Fácies similar foi descrita em Caldas *et al.* (2017) e interpretada como relativa a estruturas erosionais. Rebesco *et al.* (2014) também associam regiões de aspecto morfológico ondulado a feições erosivas e deposicionais, mais precisamente a contornitos, que seriam produzidos pela ação de correntes de fundo, apresentando escalas diversas. Dessa forma, sugere-se que a linha 300, em sua porção à sudoeste, apresente feições indicativas de processos de erosão/deposição. Quanto à declividade identificada nesta linha, sua aparência sugere que se trate de uma falha normal e, devido ao caráter assísmico da ERG (FODOR *et al.*, 1977, GAMBOA & RABINOWITZ, 1984, ROHDE *et al.*, 2013, ALBERONI *et al.*, 2019, PRAXEDES *et al.*, 2019), acredita-se que tenha ocorrido em fase anterior

ao início da sedimentação, uma vez que as camadas deposicionais da porção à sudoeste parecem ser as mesmas da porção à nordeste.

A morfologia de fundo das linhas 351-352 (Figura 15b), que apresenta um trecho com empilhamento de sedimentos e uma depressão de aspecto côncavo na região adjacente, pode se tratar de um contornito. Os contornitos são sedimentos depositados ou significativamente afetados pela ação das correntes de fundo (HARFF *et al.*, 2016) e sua ocorrência é comum nas bacias oceânicas (REBESCO *et al.*, 2014), já tendo sido identificados, em diferentes escalas, na ERG e áreas próximas (MÉZERAIS *et al.*, 1993, IVANOVA *et al.*, 2016, LEVCHENKO *et al.*, 2020). Feições com diferentes morfologias já foram definidas como contornitos (FAUGÈRES *et al.*, 1999), sendo que o aspecto observado nas linhas em questão é similar ao modelo esquemático apresentado em Stow *et al.* (2002) e similar também ao perfil sísmico apresentado em Ercilla & Casas (2012), relativo a um contornito da bacia de Bransfield, Antártica, que está localizado junto a uma elevação íngreme, assim como o presente caso (Figura 15b). Nas linhas 351-352, supõe-se que o trecho côncavo, ou canal, seria a consequência da erosão do material por uma corrente de fundo, enquanto o trecho adjacente, com aspecto de onda, seria o empilhamento de sedimentos, ou o *drift* do contornito, no qual se observam sequências agradacionais (NORMANDEAU *et al.*, 2019). Estas linhas se localizam na ZFRG, a profundidades superiores a 5000 m, onde atua a Água Antártica de Fundo (AAF) (LIU & TANHUA, 2021).

Nas linhas 641-643, mostradas na Figura 16 e situadas na ERG oeste, em uma das regiões mais rasas deste estudo, o cenário encontrado também pode ser relativo a contornitos. O relevo ondulado do assoalho pode remeter às feições erosivas e deposicionais produzidas pelas correntes de fundo e que são encontradas em diversas escalas (REBESCO *et al.*, 2014). Os sulcos longitudinais, um dos tipos de feições erosivas mencionados por Stow *et al.* (2002), seriam o

resultado da atividade intensa das correntes de fundo. E, apesar de não ser uma característica exclusiva, as fácies sísmicas com intervalos de refletores semi-transparentes ou transparentes, identificadas nas linhas 641-643, também podem ser indicativas de contornitos, estando ligadas à variação de intensidade das correntes de fundo (STOW *et al.*, 2002). Além disso, um dos perfis sísmicos apresentados por Normandeau *et al.* (2019), bastante similar ao das linhas em questão, foi interpretado como anti-duna, feição que também é gerada pela ação de correntes de fundo, reforçando a ideia de que o cenário observado no local esteja relacionado à ação destas correntes. Nesta hipótese, os contornitos estariam associados à Água Intermediária Antártica (AIA), massa d'água que abrange as regiões mais altas da ERG (JOHNSON, 1983).

Ainda que tenha sido possível apontar algumas similaridades, a variedade de tipos, escalas e configurações deposicionais dos contornitos, além da similaridade com outras fácies de águas profundas, faz com que sua identificação seja complexa (FAUGÈRES *et al.*, 1999, STOW *et al.*, 2002).

Tratando ainda das linhas 641-643, cogita-se também a possibilidade de que o cenário visto seja relativo a falhas poligonais. Apesar de menos evidente do que na linha 70, por exemplo, os sulcos formados no fundo oceânico sugerem um arranjo poligonal em formação quando observados em vista planar pela batimetria (Figura 16c). O deslocamento vertical apresentado pelos refletores abaixo dos sulcos é suave, assim como descrito para a maioria das falhas poligonais (XIA *et al.*, 2022), e, no caso das linhas 641-643, talvez as mesmas estejam associadas à um sistema de falhas identificado por Barker *et al.* (1983) em região próxima às linhas em questão. Encontradas em perfis de sísmica multicanal obtidos no final da década de 70 (wsa11 e wsa13), as falhas se localizam, de modo geral, nas camadas sedimentares depositadas ao longo do Eoceno médio (~42 Ma) até o Oligoceno médio (~32 Ma), e algumas chegam a alcançar o fundo marinho (BARKER

et al., 1983). Segundo a interpretação dos autores, as mesmas se iniciam em uma sequência que apresenta domos resultantes de *slides* e podem ter sido causadas por compactação diferencial, um dos processos citados como gerador de falhas poligonais (BARKER *et al.*, 1983, XIA *et al.*, 2022).

As linhas 382-384 apresentaram um cenário de deposição sedimentar plano-paralela, de modo geral, mas também revelaram a presença de uma estrutura de dimensões consideráveis cuja reflexão acústica é transparente e que está a, pelo menos, 30 m acima do fundo marinho (Figura 17). Na batimetria, esta estrutura coincide com uma estrutura batimétrica linear de direção noroeste-sudeste e, apesar de esta linha não estar compreendida entre as latitudes definidas para a ZFRG (26° e 27° S), aonde é comum encontrar altos do embasamento expostos (GAMBOA & RABINOWITZ, 1981), é possível que se trate de uma feição ligada ao embasamento. Nos dados de reflexão sísmica relativos à expedição V2606, disponíveis no repositório do *Marine Geoscience Data System* (MGDS, 2022), também podem ser observadas estruturas de reflexão interna transparente em locais próximos às linhas 382-384, intercaladas com pacotes sedimentares e que, apesar de expostas no fundo oceânico, aparentemente estão ligadas ao embasamento. Estes locais, à rigor, também não fazem parte da ZFRG.

Estruturas acusticamente transparentes também foram observadas entre as linhas 530-539 (Figura 18b). Esta região apresentou um assoalho oceânico bastante irregular, com diferenças súbitas de profundidade, devido à presença destas estruturas lineares, mas com pacotes sedimentares em disposição plano-paralela e sem perturbações aparentes, de modo geral. As estruturas de reflexão interna transparentes, assim como notado na linha anterior, são correspondentes a uma série de lineamentos norte-sul que puderam ser observados na batimetria (Figura 18c). Assim como interpretado para a linha anterior, e ciente de que estruturas parecidas estão documentadas em expedições como a V2606 (MGDS, 2022), acredita-se que as mesmas

estejam relacionadas ao embasamento, representando “altos” que estão expostos acima do assoalho oceânico. A maior parte das estruturas deste tipo foram identificadas em regiões próximas à ZFRG (Figura 21).

Mais especificamente, o aspecto da estrutura que está, aproximadamente, no centro perfil em questão, se assemelha à uma intrusão vulcânica notada por Arai *et al.* (2018), guardadas as proporções. Identificada em uma região do Pacífico que, a princípio, é caracterizada como arco não vulcânico, a estrutura encontrada neste local foi descrita como uma forma de tubo estreita e alongada verticalmente, com baixas amplitudes de reflexões sísmicas, que tende a se tornar levemente mais larga com o aumento da profundidade, características que também se aplicam à estrutura identificada entre as linhas 530-539. Apesar da similaridade entre tais estruturas, não é comum encontrar trabalhos que indiquem processos geotectônicos ativos na região da ERG, fazendo com que inferências deste tipo sejam colocadas em dúvida.

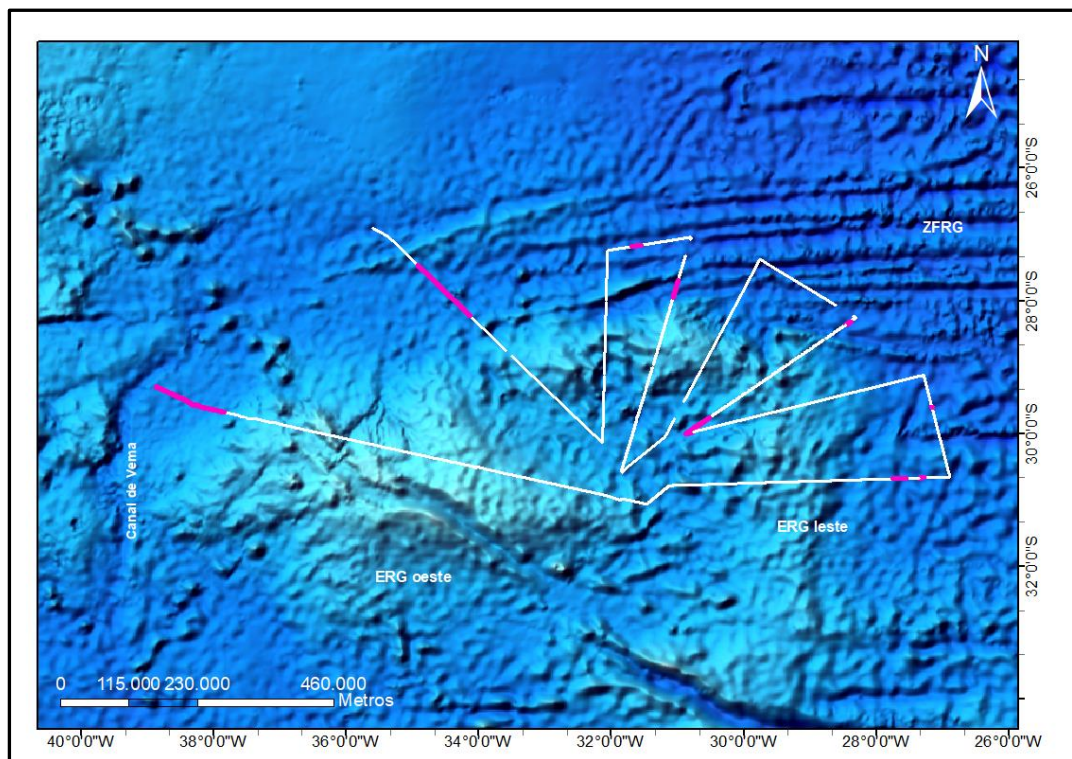


Figura 21: Localização das linhas em que se encontram as estruturas interpretadas como altos do embasamento (em lilás).

A linha 701, como dito anteriormente, apresentou assoalho bastante irregular. Em sua porção mais a noroeste, sua morfologia e o aspecto de seus refletores internos remetem a pacotes sedimentares altamente falhados. Por outro lado, a fácies observada se assemelha bastante à encontrada por Silva *et al.* (1999), ao sul do Platô de São Paulo, em profundidades entre 3500 e 3900 m. Descritas como feições de forma quasi-sinusoidal com refletores subparalelos que acompanham o fundo submarino, as mesmas foram interpretadas como ondas de lama de mar profundo, relacionadas à atuação da Água Antártica de Fundo (SILVA *et al.*, 1999). As ondas de lama, segundo Flood & Shor (1988), podem levar dezenas a centenas de milhares de anos para se formar, representando uma resposta de longo prazo às condições ambientais. Além do Platô de São Paulo, este tipo de feição também já foi encontrado em locais como a bacia da Argentina, o Platô de Santa Catarina e a bacia Powell, na Antártica (FLOOD & SHOR, 1988, HOWE *et al.*, 1998, BORISOV *et al.*, 2020). No caso da linha 701, estas feições se encontram a cerca de 4280 m de profundidade, e possivelmente estariam sob atuação da Água Antártica de Fundo (AAF) (FREY *et al.*, 2019).

Na porção mais à sudeste da linha 701, várias das estruturas hiperbólicas que apresentaram reflexão interna caótica/transparente coincidem com estruturas proeminentes, lineares e geralmente dispostas na direção nordeste-sudoeste que foram verificadas na batimetria e aparentam estar relacionadas ao embasamento (Figura 19b). Entre as duas estruturas hiperbólicas mais à sudeste, há um pacote sedimentar que se assemelha à *drifts* confinados, devido à limitação de migração lateral (REBESCO *et al.*, 2014).

A Figura 22 integra as feições observadas e discutidas ao longo do presente trabalho.

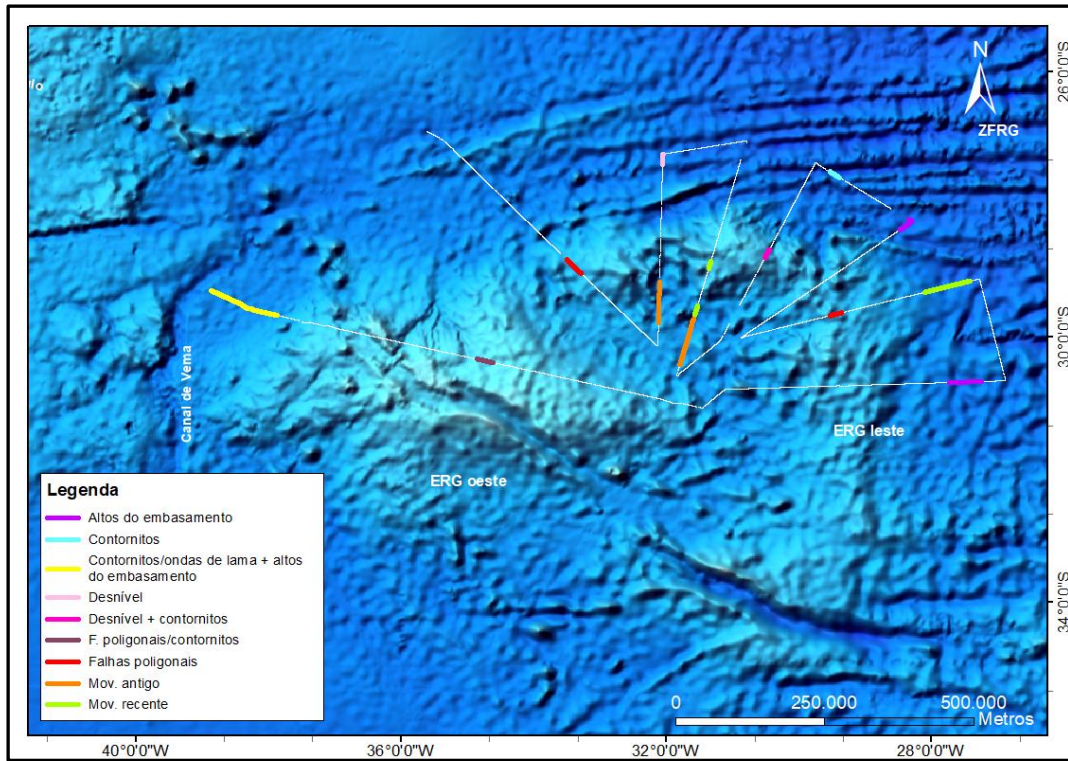


Figura 22: Localização das linhas em que se encontram as feições interpretadas.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise dos dados sísmicos e batimétricos coletados na região da Elevação do Rio Grande revelou a ocorrência de diferentes processos e estruturas que contribuem para a caracterização da área, uma vez que os cenários identificados se repetiram para localidades distintas ao longo da área estudada.

Fácies indicativas de movimentos de gravidade, associadas tanto a eventos geologicamente recentes quanto mais antigos, foram encontradas com relativa frequência na região da ERG, sendo que os locais de ocorrência se concentram entre a ERG leste e oeste. Acredita-se que as inclinações resultantes do relevo acidentado da própria ERG e de sua transição para o assoalho oceânico adjacente poderiam ser condicionadores e/ou acionadores de instabilidade e deslizamentos. A ausência de dados mais completos acerca da sismicidade da área, entretanto, não permite avaliar a importância de terremotos, um dos principais mecanismos disparadores de eventos como estes, como gatilhos dos casos observados.

Falhas no pacote sedimentar também foram identificadas, em alguns casos atingindo o fundo oceânico. Acredita-se que possam se tratar de falhas poligonais e, embora os agentes causadores ainda estejam sendo discutidos, as hipóteses mais citadas não estão relacionadas a processos tectônicos, em conformidade com o caráter assísmico comumente atribuído à ERG. Contudo, é pertinente mencionar que investigações recentes à leste da ERG leste, que também apontaram a presença de falhas atingindo o assoalho oceânico, associaram sua origem às taxas de subsidência diferentes entre a ERG e a região adjacente, devido às diferenças na espessura crustal.

Desníveis abruptos identificados em linhas situadas na ZFRG e na ERG leste, que podem chegar a 100 m, foram atribuídos a falhas antigas, que teriam proporcionado superfícies bastante desniveladas antes mesmo do início do processo de sedimentação.

Outro tipo de feição observada foram contornitos. Sua presença, tanto na ERG como em regiões próximas, já foi reportada por outros autores e, no caso do presente trabalho, os mesmos parecem ocorrer em localizações variadas, como na ZFRG, a profundidades superiores a 5000 m, e também em regiões rasas da ERG oeste, a cerca de 1200 m. Acredita-se que a Água Antártica de Fundo e a Água Intermediária Antártica sejam as massas d'água associadas à formação destas feições.

Notou-se também a presença de estruturas que, possivelmente, estão relacionadas a altos do embasamento, devido às características de suas reflexões internas e à correspondência das mesmas com lineamentos visíveis nos dados de batimetria. As mesmas foram encontradas, majoritariamente, em regiões próximas à ZFRG, atravessando regiões de pacote sedimentar aparentemente não perturbado.

Nas proximidades do canal de Vema foi identificada uma região de assoalho bastante irregular, semelhante às ondas de lama descritas para regiões ao sul do Platô de São Paulo.

Espera-se que os cenários identificados e descritos no presente trabalho contribuam para os estudos que tratam da Elevação do Rio Grande, que ainda são relativamente escassos. Os resultados encontrados a partir da análise dos dados de fundo e sub-fundo da ERG indicam um ambiente diversificado, em termos de feições, estruturas e processos, e dinâmico, apresentando eventos geologicamente recentes.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBERONI, A. A. L., JECK, I. K., SILVA, C. G., *et al.* "The new Digital Terrain Model (DTM) of the Brazilian Continental Margin: detailed morphology and revised undersea feature names", **Geo-Marine Letters**, v. 40, n. 6, p. 949–964, 2019. DOI: 10.1007/s00367-019-00606-x.

ALVES, E. C., "Estruturas da margem continental sul brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes". In: CENPES; DINTEP (Org.), **Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais**, [S.l.], PETROBRAS, 1981.

ALVES, T. M., CARTWRIGHT, J. A. "The effect of mass-transport deposits on the younger slope morphology, offshore Brazil", **Marine and Petroleum Geology**, v. 27, n. 9, p. 2027–2036, 2010. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2010.05.006. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.05.006>.

ARAI, R., KODAIRA, S., TAKAHASHI, T., *et al.* "Seismic evidence for arc segmentation, active magmatic intrusions and syn-rift fault system in the northern Ryukyu volcanic arc", **Earth, Planets and Space**, v. 70, n. 1, 2018. DOI: 10.1186/s40623-018-0830-8. Disponível em: <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0830-8>.

ASSUMPCÃO, M., FERREIRA, J., BARROS, L., *et al.*, "Intraplate seismicity in Brazil". In: TALWANI, P. (Org.), **Intraplate Earthquakes**, Cambridge, Cambridge University Press, 2014. p. 50–71. DOI: 10.1017/CBO9781139628921.004.

AYRES-NETO, A. "Uso da sísmica de reflexão de alta resolução e da sonografia na exploração mineral submarina", **Brazilian Journal of Geophysics**, v. 18, n. 3, p. 241–256, 2000.

AYRES-NETO, A., DA COSTA, V. A., PORTO, C. P. F. M., *et al.* "Relationship between geoacoustic properties and chemical content of submarine polymetallic crusts from offshore Brazil", **Marine Georesources & Geotechnology**, v. 38, n. 4, p. 437–449, 2019. DOI: 10.1080/1064119X.2019.1582120.

AZPIROZ-ZABALA, M., CARTIGNY, M. J. B., TALLING, P. J., *et al.* "Newly recognized turbidity current structure can explain prolonged flushing of submarine canyons", **Science Advances**, v. 3, n. 10, 2017. DOI: 10.1126/sciadv.1700200.

BARKER, P. F. **Tectonic Evolution and Subsidence History of the Rio Grande Rise. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**. Washington, DC, [s.n.], 1983.

BARKER, P. F., BUFFLER, R. T., GAMBOA, L. A. **A seismic reflection study of the Rio Grande Rise. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.** Washington D. C., [s.n.], 1983.

BASSETTO, M., ALKMIM, F. F., SZATMARI, P., *et al.* "The Oceanic Segment of the Southern Brazilian Margin: Morpho-Structural Domains and Their Tectonic Significance", **Geophysical Monograph Series**, v. 115, p. 235–259, 2000.

BERNDT, C., JACOBS, C., EVANS, A., *et al.* "Kilometre-scale polygonal seabed depressions in the Hatton Basin, NE Atlantic Ocean: Constraints on the origin of polygonal faulting", **Marine Geology**, v. 332–334, p. 126–133, 2012. DOI: 10.1016/j.margeo.2012.09.013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2012.09.013>.

BORGES, R. G., DE LIMA, A. C., KOWSMANN, R. O., "Areas Susceptible to Landsliding on the Continental Slope". In: KOWSMANN, R. O. (Org.), **Geology and Geomorphology**, 1. ed. Rio de Janeiro, Elsevier Ltd., 2015. p. 99–136. DOI: 10.1016/b978-85-352-8444-7.50013-5. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/B978-85-352-8444-7.50013-5>.

BORISOV, D., FREY, D., LEVCHENKO, O. "Sediment waves on the Santa Catarina Plateau (western South Atlantic)", **Journal of South American Earth Sciences**, v. 102, p. 1–9, 2020. DOI: 10.1016/j.jsames.2020.102698. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102698>.

BULL, S., CARTWRIGHT, J., HUUSE, M. "A review of kinematic indicators from mass-transport complexes using 3D seismic data", **Marine and Petroleum Geology**, v. 26, n. 7, p. 1132–1151, 2009. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2008.09.011.

CALDAS, N. A., REIS, A. T., SILVA, C. G., *et al.* "Sea floor instabilities on the southeastern flank of the Amazon Fan and adjacent Area, Foz do Amazonas basin: preliminary results". 2017. **15º International Congress of the Brazilian Geophysical Society**. Rio de Janeiro, [s.n.], 2017. p. 1–6. DOI: 10.1190/sbgf2017-092.

CANALS, M., LASTRAS, G., URGELES, R., *et al.* "Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project", **Marine Geology**, v. 213, n. 1–4, p. 9–72, 2004. DOI: 10.1016/j.margeo.2004.10.001.

CARTER, G. D. O., COOPER, R., GAFEIRA, J., *et al.* "Morphology of small-scale submarine mass movement events across the northwest United Kingdom", **Geomorphology**, v. 365, p. 1–27, 2020. DOI: 10.1016/j.geomorph.2020.107282. Disponível em:

<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107282>.

CARTER, L., GAVEY, R., TALLING, P. J., *et al.* "Insights into submarine geohazards from breaks in subsea telecommunication cables", **Oceanography**, v. 27, n. 2, p. 58–67, 2014. DOI: 10.5670/oceanog.2014.40.

CASTELLO, J. P., KRUG, L. C. **Introdução às Ciências do Mar**. Pelotas, Editora Textos, 2017.

CATANZARO, L. F., NETO, J. A. B., GUIMARÃES, M. S. D., *et al.* "Distinctive sedimentary processes in Guanabara Bay - SE/Brazil, based on the analysis of echo-character (7.0 kHz)", **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 22, n. 1, p. 69–83, 2004.

CLARE, M. A., VARDY, M. E., CARTIGNY, M. J. B., *et al.* "Direct monitoring of active geohazards: emerging geophysical tools for deep-water assessments", **Near Surface Geophysics**, v. 15, p. 427–444, 2017. DOI: 10.3997/1873-0604.2017033.

CONSTANTINO, R. R., HACKSPACHER, P. C., DE SOUZA, I. A., *et al.* "Basement structures over Rio Grande Rise from gravity inversion", **Journal of South American Earth Sciences**, v. 75, p. 85–91, 2017. DOI: 10.1016/j.jsames.2017.02.005. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2017.02.005>.

CORRÊA, I. C. S. **Morfologia do Ambiente Marinho**. Porto Alegre, RS, [s.n.], 2021. Disponível em: https://drive.google.com/file/d/1pF1tqDIYYRR0yCv8igf4tGHyA_jjHj96/view.

CPRM. **Geologia Marinha**. 2021a. Disponível em: <https://www.cprm.gov.br/publique/Geologia/Geologia-Marinha-27>. Acesso em: 14 jul. 2021.

CPRM. **International SeaBed Authority - ISA**. 2021b. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Sobre/Assuntos-Internacionais/International-SeaBed-Authority---ISA-3942.html>. Acesso em: 8 out. 2021.

CPRM. **Serviço Geológico retorna de expedição inédita que amplia o conhecimento da Elevação do Rio Grande**. 2020. Disponível em: <https://www.cprm.gov.br/publique/Noticias/Servico-Geologico-retorna-de-expedicao-inedita-que-amplia-o-conhecimento-da-Elevacao-do-Rio-Grande-6411.html>. Acesso em: 10 jul. 2021.

CRUDEN, D. ., VANDINE, D. F. **Classification, Description, Causes and Indirect Effects – Canadian Technical Guidelines and Best Practices related to Landslides: a national initiative for loss reduction**. . [S.l: s.n.], 2013. Disponível em: <http://geoscan.ess.nrcan.gc.ca/>.

CRUDEN, D. M. ., VARNES, D. J., "Landslide types and processes". In: TURNER, A. K.

., SCHUSTER, R. L. (Org.), **Landslides: Investigation and Mitigation**, Special Re ed. Washington D. C., US National Research Council, 1996. p. 36–75.

CUKUR, D., KIM, S., KONG, G., *et al.* "Geophysical evidence and inferred triggering factors of submarine landslides on the western continental margin of the Ulleung Basin , East Sea", **Geo-Marine Letters**, p. 425–444, 2016. DOI: 10.1007/s00367-016-0463-5. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s00367-016-0463-5>.

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

DE ALMEIDA, A. G., KOWSMANN, R. O., FIGUEIREDO, A. G. "Quaternary submarine mass-transport complexes on the southern Continental Slope of Campos Basin characterized by AUV high frequency geophysical data". 2015. **14° International Congress of the Brazilian Geophysical Society**. Rio de Janeiro, SBGf, 2015. p. 1–6. DOI: 10.1190/sbgf2015-034.

DE VORE, J. R., SAWYER, D. E., "Shear Strength of Siliciclastic Sediments from Passive and Active Margins (0–100 m Below Seafloor): Insights into Seismic Strengthening". **Submarine Mass Movements and Their Consequences - 7th International Symposium**, [S.l.], Springer, 2016. p. 173–180.

DICEZARE, M. T., MOLINA, E. C. "Characterization of the rio grande rise from elements of the terrestrial gravity field", **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 36, n. 3, p. 231–243, 2018. DOI: 10.22564/RBGF.V36I3.1950.

DYKSTRA, M., GARYFALOU, K., KERTZUS, V., *et al.* "Mass-Transport Deposits: Combining Outcrop Studies and Seismic Forward Modeling to Understand Lithofacies Distributions, Deformation, and their Seismic Stratigraphic Expression", **Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings**, n. October 2015, p. 293–310, 2011. DOI: 10.2110/sepmsp.096.293.

ENGLEZOS, P. "Clathrate Hydrates", **Industrial & Engineering Chemistry Research**, v. 32, n. 7, p. 1251–1274, 1993.

ERCILLA, G., CASAS, D., "Submarine Mass Movements: Sedimentary Characterization and Controlling Factors". In: DAR, I. A. (Org.), **Earth Sciences**, Rijeka, Intechopen, 2012. . DOI: 10.5772/25635.

ESTEP, J., REECE, R., KARDELL, D. A., *et al.* "Intraplate deformation of oceanic crust

near the Rio Grande Rise in the South Atlantic", **Tectonophysics**, v. 790, n. June, p. 1–9, 2020. DOI: 10.1016/j.tecto.2020.228543.

FAUGÈRES, J. C., STOW, D. A. V., IMBERT, P., *et al.* "Seismic features diagnostic of contourite drifts", **Marine Geology**, v. 162, p. 1–38, 1999. DOI: 10.1016/S0025-3227(99)00068-7.

FLOOD, R. D., SHOR, A. N. "Mud waves in the Argentine Basin and their relationship to regional bottom circulation patterns", **Deep Sea Research**, v. 35, n. 6, p. 943–971, 1988. DOI: 10.1016/0198-0149(88)90070-2.

FODOR, R. V., HUSLER, J. W., KUMAR, N. "Petrology of volcanic rocks from an aseismic rise: Implications for the origin of the Rio Grande rise, South Atlantic Ocean", **Earth and Planetary Science Letters**, v. 35, n. 2, p. 225–233, 1977. DOI: 10.1016/0012-821X(77)90125-X.

FORD, J., CAMERLENGHI, A. "Geostatistical characterization of internal structure of mass-transport deposits from seismic reflection images and borehole logs", **Geophysical Journal International**, v. 221, p. 318–333, 2019. DOI: 10.1093/gji/ggz570.

FREY, D. I., MOROZOV, E. G., FOMIN, V. V., *et al.* "Regional Modeling of Antarctic Bottom Water Flows in the Key Passages of the Atlantic", **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 124, p. 8414–8428, 2019. DOI: 10.1029/2019JC015315.

GABITTO, J. F., TSOURIS, C. "Physical Properties of Gas Hydrates: A Review", **Journal of Thermodynamics**, v. 2010, n. i, p. 1–12, 2010. DOI: 10.1155/2010/271291.

GALVÃO, I. L. de G. **Evolução Geotectônica Da Elevação Do Rio Grande Com Base Em Dados Gravimétricos E Magnéticos**. 2017. 104 f. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2017.

GAMBOA, D., ALVES, T., CARTWRIGHT, J., *et al.* "MTD distribution on a “passive” continental margin: The Espírito Santo Basin (SE Brazil) during the Palaeogene", **Marine and Petroleum Geology**, v. 27, p. 1311–1324, 2010. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2010.05.008. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.05.008>.

GAMBOA, L. A., BUFFLER, R. T., BARKER, P. F. **Seismic stratigraphy and geologic history of the Rio Grande Gap and southern Brazil Basin. Initial reports DSDP, Leg 72**. [S.l: s.n.], 1983.

GAMBOA, L. A. P., RABINOWITZ, P. D. "The Evolution of the Rio Grande Rise in the Southwest Atlantic Ocean", **Marine Geology**, v. 58, p. 35–58, 1984.

GAMBOA, L. A. P., RABINOWITZ, P. D. "The Rio Grande Fracture Zone in the Western South Atlantic and its Tectonic Implications", **Earth and Planetary Science Letters**, v. 52, p. 410–418, 1981.

GAULLIER, V., BELLAICHE, G. "Near-bottom sedimentation processes revealed by echo-character mapping studies, northwestern Mediterranean Basin", **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 82, n. 6, p. 1140–1155, 1998.

GAY, A., PADRON, C., MEYER, S., *et al.* "Elongated Giant Seabed Polygons and Underlying Polygonal Faults as Indicators of the Creep Deformation of Pliocene to Recent Sediments in the Grenada Basin, Caribbean Sea", **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 22, p. 1–21, 2021. DOI: 10.1029/2021GC009809.

GAY, Aurélien, LOPEZ, M., COCHONAT, P., *et al.* "Polygonal faults-furrows system related to early stages of compaction - upper Miocene to recent sediments of the Lower Congo Basin", **Basin Research**, v. 16, p. 101–116, 2004. DOI: 10.1111/j.1365-2117.2003.00224.x.

GEMCO. **Undersea Feature Names Gazetteer**. 2020. Disponível em: <https://www.ngdc.noaa.gov/gazetteer/>. Acesso em: 7 abr. 2021.

GRAÇA, M. C., KUSZNIR, N., STANTON, N. S. G. "Crustal thickness mapping of the central South Atlantic and the geodynamic development of the Rio Grande Rise and Walvis Ridge", **Marine and Petroleum Geology**, v. 101, p. 230–242, 2019. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2018.12.011.

GROZIC, J. L. H., "Interplay Between Gas Hydrates and Submarine Slope Failure". In: MOSHER, D. C., SHIPP, C., MOSCARDELLI, L., *et al.* (Org.), **Submarine Mass Movements and Their Consequences, 4th International Symposium (Advances in Natural and Technological Hazards Research)**, 1st. ed. [S.l.], Springer Science, 2010. v. 28. p. 11–30. Disponível em: https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-90-481-3071-9_2.

HAFLIDASON, H., SEJRUP, H. P., NYGÅRD, A., *et al.* "The Storegga Slide: architecture, geometry and slide development", **Marine Geology**, v. 213, p. 201–234, 2004. DOI: 10.1016/j.margeo.2004.10.007.

HARFF, J., MESCHEDÉ, M., PETERSEN, S., *et al.* **Encyclopedia of Marine Geosciences**. [S.l.], Springer, 2016.

HOGG, N., BISCAYE, P., GARDNER, W., *et al.* "On the Transport and Modification of Antarctic Bottom Water in the Vema Channel", **Journal of Marine Research**, v. 40, p. 231–263,

1982.

HOWE, J. A., LIVERMORE, R. A., MALDONADO, A. "Mudwave activity and current-controlled sedimentation in Powell Basin, northern Weddell Sea, Antarctica", **Marine Geology**, v. 149, n. 1–4, p. 229–241, 1998. DOI: 10.1016/S0025-3227(98)00036-X.

HÜHNERBACH, V., MASSON, D. G. "Landslides in the North Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behaviour", **Marine Geology**, v. 213, n. 1–4, p. 343–362, 2004. DOI: 10.1016/j.margeo.2004.10.013.

HUNGR, O., EVANS, S. G., BOVIS, M. J., *et al.* "A review of the classification of landslides of the flow type", **Environmental and Engineering Geoscience**, v. 7, n. 3, p. 221–238, 2001. DOI: 10.2113/gseegeosci.7.3.221.

HUTCHINSON, J. N. "General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology". 1988. **5th International Symposium on Landslides**. Rotterdam, [s.n.], 1988. p. 3–35.

HUTCHINSON, J. N., "Mass movement". In: FAIRBRIDGE, R. W. (Org.), **Encyclopedia of Earth Sciences**, New York, Reinhold Publishing Corporation, 1968. p. 688–695.

IMBO, Y., BATIST, M. De, CANALS, M., *et al.* "The Gebra Slide : a submarine slide on the Trinity Peninsula Margin , Antarctica", **Marine Geology**, v. 193, p. 235–252, 2003. DOI: 10.1016/S0025-3227(02)00664-3.

INTERNATIONAL SEABED AUTHORITY. "ISA and Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais of Brazil Sign Exploration Contract". 2015. Disponível em: <https://www.isa.org.jm/news/isa-and-companhia-de-pesquisa-de-recursos-minerais-brazil-sign-exploration-contract>. Acesso em: 8 out. 2021.

IVANOVA, E., MURDMAA, I., BORISOV, D., *et al.* "Late Pliocene-Pleistocene stratigraphy and history of formation of the Ioffe calcareous contourite drift, Western South Atlantic", **Marine Geology**, v. 372, p. 17–30, 2016. DOI: 10.1016/j.margeo.2015.12.002. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2015.12.002>.

JECK, I. K., ALBERONI, A. A. L., TORRES, L. C., "LEPLAC - Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira". In: DIAS, M. S., BASTOS, A. C., VITAL, H. (Org.), **Plataforma Continental Brasileira: Estados do Rio de Janeiro, Santa Catarina e Rio Grande do Sul**, 1ª ed. Rio de Janeiro, P2GM Projetos e Produções, 2019.

JOHNSON, D. A., "Regional oceanographic setting of the southwestern Atlantic.". In:

BAKER, P. F., CARLSON, R. L., JOHNSON, D. A. (Org.), **Initial reports DSDP, Leg 72**, Washington, D.C., U.S.Govt. Printing Office, 1983. p. 15–35. DOI: 10.2973/dsdp.proc.72.102.1983.

JOVANE, L., HEIN, J. R., YEO, I. A., *et al.* "Multidisciplinary Scientific Cruise to the Rio Grande Rise", **Frontiers in Marine Science**, v. 6, p. 1–7, 2019. DOI: 10.3389/fmars.2019.00252.

KAJI, A. O., GUERRA, J. V., FERNANDES, A. M., *et al.* "Potencial de transporte sedimentar pelas correntes de fundo na região do Canal de Vema (Atlântico Sul)", **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, n. 2, p. 385–400, 2011.

KARDELL, D. A., ZHAO, Z., RAMOS, E. J., *et al.* "Tectonic Activity Near the Rio Grande Rise Increases Fluid Flux in Old Oceanic Crust", **Geophysical Research Letters**, v. 48, p. 1–10, 2021. DOI: 10.1029/2021GL094624.

KATZ, O., REUVEN, E., AHARONOV, E. "Submarine landslides and fault scarps along the eastern Mediterranean Israeli continental-slope", **Marine Geology**, v. 369, p. 100–115, 2015. DOI: 10.1016/j.margeo.2015.08.006. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2015.08.006>.

KING, J. J., CARTWRIGHT, J. A. "Ultra-slow throw rates of polygonal fault systems", **Geology**, v. 48, n. 5, p. 473–477, 2020. DOI: 10.1130/G47221.1.

KNELLER, B., DYKSTRA, M., FAIRWEATHER, L., *et al.* "Mass-transport and slope accommodation: Implications for turbidite sandstone reservoirs", **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 100, n. 2, p. 213–235, 2016. DOI: 10.1306/09011514210.

KOPF, A. J., KASTEN, S., BLEES, J., "Geochemical Evidence for Groundwater-Charging of Slope Sediments : The Nice Airport 1979 Landslide and Tsunami Revisited". In: MOSHER, D. C., SHIPP, C., MOSCARDELLI, L., *et al.* (Org.), **Submarine Mass Movements and Their Consequences, 4th International Symposium (Advances in Natural and Technological Hazards Research)**, 1st. ed. [S.l.], Springer Science, 2010. v. 28. p. 203–214.

KUMAR, P. C., SAIN, K. **A machine learning tool for interpretation of Mass Transport Deposits from seismic data. Nature Scientific Reports.** [S.l.], Nature Publishing Group UK, 2020.

KVALSTAD, T. J., NADIM, F., HARBITZ, C. B. "Deepwater Geohazards: Geotechnical Concerns and Solutions". 2001. **Offshore Technology Conference.** Houston, Texas, [s.n.], 2001. p. 1–11.

L'HEUREUX, J. S., HANSEN, L., LONGVA, O., *et al.*, "Landslides Along Norwegian Fjords: Causes and Hazard Assessment". In: MARGOTTINI, C., CABUTI, P., SASSA, K. (Org.), **Landslide Science and Practice**, Berlin, Springer Berlin, Heidelberg, 2013. p. 81–87. DOI: 10.1007/978-3-642-31427-8_10.

LACKEY, J., MOORE, G., STRASSER, M. "Three-dimensional mapping and kinematic characterization of mass transport deposits along the outer Kumano Basin and Nankai accretionary wedge, southwest Japan", **Progress in Earth and Planetary Science**, v. 5, n. 1–19, 2018. DOI: 10.1186/s40645-018-0223-4.

LAMARCHE, G., MOUNTJOY, J., BULL, S., *et al.*, "Submarine Mass Movements and Their Consequences: Progress and Challenges". In: LAMARCHE, G., MOUNTJOY, J., BULL, S., *et al.* (Org.), **Submarine Mass Movements and Their Consequences. 7th International Symposium (Advances in Natural and Technological Hazards Research)**, [S.l.], Springer International Publishing, 2016. p. 1–12. DOI: 10.1007/978-3-319-20979-1_1.

LE BOUTEILLER, P., LAFUERZA, S., CHARLÉTY, J., *et al.* "A new conceptual methodology for interpretation of mass transport processes from seismic data", **Marine and Petroleum Geology**, v. 103, p. 438–455, 2019. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2018.12.027.

LE PICHON, X., EWING, M., TRUNCHAN, M., "Sediment transport and distribution in the Argentine Basin, 2, Antarctic bottom current passage into the Brazil Basin". In: AHRENS, L. H., PRESS, F., RUNCORN, S. K., *et al.* (Org.), **Physics and Chemistry of the Earth**, Oxford, Pergamon Press, 1971. v. 8. p. 31–48. DOI: 10.1016/0079-1946(71)90014-0.

LEE, H. J. "Undersea landslides: extent and significance in the Pacific Ocean, an update", **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 5, p. 877–892, 2005. DOI: 10.5194/nhess-5-877-2005.

LEVCHENKO, O. V., LOBKOVSKII, L. I., BORISOV, D. G., *et al.* "Seismic Evidences of Contourites on the Rio Grande Rise, Southwest Atlantic", **Doklady Earth Sciences**, v. 490, p. 40–45, 2020. DOI: 10.1134/S1028334X20010043.

LISNIEWSKI, M. A. **Caracterização de potenciais habitats bentônicos na Elevação do Rio Grande**. 2020. 123 f. Universidade Federal Fluminense, 2020.

LISNIEWSKI, M., HARLAMOV, V., FRAZÃO, E. P., *et al.* "Sediment Waves on the Rio Grande Rise". 2017. **IEE/OES Acoustics in Underwater Geosciences Symposium**. Rio de Janeiro, [s.n.], 2017. p. 1–5.

LIU, M., TANHUA, T. "Water masses in the Atlantic Ocean: characteristics and distributions", **Ocean Science**, v. 17, p. 463–486, 2021. DOI: 10.5194/os-17-463-2021.

LONCKE, L., GAULLIER, V., BELLAICHE, G., *et al.* "Recent depositional patterns of the Nile deep-sea fan from echo-character mapping", **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 86, n. 7, p. 1165–1186, 2002.

MARTINEZ, J. F., CARTWRIGHT, J., HALL, B. "3D seismic interpretation of slump complexes: examples from the continental margin of Israel", **Basin Research**, v. 17, p. 83–108, 2005. DOI: 10.1111/j.1365-2117.2005.00255.x.

MASSON, D. G., HARBITZ, C. B., WYNN, R. B., *et al.* "Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction", **Philosophical Transactions. Series A, Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 364, p. 2009–2039, 2006. DOI: 10.1098/rsta.2006.1810.

MCDONAGH, E. L., ARHAN, M., HEYWOOD, K. J. "On the circulation of bottom water in the region of the Vema Channel", **Deep-Sea Research I**, v. 49, p. 1119–1139, 2002. DOI: 10.1016/S0967-0637(02)00016-X.

MELGUEN, M., THIEDE, J. "Facies distribution and dissolution depths of surface sediment components from the Vema channel and the Rio Grande rise (southwest Atlantic Ocean)", **Marine Geology**, v. 17, p. 341–353, 1974. DOI: 10.1016/0025-3227(74)90096-6.

MÉZERAIS, M. L., FAUGÈRES, J. C., FIGUEIREDO, A. G., *et al.* "Contour current accumulation off the Vema Channel mouth, southern Brazil Basin: pattern of a “contourite fan”", **Sedimentary Geology**, v. 82, p. 173–187, 1993. DOI: 10.1016/0037-0738(93)90120-T.

MGDS. **Marine Geoscience Data System**. 2022. Disponível em: www.marine-geo.org. Acesso em: 23 jun. 2022.

MIENERT, J. "COSTA — continental slope stability : major aims and topics", **Marine Geology**, v. 213, p. 1–7, 2004. DOI: 10.1016/j.margeo.2004.10.025.

MINISTÉRIO DA DEFESA. **Brasil terá exclusividade na exploração de área rica em cobalto no Atlântico Sul**. 2014. Disponível em: <https://www.gov.br/defesa/pt-br/centrais-de-conteudo/noticias/ultimas-noticias/brasil-tera-exclusividade-na-exploracao-de-area-rica-em-cobalto-no-atlantico-sul>. Acesso em: 10 jul. 2021.

MOHRIAK, W. U., NÓBREGA, M., ODEGARD, M. E., *et al.* "Geological and geophysical interpretation of the Rio Grande Rise, southeastern Brazilian margin: Extensional tectonics and rifting of continental and oceanic crusts", **Petroleum Geoscience**, v. 16, p. 231–245,

2010. DOI: 10.1144/1354-079309-910.

MONTSERRAT, F., GUILHON, M., CORRÊA, P. V. F., *et al.* "Deep-sea mining on the Rio Grande Rise (Southwestern Atlantic): A review on environmental baseline, ecosystem services and potential impacts", **Deep-Sea Research Part I**, v. 145, p. 31–58, 2019. DOI: 10.1016/j.dsr.2018.12.007. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2018.12.007>.

MOREIRA, M. A. **Mapeamento de feições deposicionais e erosivas no estuário do Rio Açu/RN (NE do Brasil) utilizando o método hidroacústico de alta resolução e sondagem geológica**. 2016. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2016.

MOROZOV, E. G., DEMIDOV, A. N., TARAKANOV, R. Y., *et al.* **Abyssal channels in the Atlantic Ocean: Water structure and flows**. [S.l.], Springer Science, 2010.

MOSCARDELLI, L., WOOD, L. "Morphometry of mass-transport deposits as a predictive tool", **Geological Society of America Bulletin**, v. 128, n. 1–2, p. 47–80, 2015. DOI: 10.1130/B31221.1.

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

MOSCARDELLI, L., WOOD, L., MANN, P. "Mass-transport complexes and associated processes in the offshore area of Trinidad and Venezuela", **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 90, n. 7, p. 1059–1088, 2006. DOI: 10.1306/02210605052.

MOUNTJOY, J., MICALLEF, A., "Submarine Landslides". In: MICALLEF, A., KRASTEL, S., SAVINI, A. (Org.), **Submarine Geomorphology**, 1st. ed. [S.l.], Springer Cham, 2018. p. 235–250. DOI: 10.1007/978-3-319-57852-1_13.

MULDER, T., ALEXANDER, J. "The physical character of subaqueous sedimentary density flow and their deposits", **Sedimentology**, v. 48, p. 269–299, 2001. DOI: 10.1046/j.1365-3091.2001.00360.x.

NEVES, M. C., ROQUE, C., LUTTRELL, K. M., *et al.* "Impact of sea-level rise on earthquake and landslide triggering offshore the Alentejo margin (SW Iberia)", **Geo-Marine Letters**, v. 36, p. 415–424, 2016. DOI: 10.1007/s00367-016-0459-1. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s00367-016-0459-1>.

NORMANDEAU, A., CAMPBELL, D. C., CARTIGNY, M. J. B. "The influence of turbidity currents and contour currents on the distribution of deep-water sediment waves offshore

eastern Canada", **Sedimentology**, v. 66, p. 1746–1767, 2019. DOI: 10.1111/sed.12557.

NWOKO, J., KANE, I., HUUSE, M. "Mass transport deposit (MTD) relief as a control on post-MTD sedimentation: Insights from the Taranaki Basin, offshore New Zealand", **Marine and Petroleum Geology**, v. 120, p. 1–12, 2020. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2020.104489.

O'CONNOR, J. M., DUNCAN, R. A. "Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise Hot Spot system: implications for African and South American plate motions over plumes", **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. B11, p. 17475–17502, 1990. DOI: 10.1029/jb095ib11p17475.

OGATA, K., FESTA, A., PINI, G. A. **Submarine Landslides - Subaqueous Mass Transport Deposits from Outcrops to Seismic Profiles**. 1. ed. Washington, D.C., Wiley Global Headquarters, 2019.

OGIESOBA, O., HAMMES, U. "Seismic interpretation of mass-transport deposits within the upper Oligocene Frio Formation, south Texas Gulf Coast", **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 96, n. 5, p. 845–868, 2012. DOI: 10.1306/09191110205.

PALMA, J. J. C., PESSANHA, I. B. M. "Depósitos ferromagnésíferos de oceano profundo", **Brazilian Journal of Geophysics**, v. 18, n. 3, p. 431–446, 2000.

PANPICHITYOTA, N., MORLEY, C. K., GHOSH, J. "Link between growth faulting and initiation of a mass transport deposit in the northern Taranaki Basin, New Zealand", **Basin Research**, v. 30, n. 2, p. 237–248, 2018. DOI: 10.1111/bre.12251.

PESSOA, J. C. O. **Estudo Mineralógico e Geoquímico de Crostas Polimetálicas (Fe-Mn-Co) das Áreas Alpha e Bravo da Elevação do Rio Grande**. 2015. 83 f. Universidade Estadual de Campinas, 2015.

PIPER, D. J. W., AKSU, A. E. "The source and origin of the 1929 grand banks turbidity current inferred from sediment budgets", **Geo-Marine Letters**, v. 7, p. 177–182, 1987.

PIPER, D. J. W., MOSHER, D. C., CAMPBELL, D. C., "Controls on the distribution of major types of submarine landslides". In: CLAGUE, J. J., STEAD, D. (Org.), **Landslides: Types, Mechanisms and Modeling**, 1st. ed. [S.l.], Cambridge University Press, 2012. p. 95–107. DOI: 10.1017/cbo9780511740367.010.

POPE, E. L., TALLING, P. J., URLAUB, M., *et al.* "Are large submarine landslides temporally random or do uncertainties in available age constraints make it impossible to tell?", **Marine Geology**, v. 369, p. 19–33, 2015. DOI: 10.1016/j.margeo.2015.07.002. Disponível em:

<http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2015.07.002>.

POSAMENTIER, H. W., MARTINSEN, O. J., "The Character and Genesis of Submarine Mass-Transport Deposits: Insights from Outcrop and 3D Seismic Data". In: SHIPP, R. C., WEIMER, P., POSAMENTIER, H. W. (Org.), **Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings: An introduction**, [S.l.], Society for Sedimentary Geology, 2011. p. 7–38. DOI: 10.2110/sepmsp.096.007.

POSAMENTIER, H. W., WALKER, R. G., "Deep-water turbidites and submarine fans". In: POSAMENTIER, H. W. ., WALKER, R. G. (Org.), **Facies Models Revisited**, [S.l.], SEPM Society for Sedimentary Geology, 2006. . DOI: <https://doi.org/10.2110/pec.06.84.0399>.

POSAMENTIER, Henry W., KOLLA, V. "Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings", **Journal of Sedimentary Research**, v. 73, n. 3, p. 367–388, 2003.

PRAXEDES, A. G. P., CASTRO, D. L., TORRES, L. C., *et al.* "New insights of the tectonic and sedimentary evolution of the Rio Grande Rise, South Atlantic Ocean", **Marine and Petroleum Geology**, v. 110, p. 335–346, 2019. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2019.07.035. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.07.035>.

QIN, Z., WU, S., WANG, D., *et al.* "Mass transport deposits and processes in the north slope of the Xisha Trough, northern South China Sea", **Acta Oceanologica Sinica**, v. 34, n. 9, p. 117–125, 2015. DOI: 10.1007/s13131-015-0608-9.

REBESCO, M., HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J., VAN ROOIJ, D., *et al.* "Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations", **Marine Geology**, v. 352, p. 111–154, 2014. DOI: 10.1016/j.margeo.2014.03.011. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.011>.

ROHDE, J. K., VAN DEN BOGAARD, P., HOERNLE, K., *et al.* "Evidence for an age progression along the Tristan-Gough volcanic track from new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on phenocryst phases", **Tectonophysics**, v. 604, p. 60–71, 2013. DOI: 10.1016/j.tecto.2012.08.026.

SALEH, M., RABAH, M. "Seabed sub-bottom sediment classification using parametric sub-bottom profiler", **NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics**, v. 5, n. 1, p. 87–95, 2016. DOI: 10.1016/j.nrjag.2016.01.004. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.nrjag.2016.01.004>.

SANTOS, R. V., GANADE, C. E., LACASSE, C. M., *et al.* "Dating Gondwanan continental crust at the Rio Grande Rise, South Atlantic", **Terra Nova**, v. 00, p. 1–6, 2019. DOI:

10.1111/ter.12405.

SAVINI, A., MARCHESI, F., VERDICCHIO, G., *et al.*, "Submarine Slide Topography and the Distribution of Vulnerable Marine Ecosystems: A Case Study in the Ionian Sea (Eastern Mediterranean)". In: LAMARCHE, G., MOUNTJOY, J., BULL, S., *et al.* (Org.), **Submarine Mass Movements and Their Consequences. 7th International Symposium (Advances in Natural and Technological Hazards Research)**, [S.l.], Springer Cham, 2016. p. 163–170. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-319-20979-1_16.

SECIRM. **PLANO DE LEVANTAMENTO DA PLATAFORMA CONTINENTAL BRASILEIRA**. 2021. Disponível em: <https://www.marinha.mil.br/secirm/leplac>. Acesso em: 8 out. 2021.

SEIBOLD, E., BERGER, W. **The sea floor: An introduction to Marine Geology**. 4th. ed. [S.l.], Springer, 2017.

SHANMUGAM, G. **Deep-water processes and facies models: implications for sandstone petroleum reservoirs**. 1st. ed. Amsterdam, Elsevier, 2006.

SHANMUGAM, G., "Slides, slumps, debris flows, turbidity currents, hyperpycnal flows, and bottom currents". In: COCHRAN, J. K. ., BOKUNIEWICZ, H. J. ., YAGER, P. L. (Org.), **Encyclopedia of Ocean Sciences**, 3rd. ed. [S.l.], Elsevier Ltd., 2019. p. 228–257. DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.10884-X.

SHANMUGAM, G. "The landslide problem", **Journal of Paleogeography**, v. 4, n. 2, p. 109–166, 2015. DOI: 10.3724/SP.J.1261.2015.00071.

SILVA, A. E., MENANDRO, P. S., NASCIMENTO, K. A., *et al.* "Interpretation of sedimentary processes using echo-character distribution: case study of Piraquê-Açu and Piraquê-Mirim estuarine system, Aracruz-ES (Brazil)", **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 32, n. 2, p. 301–309, 2014.

SILVA, C. C., REIS, A. T. dos, PEROVANO, R. J., *et al.*, "Multiple Megaslide Complexes and Their Significance for the Miocene Stratigraphic Evolution of the Offshore Amazon Basin". In: LAMARCHE, G., MOUNTJOY, J., BULL, S., *et al.* (Org.), **Submarine Mass Movements and Their Consequences. 7th International Symposium (Advances in Natural and Technological Hazards Research)**, [S.l.], Springer International Publishing, 2016. p. 49–60.

SILVA, C. G., BAPTISTA NETO, J. A., BREHME, I., *et al.* "Morfologia das ondas de lama na Bacia do Brasil, ao sul do platô de São Paulo, com base em batimetria de varredura e 3,5

kHz". 1999. **6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society**. Rio de Janeiro, [s.n.], 1999. p. 1–4.

SKEMPTON, A. W., HUTCHINSON, J. "Stability of natural slopes and embankment foundations". 1969. **7th. International Conference of Soil Mechanics and Foundation Engineering**. Mexico, [s.n.], 1969. p. 291–340.

SLOAN, E. D. **Clathrate hydrates of natural gases**. 2nd. ed. New York, CRC Press, 1998.

STOW, D. A. V., FAUGÈRES, J. C., HOWE, J. A., *et al.*, "Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art". In: STOW, D. A. V., PUDSEY, C. J., HOWE, J. A., *et al.* (Org.), **Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics**, London, Geological Society of London, 2002. v. 22. p. 7–20. DOI: 10.1144/GSL.MEM.2002.022.01.02.

SULTAN, N., COCHONAT, P., CANALS, M., *et al.* "Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach", **Marine Geology**, v. 213, p. 291–321, 2004. DOI: 10.1016/j.margeo.2004.10.011.

SULTAN, N., COCHONAT, P., FOUCHER, J., *et al.* "Effect of gas hydrates melting on seafloor slope instability", **Marine Geology**, v. 213, p. 379–401, 2004. DOI: 10.1016/j.margeo.2004.10.015.

TALLING, P. J., WYNN, R. B., MASSON, D. G., *et al.* "Onset of submarine debris flow deposition far from original giant landslide", **Nature Letters**, v. 450, p. 541–544, 2007. DOI: 10.1038/nature06313.

TALLING, P. J., MASSON, D. G., SUMNER, E. J., *et al.* "Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types", **Sedimentology**, v. 59, p. 1937–2003, 2012. DOI: 10.1111/j.1365-3091.2012.01353.x.

TALLING, Peter J., PAULL, C. K., PIPER, D. J. W. "How are subaqueous sediment density flows triggered, what is their internal structure and how does it evolve? Direct observations from monitoring of active flows", **Earth-Science Reviews**, v. 125, p. 244–287, 2013. DOI: 10.1016/j.earscirev.2013.07.005.

TAPPIN, D. R., WATTS, P., MCMURTRY, G. M., *et al.* "The Sissano, Papua New Guinea tsunami of July 1998 - offshore evidence on the source mechanism", **Marine Geology**, v. 175, p. 1–23, 2001.

UNITED NATIONS. **Brazilian Partial Revised Submission To The Commission On The**

Limits Of The Continental Shelf (Oriental and Meridional Margins). 2018. Disponível em: https://www.un.org/Depts/los/clcs_new/submissions_files/bra02_rev18/BR-OMM-ExecutiveSummary.pdf. Acesso em: 8 out. 2021.

URLAUB, M., TALLING, P. J., ZERVOS, A., *et al.* "What causes large submarine landslides on low gradient (<2°) continental slopes with slow (~0,15 m/kyr) sediment accumulation?", **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 120, p. 6722–6739, 2015. DOI: 10.1002/2015JB012347.

USSAMI, N., CHAVES, C. A. M., MARQUES, L. S., *et al.*, "Origin of the rio grande Rise-Walvis ridge reviewed integrating palaeogeographic reconstruction, isotope geochemistry and flexural modelling". In: MOHRIAK, W. U., DANFORTH, A., POST, P. J., *et al.* (Org.), **Conjugate Divergent Margins**, London, Special Publications. The Geological Society of London, 2012. v. 369. . DOI: 10.1144/SP369.10.

VANNESTE, M., FORSBERG, C. F., GLIMSDAL, S., *et al.* "Submarine landslides and their consequences: what do we know, what can we do?". 2011. **7th. International Conference of Soil Mechanics and Foundation Engineering**. Rome, [s.n.], 2011. p. 1–11. DOI: 10.1007/978-3-642-31427-8_1.

VANOUDHEUSDEN, E., SULTAN, N., COCHONAT, P. "Mechanical behaviour of unsaturated marine sediments: experimental and theoretical approaches", **Marine Geology**, v. 213, p. 323–342, 2004. DOI: 10.1016/j.margeo.2004.10.012.

VARNES, D. J., "Slope movement types and processes". In: SCHUSTER, R. L. ., KRIZEK, R. J. (Org.), **Landslides - Analysis and Control**, Washington D. C., Special Report 176. National Academy of Sciences, 1978.

VESTAL, W. ., LOWRIE, A. "Large-scale slumps off southern India and Sri Lanka", **Geo-Marine Letters**, v. 2, p. 171–177, 1982.

WARD, N. I. P., ALVES, T. M., BLENKINSOP, T. G. "Submarine sediment routing over a blocky mass-transport deposit in the Espírito Santo Basin, SE Brazil", **Basin Research**, v. 30, n. 4, p. 816–834, 2018. DOI: 10.1111/bre.12282.

WRONA, T., MAGEE, C., JACKSON, C. A. L., *et al.* "Kinematics of polygonal fault systems: observations from the northern North Sea", **Frontiers in Earth Science**, v. 5, p. 1–21, 2017. DOI: 10.3389/feart.2017.00101.

XIA, Y., YANG, J., CHEN, Y., *et al.* "A Review of the Global Polygonal Faults: Are They

Playing a Big Role in Fluid Migration?", **Frontiers in Earth Science**, v. 9, p. 1–16, 2022. DOI: 10.3389/feart.2021.786915.

ZAVALA, C. "Hyperpycnal (over density) flows and deposits", **Journal of Palaeogeography**, v. 9, n. 17, p. 1–21, 2020. DOI: 10.1186/s42501-020-00065-x.

ZENK, W., SIEDLER, G., LENZ, B., *et al.* "Antarctic Bottom Water flow through the Hunter Channel", **Journal of Physical Oceanography**, v. 29, n. 11, p. 2785–2801, 1999.