



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

Instituto de Geociências

**MAPEAMENTO E CARACTERIZAÇÃO REGIONAL DOS SISTEMAS DE
TRANSPORTE CANALIZADOS DA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA**

Niterói

2019



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

Instituto de Geociências

MAPEAMENTO E CARACTERIZAÇÃO REGIONAL DOS SISTEMAS DE TRANSPORTE CANALIZADOS DA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA

ESMERALDINO ALELUIA OLIVEIRA JUNIOR

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade Federal Fluminense, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre, pelo Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra.

Área de Concentração: Geociências

Orientador: Prof. Dr. Antonio Tadeu dos Reis

Niterói

2019

O48m Oliveira junior, Esmeraldino Aleluia
MAPEAMENTO E CARACTERIZAÇÃO REGIONAL DOS SISTEMAS DE
TRANSPORTE CANALIZADOS DA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA /
Esmeraldino Aleluia Oliveira junior ; Antonio Tadeu Dos Reis,
orientador. Niterói, 2019.
109 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Niterói, 2019.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2019.m.01355592518>

1. Geologia Marinha. 2. Canyon. 3. Produção intelectual.
I. Dos Reis, Antonio Tadeu, orientador. II. Universidade
Federal Fluminense. Instituto de Geociências. III. Título.

CDD -

ESMERALDINO ALELUIA OLIVEIRA JUNIOR

**MAPEAMENTO E CARACTERIZAÇÃO REGIONAL DOS SISTEMAS DE
TRANSPORTE CANALIZADOS DA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA**

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

Área de Concentração: GEOCIÊNCIAS

Aprovada em 20/02/2019

BANCA EXAMINADORA

Prof. Antonio Tadeu dos Reis, Dr. (Orientador)
Dept° de Oceanografia Geológica / UERJ

Prof. Arthur Ayres Neto, Dr.
Dept° de Geologia/LAGEMAR-UFF

Carlos Maurício Monnerat de Oliveira, Dr.
Exploração/PETROBRAS

Prof. Cleverson Guizan Silva, Dr.
Dept° de Geologia/LAGEMAR-UFF

DEDICATÓRIA

Dedico esse trabalho aos meus pais, Lídia Maria e Esmeraldino (*in memoriam*) por toda a dedicação e apoio nas decisões de minha vida. Aos meus irmãos Eliezer, Ábia, Ana e M. Elisa e também a Madiane, minha esposa, pelo apoio durante a realização deste trabalho.

AGRADECIMENTOS

À DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação), Marinha do Brasil, pela disponibilização dos dados utilizado neste trabalho e em especial a Izabel King Jeck, Ana Angélica Ligiéro Alberoni Tavares e Luiz Carlos Torres pela presteza durante a realização do trabalho.

Ao LAGEMAR e ao programa de Pós-Graduação de Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense.

Ao Professor Antônio Tadeu dos Reis pela orientação, pelo intercâmbio de ideias e pelas valiosas observações que deixaram o trabalho mais completo.

A Renato Oscar Kowsmann pela amizade, incentivo e discussões técnicas durante a realização dos estudos.

A Adriano R. Viana pelo apoio e pelas considerações sobre o trabalho.

Ao Professor Angel Puga-Bernabéu (Universidad de Granada, Espanha) pelas sugestões e ideias sobre o talude da margem Leste do Brasil.

Aos colegas e amigos da Petrobras, Cízia Mara Hercos, Fernando Collo Correia e Castro, Marcelo Marquez dos Anjos, Fernando Cabral, Luis Cláudio Machado, Fábio Soares, Eugênio Taira Ferreira, Tiago Agne de Oliveira, Edson Jorge, João Bruno Cunha e em especial a Lucas Coutrim Caridade.

RESUMO

A utilização de dados batimétricos regionais, abrangendo toda a extensão da margem continental brasileira, e provenientes de diferentes fontes, permitiu caracterizar a morfologia do talude continental e mapear os sistemas turbidíticos de grande porte existentes em dita margem. O objetivo desse trabalho é entender como estão distribuídos os sistemas turbidíticos de grande porte da margem continental brasileira e como ocorre a transferência de sedimentos através deles. Desde o Amapá até o Rio Grande do Sul, o talude continental ocupa uma área de 325.743 km². Com base nas informações batimétricas foram identificados 4 tipos básicos de perfil de talude continental: Côncavo, convexo, misto e linear, que por sua vez foram usados como base para uma classificação regional do talude. Na escala regional da margem Brasileira, um total de 431 cânions submarinos no talude e 19 fora dele foram identificados e então agrupados em 8 áreas de captação, ou bacias, regionais de drenagens submarinas. A margem leste Brasileira, entre o banco *Royal Charlotte* e o platô do Rio Grande do Norte, é aquela que apresenta a maior concentração de grandes cabeceiras de cânions, 8 no total. Cinco regiões da margem são acompanhadas de redes de canais submarinos bem desenvolvidas que fluem em direção às planícies abissais adjacentes. Sete canais oceânicos profundos perpendiculares à margem foram identificados em profundidades maiores que 4000m. A integração das redes de drenagens continentais com as redes preferenciais de condução sedimentar mapeadas neste estudo (Cânions, Canais Submarinos e Canais Oceânicos Profundos) revelam que em condições favoráveis de nível de base e com tempo geológico suficiente, tais redes de dispersão são capazes de transferir sedimentos dos sistemas continentais e costeiros para as bacias oceânicas situadas em águas ultraprofundas (> 4000 m).

Palavras-chave: Cânions; Canais; Morfologia de talude; Transferência de sedimentos

ABSTRACT

We mapped on a regional scale the Brazilian continental slope morphology and the main submarine drainage systems (canyons and channels) using an available set of regional bathymetric data. The aim of this study is to map and understand the canyon and channel distribution along the Brazilian Margin in order to identify preferential paths for sediment transfer. From the state of Amapá to the state of Rio Grande do Sul, the continental slope covers 325,743 km². Based on the bathymetric information, four basic slope profiles were found. In total, 431 submarine canyons were identified on the continental slope and 19 outside it (in Guyots and Seamounts). These canyons are irregularly distributed along the margin and some areas present greater canyon density than others. All submarine canyons and channels were grouped into 8 different catchment areas or “submarine basins”. The east margin sector concentrates the majority of the large submarine canyon heads (8). Five regions have well-developed submarine channel networks and seven deep-sea channels (deeper than 4000 meters) are perpendicularly, or partly, oriented to the continental margin. The erosive features mapped in this study (Canyons, Channels and Deep Channels) and their distribution pattern seems to draw in some places a network that, under adequate environmental conditions and sufficient geological time, can transfer sediments from the coastal systems to the deepest parts of the ocean basin next to the Brazilian margin.

Keywords: Canyons, Channels, Slope morphology, Continental margin sedimentary processes

SUMÁRIO

1. Introdução.....	10
2. Objetivos.....	12
3. Histórico Sobre o Estudo dos Cânions e Canais Submarinos.....	14
4. Área de estudo.....	16
4.1 Margem continental Brasileira.....	16
4.1.1 Margem Norte.....	16
4.1.2 Margem Leste.....	19
4.1.3 Margem Sul.....	22
5. Base de Dados e Metodologia.....	25
5.1 Perfil do talude continental.....	25
5.1.1 Base de dados utilizada.....	25
5.1.2 Metodologia utilizada.....	25
5.2 Mapeamento das drenagens submarinas.....	27
5.2.1 Base de dados utilizada.....	27
5.2.2 Metodologia utilizada.....	27
5.2.3 Critérios utilizados na interpretação das drenagens.....	28
6. Resultados.....	31
6.1 Geomorfologia Regional do talude continental Brasileiro	31
6.1.1 Tipos de perfil de talude	31
6.1.2 Feições destacadas do talude continental.....	41
6.2 Distribuição de cânions submarinos da margem continental Brasileira.....	43
6.2.1 Vales incisos na Plataforma	44
6.2.2 Cânions Submarinos	44
6.2.2.1. Classificação e distribuição.....	44
6.2.2.2. Características morfométricas	50
6.2.2.3 Cânions Oceânicos	54
6.2.3 Canais Submarinos	55
6.2.3.1 Golfo Maranhense	56
6.2.3.2 Margem do Ceará e norte do Rio Grande do Norte	60
6.2.3.3 Região entre os platôs de Pernambuco e Rio Grande do Norte	62
6.2.3.4 Região sul da Bahia e Platô da Bahia	64
6.2.3.5 Extremo norte do platô de São Paulo	66
6.2.3.6 Tipos de Canais Observados.....	68
6.2.4 Canais oceânicos profundos	70
6.2.5 Áreas de captação	73
7. Discussões	76
7.1. Morfologia e Perfil do Talude	76
7.1.1 Perfis côncavos	77
7.1.2 Perfis Convexos	78
7.1.3 Perfis Retilíneos.....	79
7.1.4 Perfis Mistos	80

7.2. Cânions Submarinos	81
7.3 Redes de Canais Submarinos	83
7.4 Canais Oceânicos Profundos	85
7.5. Dispersão de sedimentos	88
8. Conclusões.....	91
9. Referências Bibliográficas	93
10. Apêndices	107

1. Introdução

Os sistemas turbidíticos são normalmente compostos por um ou mais cânions, por sistemas de canais com diques marginais e por séries de lobos terminais (os chamados lobos turbidíticos). Esses sistemas estão entre os mais importantes meios de transferência de sedimentos do continente para o oceano profundo e em alguns casos podem formar leques submarinos, os quais são considerados como os maiores sistemas de acumulação de sedimentos existentes na Terra (Normark, 1970; Bouma et al., 1985; Weimer & Link, 1991; Posamentier e Walker, 2006; Mulder, 2011). Ao longo do tempo geológico, tais sistemas têm alternado períodos de maior e menor atividade devido principalmente às variações do nível do mar e ao contexto geológico em que se encontram.

A melhoria das técnicas de aquisição de dados sedimentológicos, sonográficos e sísmicos ocorrida nos últimos 30 anos, possibilitou que grandes porções das margens continentais pudessem ser mapeadas em maior detalhe (e em alguns casos com repetibilidade periódica) e com isso uma visão mais precisa dos mecanismos de distribuição de sedimentos começou a ser obtida (*e.g.*, Twichell & Roberts, 1982; Bourillet et al., 2006; Lastras et al., 2009; Puga-Bernabéu et al., 2011; Rise et al., 2013; Brothers et al., 2013; Dutkiewicz et al., 2015; Li et al., 2016; Hizzet et al., 2018; Mountjoy et al., 2018).

Estudos recentes sobre a geomorfologia do fundo do mar e dos cânions submarinos em escala continental, ou mesmo mundial, utilizando os principais modelos batimétricos digitais (MBDs) disponíveis atualmente, tem mostrado a grande utilidade dos mapeamentos regionais para a comparação de parâmetros morfológicos entre distintos segmentos de uma margem, ou mesmo entre margens continentais de diferentes regiões do globo (*e.g.*, Heap & Harris, 2008; Harris & Whiteway, 2011; Harris et al., 2014; Huang et al., 2014).

No caso brasileiro, os primeiros estudos da margem continental integrando diferentes tipos de dados em escala regional foram realizados na década de 70 através do projeto REMAC (Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira). Esse projeto proporcionou um panorama regional da morfologia, da estrutura e dos padrões de sedimentação atuantes na margem brasileira como um todo (Chaves, 1979). Apesar da baixa densidade e resolução dos dados utilizados no projeto, se comparados com os disponíveis atualmente, as principais rotas regionais de dispersão de sedimentos puderam ser identificadas e aproximadamente 69 cânions submarinos foram contabilizados.

Ainda com base nos trabalhos do projeto REMAC, Gorini & Carvalho (1984) forneceram um panorama regional dos processos sedimentares atuantes na parte profunda da

margem continental brasileira, revelando as principais rotas existentes de condução sedimentar canalizada na escala regional da margem continental brasileira. Foram destacados também diversos mecanismos de controle na rota da dispersão sedimentar continente-oceano, tais como: a barragem e deslocamento de rotas de dispersão sedimentar por montes submarinos, tanto na Margem Norte (ou Equatorial), quanto na Margem Leste; o alinhamento de algumas drenagens da Margem Leste com as zonas de fraturas oceânicas; e a importância e influência do platô de São Paulo na retenção de volumes significativos de sedimentos na Margem Sul (ou Sudeste e Sul) brasileira.

Contudo, apesar de importantes avanços das últimas décadas no estudo da margem continental brasileira, esta permanece pouco conhecida de forma geral e com alguns trechos melhor estudados que outros. Os trechos melhor estudados estão localizados na Margem Sul, principalmente nas bacias de Campos, Santos e Espírito Santo, devido principalmente ao sucesso exploratório de hidrocarbonetos nessas bacias (*e.g.*, Viana et al., 1998A; Shreiner et al., 2008; 2009; Almeida & Kowsmann, 2015). Mais recentemente, a disponibilização cada vez maior de dados batimétricos de alta resolução tem também permitido o estudo em detalhe dos processos de dispersão sedimentar em outros trechos da margem, mas a maioria trata de processos de dispersão sedimentar não canalizados, de origem gravitacional (*e.g.*, Araújo, et al., 2009; Gamboa & Alves, 2015, 2016; Gamboa et al., 2010, 2011; Reis, et al., 2010, 2016a, 2016b; Silva, et al., 2010, 2016).

No entanto, desde o projeto REMAC a margem continental brasileira carece de estudos integrados em escala regional. Desse modo, o principal objetivo do presente trabalho é o de investigar toda a margem continental brasileira, baseado em dados batimétricos de maior resolução que aqueles disponíveis para o projeto REMAC, a fim de se identificar e caracterizar morfologicamente os sistemas canalizados de grande porte.

2. Objetivos

O objetivo central desse estudo é utilizando dados batimétricos regionais, caracterizar a morfologia do talude continental brasileiro e dos sistemas canalizados (ou turbidíticos) de grande porte existentes na margem continental a fim de se disponibilizar um panorama regional atualizado e em mesma escala do padrão de dispersão de sedimentos na margem continental brasileira (Figura 1). Para tanto, os objetivos específicos, são:

- (1) Definir os tipos mais comuns de perfil do talude de cada setor da margem continental;
- (2) Disponibilizar um panorama cartográfico atualizado dos principais sistemas canalizados na margem continental e oceano ultraprofundo (bacias oceânicas);
- (3) Individualizar e caracterizar as principais redes de dispersão sedimentar canalizada na margem continental brasileira, classificando-as por zonas geográfica de influência, setor da margem continental, tipo morfológico de talude, principais parâmetros geomorfológicos controladores das redes (alimentação fluvial ou não, processos de deslizamentos de massa; feições estruturais, etc...);
- (4) No caso das zonas da margem influenciadas por drenagem continental, conectar tentativamente suas principais redes de dispersão sedimentar canalizada com as zonas potenciais de captação de sedimentos (drenagem fluvial continental, vales incisos de grande porte na plataforma continental; cânions submarinos, sistemas turbidíticos, etc);
- (5) Extrair alguns dos principais parâmetros morfológicos dessas drenagens submarinas.
- (6) Inserir as principais redes de dispersão sedimentar canalizada em zonas específicas em termos de bacias receptoras (áreas de captação ou bacias oceânicas) ao longo da margem.

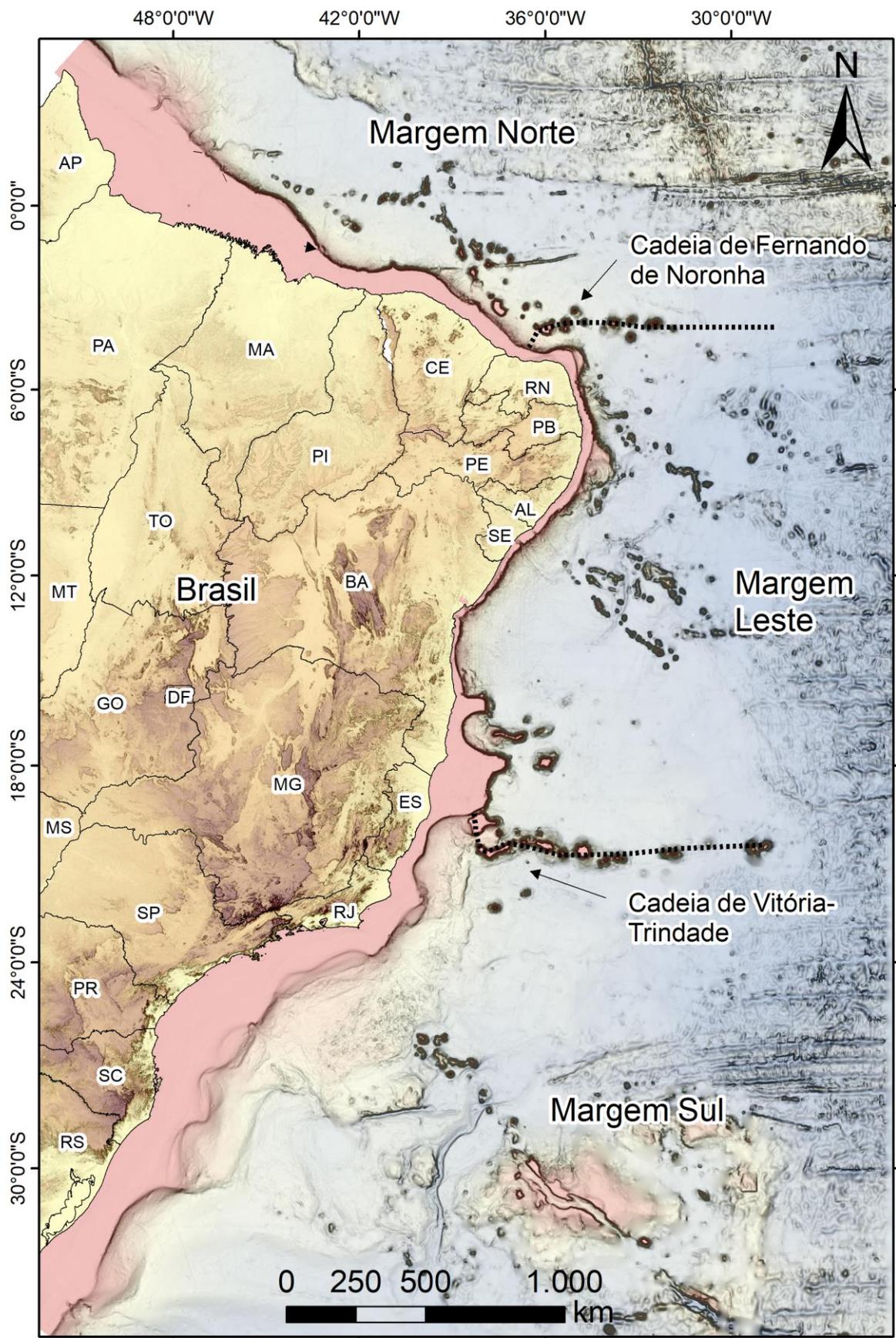


Figura 1: Mapa da margem continental brasileira mostrando a localização das Margens Norte, Leste e Sul. O limite entre os setores da margem são as cadeias de Fernando de Noronha e Vitória Trindade, marcados pelas linhas pontilhadas.

3. Histórico Sobre o Estudo dos Cânions e Canais Submarinos

As primeiras referências a cânions submarinos são normalmente atribuídas a Dana (1863; 1890). Nesses trabalhos o autor observou a presença de vales incisos na plataforma continental próxima à cidade de Nova Iorque e especulou sobre como esses vales poderiam ter se conectado a outros "vales" existentes na borda da plataforma. A explicação dada por esse autor para a presença desses "vales" na borda da plataforma seria a exposição subaérea causada por glaciações quaternárias que teriam permitido a instalação de sistemas fluviais na plataforma continental.

Alguns trabalhos publicados na década de 1930 trouxeram importantes avanços para o conhecimento sobre os cânions submarinos. Até 1936 a principal ideia para explicar a origem dos cânions submarinos era a de um grande rebaixamento do nível do mar. Nesse contexto os cânions se formariam em três fases: (1) primeiro seriam formadas depressões naturais no talude continental; (2) logo, durante o período glacial, ocorreria um excepcional rebaixamento do nível do mar de mais de mil metros, que propiciaria a erosão fluvial no talude e por fim (3) o derretimento do gelo afogaria os cânions e desde esse momento eles seriam mantidos por desmoronamentos das margens (Shepard, 1936). O primeiro autor a sugerir que os cânions submarinos seriam fruto da erosão por correntes de densidade foi Daly (1936). Com a disponibilização cada vez maior de perfis batimétricos no talude da margem leste Americana tinha ficado patente para este autor que as hipóteses de exposição subaérea não eram suficientes para explicar a elevada quantidade de cânions submarinos existentes nos perfis batimétricos e por isso um outro mecanismo (correntes de turbidez) foi proposto como o agente principal atuante na formação e manutenção dessas feições. Somente no final da década o termo corrente de turbidez seria introduzido na literatura geológica (Johnson, 1938). Nessa década foram registradas ainda as primeiras ocorrências de correntes de contorno e de marés no interior de cânions submarinos (Stetson, 1936; Shepard et al., 1939).

Nas décadas de 1950 e 1960 os principais avanços foram com respeito a transferência de sedimentos e a geração de correntes de turbidez na cabeceira e no interior dos cânions e canais. Esse interesse aumentou após a publicação do trabalho de Heezen & Edwin (1952) que detalhava o mecanismo de geração de correntes de turbidez após o terremoto de Grand Banks em 1929. A partir desse trabalho a quebra de cabos submarinos virou um *proxy* para a detecção de correntes de turbidez (Heezen et al., 1964). Na década de 60, Shepard & Dill (1966) publicaram um livro com estudos de casos de diversos cânions e canais ao redor do mundo e incluíram a escavação por correntes de turbidez como uma das hipóteses para a

escavação e manutenção dos cânions submarinos.

Na década de 1970 os cânions e canais submarinos foram reconhecidos como parte fundamental dos modelos de leques submarinos (Normark, 1970; 1978). Nesses modelos, o cânion teria a função de captar sedimentos costeiros e plataformais e os canais formados a partir das suas desembocaduras teriam a função de redistribuir os sedimentos na superfície dos leques formados no pé do talude. Com a inclusão dos leques submarinos nos modelos de estratigrafia de sequências, também na década de 1970, os cânions e canais passaram a ser também peças-chave no entendimento da estratigrafia de sequências de águas profundas (Vail et al., 1977).

Nas décadas de 1980 e 1990 surgiram os primeiros modelos evolutivos detalhados para os cânions submarinos. O trabalho de Shepard (1981), admitia a existência de diversas causas para a origem dos cânions submarinos, mas a introdução de novos sistemas que permitiram o imageamento de grandes porções do fundo marino de uma só vez, como o *sidescan* GLORIA e o seaMARCK I, foi em parte responsável pelos principais avanços dessas décadas. Usando esses dois sistemas Twichell & Roberts (1982) e Farre et al., (1983) colocaram pela primeira vez os diferentes tipos de cânions, ravinas e canais num contexto evolutivo que explicava a grande variedade morfológica dessas feições tanto lateralmente como em profundidade. Também, no princípio da década de 1980, foi observado pela primeira vez o padrão meandrante dos sistemas de canais e *levees* em um leque submarino, o Leque do Amazonas (Damuth et al., 1983). Os modelos evolutivos da década de 1980 foram melhorados na década de 1990, principalmente com os trabalhos de Pratson et al., (1994) e Pratson & Coakley (1996).

A partir dos anos 2000, a popularização constante de novas tecnologias, como a batimetria multifeixe e os sistemas de sísmica rasa como os SBP (*Sub-botton profilers*), permitiram trabalhos cada vez mais detalhados sobre a morfologia tanto interna quanto externa dos cânions e canais submarinos e das áreas adjacentes a estes (eg. Popescu et al., 2004; Lastras et al., 2007; Puga-Bernabéu et al., 2011; Puga-Bernabéu et al., 2013; Brothres et al., 2013).

4. Área de estudo

O presente estudo compreende a investigação da margem continental brasileira como um todo e em escala regional.

4.1 A Margem Continental Brasileira

A margem continental brasileira é do tipo Passiva, inserida no contexto da Plataforma Sul-Americana, que por sua vez foi formada durante a separação entre a África e a América do Sul, a partir do Cretáceo (~140 Ma; Mhoriak, 2003; Figura 1). Ela se estende por mais de 6000 km (do Amapá ao Rio Grande do Sul) e morfologicamente pode ser subdividida, de maneira simplificada, em 3 setores morfotectônicos distintos: Margem Norte (ou Equatorial), Margem Leste e Margem Sul (ou Sudeste e Sul) (Figura 1) como sugerido por alguns autores (Chaves, 1979; Palma, 1984; Gorini & Carvalho, 1984). As principais feições morfológicas e sedimentares de cada um dos setores da margem continental Brasileira estão simplificadamente representadas nos mapas das Figuras 2, 3, 4 e 5).

4.1.1 Margem Norte

A Margem Norte se estende desde o Cabo Orange, no extremo oeste, até a cadeia de Fernando de Noronha no extremo Leste, totalizando mais de 2100 km de extensão (Figura 2). Essa margem se diferencia dos demais segmentos da margem brasileira tanto por sua orientação quanto pelo regime tectônico dominante (Margem do tipo Transformante; e.g., Gorini, 1976; Matos, 2000; Moulin et al., 2010).

Dentre as principais feições estruturais regionais desse setor da margem estão: as zonas de fratura e falhas transformantes de Romanche, São Paulo e Fernando de Noronha; as cadeias de montes submarinos Norte Brasileira e de Fernando de Noronha, em parte alinhadas às zonas de fraturas oceânicas da região; e a elevação do Ceará uma alta morfológico localizado já na crosta oceânica (e.g., Gorini, 1976; Damuth & Palma, 1979; Matos, 2000; Moulin et al., 2010).

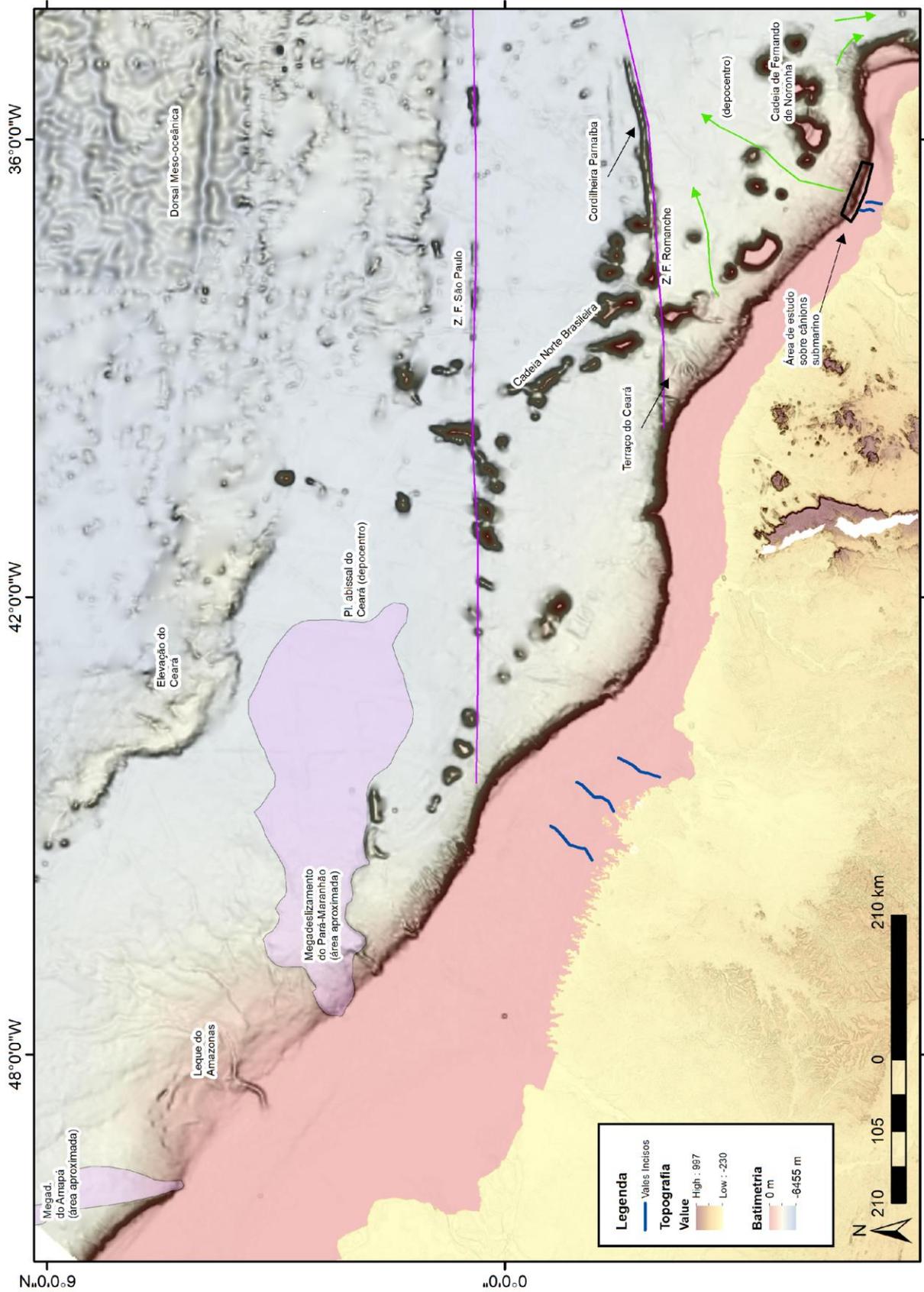


Figura 2: Principais feições estruturais e sedimentares da margem norte. As setas verdes mostram os sentidos de dispersão de sedimentos conhecidos desde o REMAC. Megadeslizamentos da bacia offshore do Amazonas de Reis et al., (2016a) e Silva et al., (2016), cânions do talude do Rio Grande do Norte por Almeida et al., (2015) e vales incisivos em azul por Gomes & Vital (2010) e Chaves, (1979).

A Margem Norte corresponde ao setor da margem brasileira onde desemboca o maior número de bacias hidrográficas de grande porte (média de 400.000 km², sem considerar a bacia do Amazonas que possui mais de 7 milhões de km²). As principais bacias hidrográficas são: do Amazonas, do Tocantins-Araguaia, do Mearim, do Parnaíba, do Piranhas, do Araguaí e do Jaguaribe (Figura 3).

Os vales incisos Açú-Piranhas e Apodi-Mossoró localizados na margem norte do Rio Grande do Norte são as feições de transferência de sedimento para águas profundas melhor estudadas da plataforma continental na Margem Norte (Gomes & Vital., 2010; Figura 2). Durante o REMAC, vales incisos de grande extensão e *sediment waves* também de grande porte foram observados na plataforma próxima ao Maranhão (Chaves, 1979; Figura 2).

Já os trechos de talude melhor estudados com foco em sistemas turbidíticos modernos são os taludes da margem norte do Rio Grande do Norte (Almeida et al., 2015) e do Leque do Amazonas (Damuth & Kumar, 1975; Damuth & Flood 1985; Jegou et al., 2008). A transferência de sedimentos nas proximidades do Leque do Amazonas ocorre também através de grandes deslizamentos de massa que têm sido foco de estudos recentes (Damuth & Embley 1981; Reis et al., 2010; Silva et al., 2016; Reis et al., 2016a).

A feição canalizada profunda da Margem Norte que conta com um estudo mais detalhado até o momento é o Canal Mesooceânico Atlântico Equatorial (CMAE) (Figura 4). Este canal encontra-se localizado na parte Norte da cadeia de Fernando de Noronha e parece se estender até profundidades abissais (Damuth & Gorini, 1976; Belderson & Kenyon, 1980; Baraza et al., 1997). A presença de dois depocentros de grande porte, um localizado no centro da planície abissal do Ceará e outro na parte Norte de Fernando de Noronha e o fenômeno de barragem de sedimentos por montes submarinos foram também identificados durante o projeto REMAC (Gorini & Carvalho, 1984) como características dessa parte da margem. Canais de origem puramente contornítica, nesse setor da margem, ainda não foram objeto de publicação de grande circulação (periódicos).

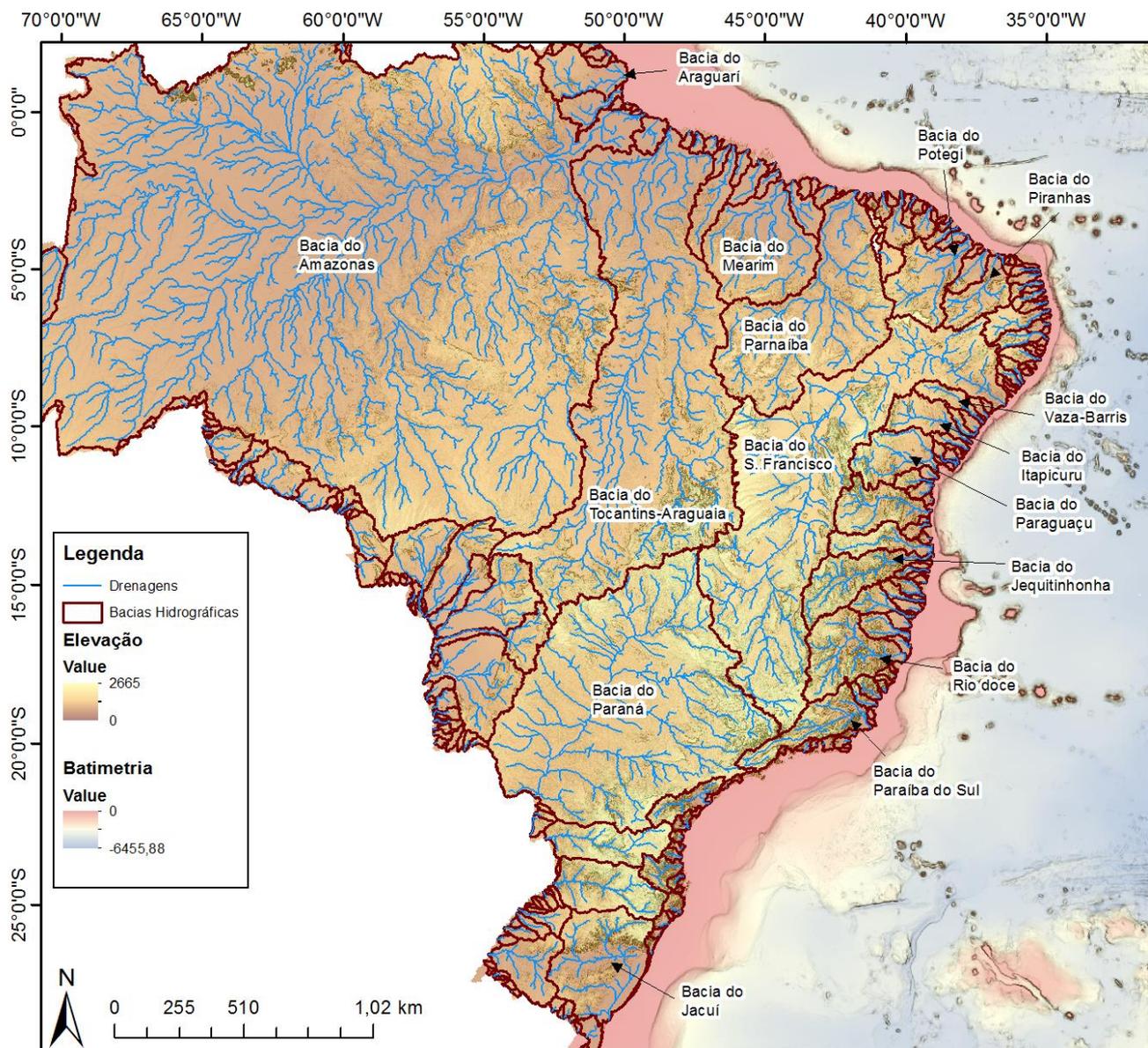


Figura 3: Distribuição das principais bacias hidrográficas do Brasil.

4.1.2 Margem Leste

A Margem Leste se estende por mais de 1900 km no sentido N-S (Figura 4) entre a cadeia de Fernando de Noronha na parte Norte e a cadeia de Vitória-Trindade na parte Sul (Palma, 1984). No REMAC, entretanto, França (1979) colocou o limite Sul desse setor da margem na parte Sul do embaiamento de Tubarão. No presente estudo foi considerado como limite Sul da Margem Leste Brasileira a cadeia de Vitória-Trindade, pois nos dados utilizados é possível observar que esta cadeia atua como divisor entre os sistemas turbidíticos localizados a norte e a sul dela.

Os platôs marginais do Rio Grande do Norte, de Pernambuco e da Bahia são as feições estruturais que mais se destacam nesse segmento da margem brasileira. Os platôs de Pernambuco e do Rio Grande do Norte são feições resultantes da presença, nessas regiões, de altos estruturais do embasamento e da atividade vulcânica (Kowsmann & Costa 1976; Asmus, 1984). Já o platô da Bahia pela semelhança com o platô de São Paulo, a Sul, e pela presença de domos de sal, a Norte do banco *Royal Charlote* (Rangel et al., 2007; Figura 4), deve ser fruto da ação conjunta da tectônica salífera e da atividade vulcânica existente na região. Nesse trecho da margem as cadeias de montes submarinos também estão associadas a zonas de fraturas oceânicas (França, 1979; Asmus, 1984).

As principais bacias hidrográficas da Margem Leste possuem em sua maioria um tamanho médio (~60.000 km²) (Figura 3), sendo a bacia do rio São Francisco a única bacia hidrográfica de grande porte desembocando nesse trecho da margem (~640.000 km²).

Algumas feições de transferência de sedimentos para águas profundas também são identificadas na Margem Leste. Os melhores exemplos de vales incisos na plataforma encontram-se nas margens da Bahia (Dominguez et al., 2013) e Sergipe-Alagoas (Fontes et al., 2017) onde vales incisos de grande porte e pouco preenchimento são observados. No talude, os cânions melhor estudados até o momento são também os da margem de Sergipe-Alagoas (Oliveira Jr. et al., 2017) e em menor medida os da Bahia (Karam, 2005; Gomes & Viana, 2002). Apenas dois grandes deslizamentos, próximo a Salvador, foram identificados até o momento: Boca do Rio e Joanes (Cobbold et al., 2010; Dominguez et al., 2011).

A presença de vales profundos no sopé tem sido observada desde os trabalhos do REMAC, sobretudo no sopé continental ao largo da Bahia (os Vales da Bahia). O exemplo mais expressivo da atuação de correntes de contorno na Margem Leste é a presença do canal de Pernambuco que se estende por mais de 800 km no sentido Norte-Sul e é o resultado da escavação pela Água de Fundo Antártica, que migra de Sul para Norte. Mais recentemente, a conexão entre os vales do sopé da Bahia com o Canal de Pernambuco foi também sugerida (Gomes & Viana, 2002).

O fenômeno de barragem de sedimentos foi observado também na região dos montes submarinos, entre os platôs de Pernambuco e Rio Grande do Norte (Gorini & Carvalho, 1984).

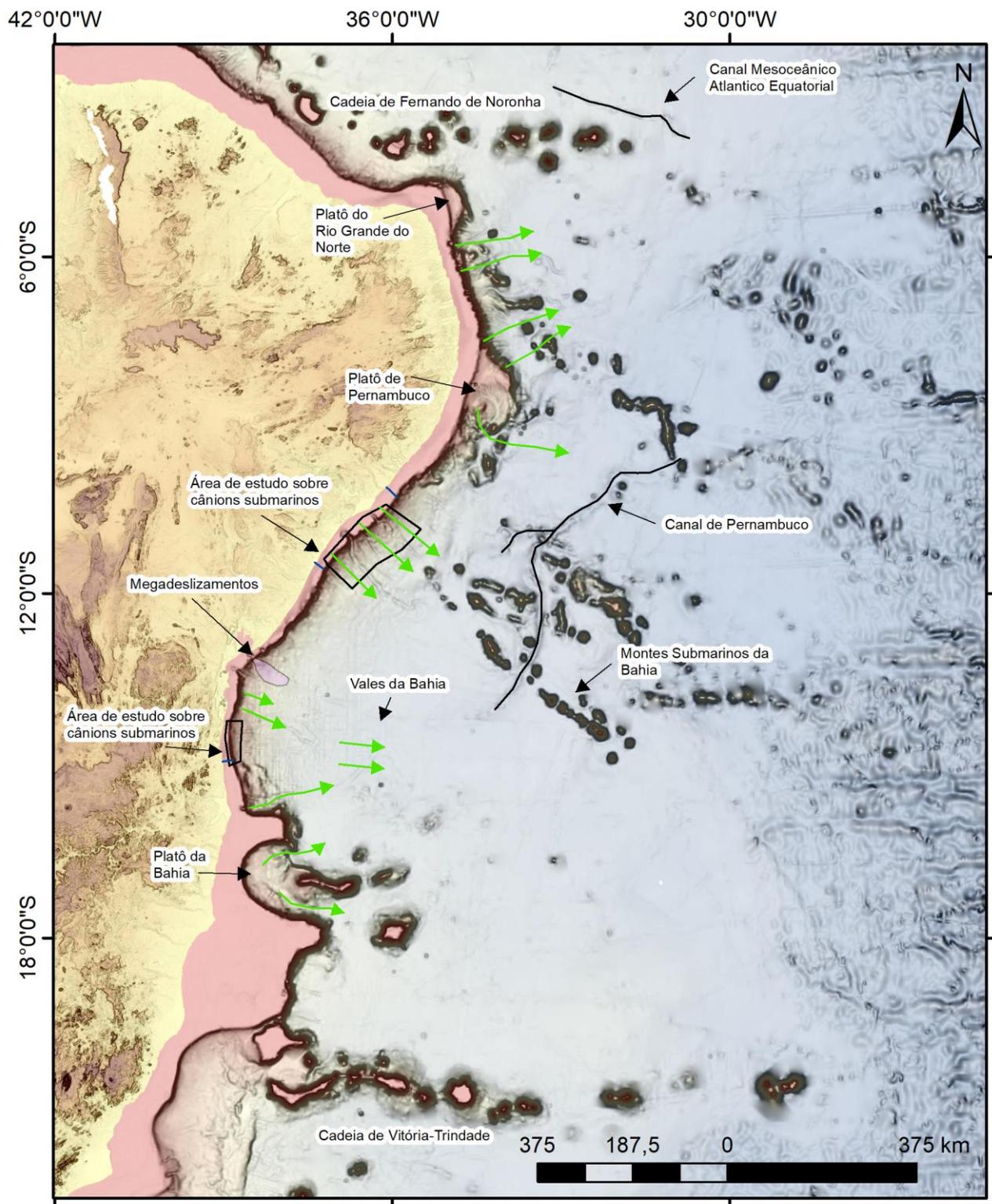


Figura 4: Principais feições estruturais e sedimentares da margem Leste. As setas verdes mostram os sentidos de dispersão de sedimentos conhecidos desde o REMAC. Megadeslizamento de Cobbold et al., 2010 e Dominguez et al., 2011. Cânions por Karam, 2005 e Oliveira Junior et al., 2017. Vales incisos por Dominguez et al., 2013 e Fontes et al., 2017.

4.1.3 Margem Sul

A Margem Sul começa na altura da cadeia de Vitória-Trindade e se estende até o extremo Sul do país (Figura 5) na região do megadeslizamento do Chuí (Reis et al., 2016b). A Margem Sul apresenta um fundo estruturalmente mais complexo que os outros dois trechos da margem, sendo as principais feições estruturais do fundo do mar o Platô de São Paulo e a região do Elevação do Rio Grande. O Platô de São Paulo é o resultado da intensa tectônica salífera ocorrida na região (Gorini & Carvalho, 1984). O platô se estende desde o Espírito Santo até aproximadamente à altura de Santa Catarina (mais de 1000 km N-S) e na sua parte sul encontra-se limitado pela Dorsal de São Paulo, uma cadeia vulcânica de grande extensão, que forma uma escarpa contínua, de até 2 km de desnível topográfico na parte sul e por escarpas criadas pelo Sal nas outras áreas (Zembruski, 1979).

A maioria das bacias hidrográficas da Margem Sul são de pequeno porte (< 30.000 km²) (Figura 3), se comparadas com as bacias dos outros dois setores. Sendo a maior parte da região continental inserida no contexto da bacia do Rio Paraná, que drena para o interior do país. Apenas 3 bacias de médio porte (~70.000 km²) se destacam são elas: as bacias do Paraíba do Sul e do Rio Doce próximas ao limite Norte do setor da margem e a Bacia do Jacuí, próxima do limite Sul.

Exemplos de vales incisivos expressivos na plataforma continental da região sul podem ser encontrados na plataforma do Espírito Santo, São Paulo e Rio Grande do Sul (Bourguignon et al., 2018; da Silva, 2017; Conti 2009; Weschenfelder et al., 2014).

Os cânions do talude da margem sul, e seu papel na transferência de sedimentos para águas mais profundas, têm sido estudados por alguns autores mais recentemente utilizando dados de alta resolução (*e.g.*, Viana et al., 2003; Machado et al., 2004; Almeida & Kowsmann, 2015).

As canalizações de grande porte existentes no sopé a Sul da cadeia de Vitória-Trindade, fora do platô de São Paulo, têm sido estudadas em detalhe desde o início da década de 1980. O trabalho de Brehme (1984) caracterizou morfologicamente as duas maiores canalizações nessa região (Canais Colúmbia e Carioca). Ficou claro nesse trabalho, que as canalizações atuavam ligando as drenagens do platô de São Paulo à planície abissal. Essa ligação foi sinalizada ainda por Costa (1992 apud Viana et al., 2003) e Alves (1999) que também estudaram essa região. Alves (1999) mostrou também a existência de sedimentos

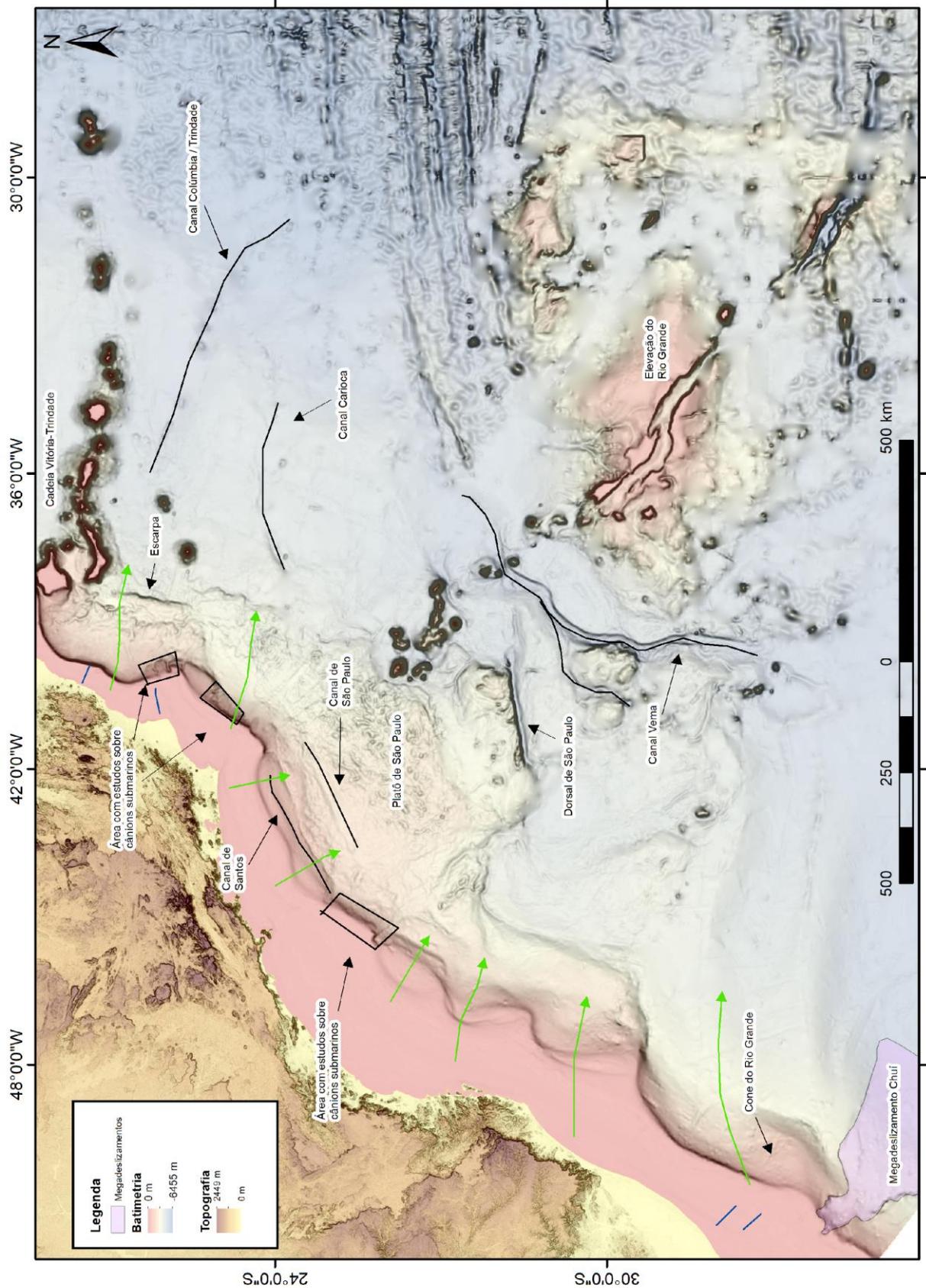


Figura 5: Principais feições estruturais e sedimentares da margem Sul. As setas verdes mostram os sentidos de dispersão de sedimentos sugeridos desde o REMAC. Canais contorníticos por Faugères et al., 2002 e Duarte & Viana, 2007. Cânions por Duarte & Viana, 2002; Machado et al., 2004 e Almeida & Kowsmann 2015. Megadeslizamento por Reis et al., 2016b.

que apresentam alta amplitude sísmica próximos da desembocadura do canal Colúmbia na Planície Abissal do Brasil. Gonthier et al., (2003) e Viana et al., (2003) sinalizaram também a existência de outros sistemas turbidíticos localizados entre os canais Colúmbia e Carioca (Sistema São Tomé).

A Margem Sul é também a que apresenta a maior concentração de canais contorníticos de grande porte como os canais Vema, Santos e São Paulo. (*e.g.* Faugères et al., 1998; Viana, 2002; Faugères et al., 2002; Duarte & Viana, 2007).

5. Base de Dados e Metodologia

O presente trabalho consistiu na análise quantitativa e na interpretação de diversos modelos batimétricos digitais (MBDs) regionais disponíveis para a margem continental Brasileira. Para tanto, a margem continental foi dividida em 3 seguimentos: Norte, Leste e Sul, seguindo a divisão sugerida no REMAC (Chaves, 1979; Gorini & Carvalho, 1984). A análise foi realizada em duas etapas: (1) Caracterização morfológica do talude existente na margem continental brasileira e (2) Mapeamento das principais drenagens existentes na margem.

5.1 Perfil do talude continental

5.1.1 Base de dados utilizada

O MBD SRTM_30_PLUS_V11 (Sandwell et al., 2014; Becker et al., 2009) foi o MBD utilizado para caracterizar o perfil do talude da margem continental brasileira. Desse MBD foram extraídas ainda de forma automática a declividade e as curvaturas tangencial e de perfil que serviram para auxiliar na caracterização morfológica do talude.

5.1.2 Metodologia utilizada

Para definir o perfil do talude da margem continental, foi desenvolvida a metodologia descrita a seguir. Inicialmente foram estabelecidos dois limites importantes: a quebra da plataforma e o limite inferior do talude. Para a quebra da plataforma foram adotadas as seguintes profundidades (com base nas características da plataforma e nos trabalhos prévios do REMAC): 100 m para a margem que vai do Amapá até o talude do Pará, 70 m do talude do Pará até o Sul do embaçamento de Tubarão (próximo a Cabo Frio no, Rio de Janeiro) e 150 m para o restante da Margem Sul. Para o limite inferior do talude foi estabelecido o limite de 1,5 graus de inclinação para as regiões onde a passagem entre talude e sopé não é evidente nos mapas de declividade e curvatura. O limite de 1,5 graus de inclinação é um limite que costuma ser aceitável para a posição do limite inferior do talude em regiões onde este é pouco evidente (Heezen et al., 1959). Para a Margem Sul, que possui declividades muito baixas, foi usado um critério misto de morfologia do talude e declividade. Notar, no entanto, que esses

critérios de definição do limite inferior do talude são diferentes do estabelecido pela UNCLOS (*United Nations Convention on the Law of the Sea*) de 1982, e portanto, os limites do talude definidos no presente estudo **NÃO devem ser considerados para quaisquer fins de definição de limites do talude no contexto de trabalhos e documentos da UNCLOS.**

Os limites estabelecidos anteriormente foram então interpolados utilizando o software QGIS 2.18.24 para criar uma superfície retilínea (e em metros) que liga a quebra da plataforma ao pé do talude. Essa superfície cobre todo o talude da margem e representaria um talude “ideal” sem erosões ou acumulações. Em seguida, essa superfície ideal foi subtraída da batimetria obtendo-se como resultado uma superfície que foi chamada de “grid de perfil”. Essa superfície mostra valores positivos nas regiões onde a batimetria está acima da superfície ideal e negativos onde a batimetria está abaixo (Figura 6). Por último foram estabelecidos limites (valores) dentro do grid de perfil que melhor representavam o perfil existente da margem brasileira. Considerou-se, nesse estudo, como perfil retilíneo os perfis dentro do range de um desvio padrão para abaixo e para acima da média do Grid de perfil que é -227 metros. Com isso valores positivos (entre 2000 m e 157 m) representam perfis convexos, valores negativos (entre -611 m e -2000 m) perfis côncavos e próximos de zero (entre 157 m e -611 m), perfis retilíneos. O perfil retilíneo igual a 0 é muito raro na natureza, por essa razão os valores intermediários foram escolhidos. Essas morfologias foram então confirmadas com perfis batimétricos.

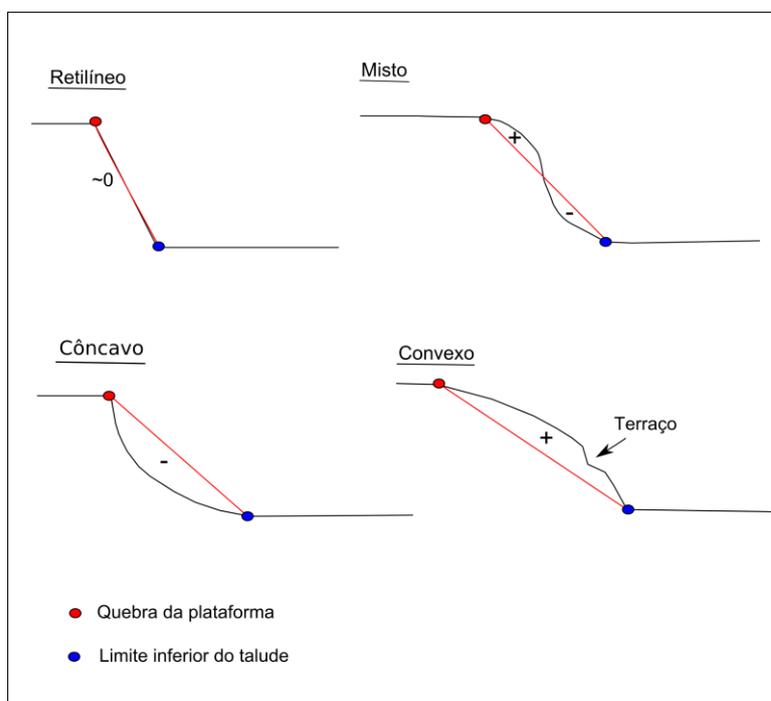


Figura 6: Classificação e modelo simplificado do perfil do talude da margem continental mostrada no Grid de Perfil.

5.2 Mapeamento das drenagens submarinas

5.2.1 Base de dados utilizada

Para o mapeamento e interpretação das drenagens existentes na margem brasileira foi utilizado o MBD regional “Brasil_LEPLAC” disponibilizado pela DHN em sua página na internet (DHN, 2017) e utilizado pela mesma como base para o mapa fisiográfico padrão da margem continental brasileira. Esse MBD possui resolução horizontal aproximada de 1,5 por 1,5 km e cobre de maneira contínua toda a extensão da margem continental brasileira. Para a criação desse MBD foram utilizados dados batimétricos (monofeixe e multifeixe) e levantamentos sísmicos multicanal provenientes de distintas organizações e projetos entre eles o LEPLAC, a DHN, Instituições Brasileiras e estrangeiras, GEODAS, GEBCO, Petrobras e ANP. Para as regiões onde havia escassez de informações batimétricas foi utilizado o SRTM30_Plus V7.0.

5.2.2 Metodologia utilizada

A interpretação dos cânions e canais se baseou em parâmetros e subprodutos derivados da batimetria (Fig. 7). A metodologia desenvolvida para o mapeamento das drenagens é detalhada a seguir.

O mapeamento das drenagens foi realizado utilizando o software ArcGis 10.5 e foi baseado na interpretação de dois *rasters* derivados da batimetria: (1) curvatura Planimétrica “*plan curvaturate*”), extraída automaticamente pelo ArcGis e (2) Profundidade da Drenagem. O *raster* de Profundidade da Drenagem foi obtido através da operação entre duas superfícies. Primeiramente foi criada uma superfície sem canais e cânions. Essa superfície é o resultado da interpolação das profundidades existentes na região intercânion/canal e tem como saída uma superfície, que representa o talude sem as feições erosivas. Essa superfície ideal resultante foi subtraída da batimetria obtendo-se como resultado uma terceira superfície que mostra a profundidade e a posição dos cânions de forma bem marcada. A combinação desses dois *rasters* foi escolhida para o mapeamento porque, entre os subprodutos da batimetria, essa foi a combinação que melhor destacou a posição dos cânions e canais. Para controle de qualidade, sempre que disponíveis, dados de alta resolução foram usados para controlar a qualidade da interpretação.

Para cada cânion submarino os parâmetros morfológicos medidos durante o mapeamento foram: (1) Profundidade Média – mede a profundidade média (ou relevo) dos cânions; (2) Máxima Incisão – maior profundidade (ou relevo) medida num cânion; (3) Área Total – somatório da área ocupada por todos os cânions de um determinado trecho de talude; (4) Área Média – área média considerando cada cânion individualmente; (5) Comprimento – comprimento desde a cabeceira até a desembocadura dos cânions; e (6) Inclinação - inclinação média do talvegue dos cânions. Além desses parâmetros, para os cânions com cabeceiras expressivas na plataforma continental, foram medidas também a área da cabeceira e a distância da linha de costa para a cabeceira do cânion.

5.2.3 Critérios utilizados na interpretação das drenagens

O foco do desse estudo foram os cânions e canais da margem continental. Grandes cânions existentes em montes submarinos, na elevação do Rio Grande e em *guyots*, foram mapeados, mas não foram utilizados para a extração de parâmetros por se encontrarem em contextos diferentes dos cânions da margem. A distinção entre Cânions e Canais levou em consideração a posição da feição com relação ao talude e ao sopé continental, os critérios adotados para essa classificação foram: (1) cânions estão localizados totalmente ou quase totalmente no talude continental, (2) os canais se iniciam no pé do talude ou próximo a ele e (3) os canais oceânicos profundos se iniciam no sopé, possuem dimensões maiores que as dos canais e se estendem até a planície abissal ou próximo a ela.

A iteração da cabeceira do cânion com a quebra da plataforma continental foi utilizada como critério para classificar os cânions entre conectados e não conectados à plataforma. Nesse estudo, foi estabelecido o valor de 1000 m de incisão na plataforma como valor mínimo para um cânion ser considerado como conectado à plataforma. A escolha do limite de 1000 m foi devida a resolução do dado utilizado.

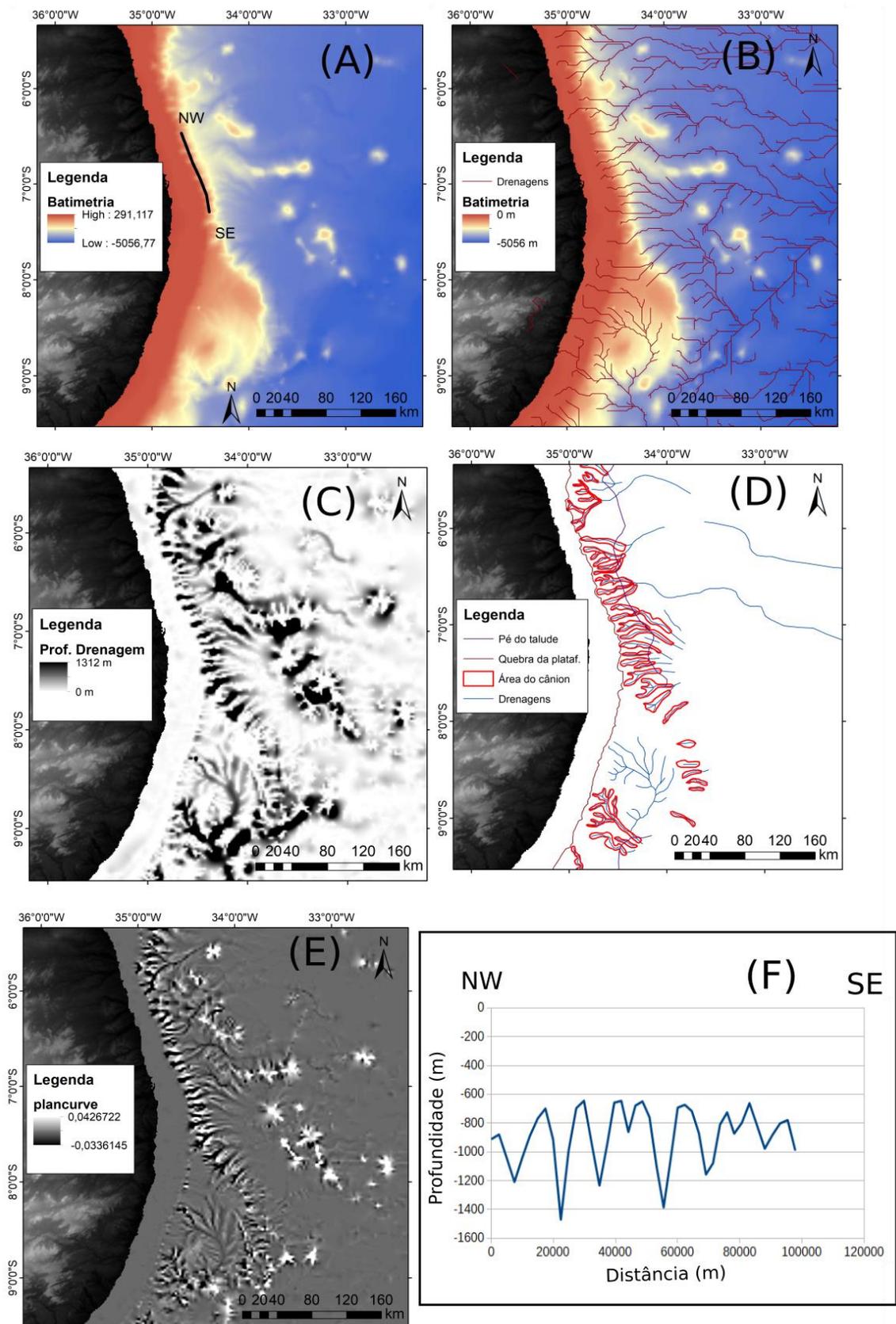


Figura 7: Informações utilizadas para a interpretação das drenagens na margem brasileira. (A) Dado batimétrico (B) Análise hidrográfica com extração automática de drenagens. (C) *Raster* de profundidade das drenagens. (D) Mapeamento das drenagens para a extração de atributos. (E) Mapa de curvatura planimétrica. (F) Perfil localizado no talude da figura (A).

Durante o mapeamento, foram estabelecidos alguns critérios para manter a coerência do mesmo. O cânion Amazonas (estabelecido como o cânion com as maiores dimensões da margem), que possui largura média de 10 km e aproximadamente 90 km de extensão, foi usado como limite superior para as dimensões dos cânions e canais no talude. Para o limite inferior, foram usadas as dimensões normalmente aceitas na literatura para as ravinas (larguras menores que 1 km, extensão menor ou igual a 10 km e poucas dezenas de metros de profundidade; *e.g.*, Prelat et al., 2015; Shumaker et al., 2017). Drenagens com dimensões acima ou abaixo desses limites, tiveram que ser validadas caso a caso para se determinar onde se encaixariam na classificação ou se seriam excluídas por não se tratarem de cânions.

6. Resultados

6.1 Geomorfologia Regional do talude continental Brasileiro

6.1.1 Tipos de perfil de talude

Utilizando as posições do limite inferior do talude e da quebra da plataforma estabelecidas no presente estudo (ver seção 5.1.2), observou-se que o talude continental Brasileiro ocupa uma área total de 325,743 km², desde a margem continental do Amapá até a margem continental na altura do Cone do Rio Grande, desconsiderando nesse cálculo algumas regiões de morfologia mais complexas e/ou anômalas, como: o Platô de Pernambuco, o Platô do Rio Grande do Norte e o Cone do Amazonas.

Com base nos valores estabelecidos no *grid de perfil* e na extensão analisada, foram identificados 4 tipos básicos de perfil de talude. São os tipos: *côncavo*, *convexo*, *retilíneo* e *misto* (Figuras 8 e 9).

O perfil de talude do *tipo côncavo* apresenta valores negativos de *grid de perfil*, variando entre -2000 e -611 m (Figura 8). Este tipo de perfil é o tipo mais comum no talude da margem brasileira, ocupando uma área total de cerca de 146.481 km² ou 45% do total da área analisada.

Na Margem Norte brasileira, o perfil de talude côncavo aparece como o perfil dominante nos segmentos de talude paralelos às falhas transformantes de São Paulo, Romanche e, possivelmente, Fernando de Noronha (Figura 9).

Na Margem Leste brasileira, os taludes do *tipo côncavo* representam o tipo morfológico dominante. Nesse trecho da margem encontra-se também o trecho côncavo de maior continuidade e extensão lateral, localizado entre o banco *royal charlotte* e o platô de Pernambuco.

Na Margem Sul, dois trechos de talude são caracterizados pela morfologia do *tipo côncavo*: O primeiro localizado a norte do Cone do Rio Grande; e o segundo mais a norte, próximo da costa sul do Rio de Janeiro. No trecho próximo ao Rio de Janeiro estão localizados os únicos dois cânions existentes na margem continental a sul de Cabo Frio (Figura 9).

O perfil de talude do *tipo retilíneo* (Figura 8) apresenta valores de *grid de perfil* variáveis entre negativo e positivo (-611 m e +157 m) mais próximos a 0 e, portanto, mais

próximos da superfície de um talude ideal. O perfil de talude do *tipo retilíneo* é o segundo tipo de perfil de talude mais comum da margem brasileira, ocupando uma área total de cerca de 94.151 km², ou 28 % do total da área de talude analisada (Figura 9).

Na Margem Norte, taludes do *tipo retilíneo* alternam-se com trechos de talude do *tipo côncavos*. Nesse trecho da margem os perfis do *tipo retilíneo* possuem normalmente o limite inferior do talude em profundidades menores que as áreas com *tipo côncavo* e possuem também uma maior extensão lateral (Figuras 8 e 12).

Na Margem Leste, esse tipo de perfil é encontrado no talude do platô da Bahia e no talude próximo ao estado da Paraíba. O talude da parte externa da plataforma de Abrolhos, apesar de classificado como côncavo neste estudo, possui a sua parte superior e média muito inclinada e muito retilínea ganhando algum ângulo somente próximo do limite inferior do talude.

Na Margem Sul, além do talude da parte norte do platô de São Paulo outros três trechos aparecem alternados com os perfis convexos.

O perfil de talude do *tipo convexo* apresenta valores de *grid de perfil* positivos em toda ou a maior parte de sua extensão (Figura 8). No total este tipo de perfil ocupa uma área de 64.903 km² ou 20% do total analisado e está concentrado somente na margem Sul. Nas regiões onde são observados tais perfis, observa-se também um predomínio de baixas declividades nas partes superior média do talude e altas declividades na parte inferior (Figuras 8 e 10). O trecho mais a norte encontra-se próximo à parte norte do estado do Rio de Janeiro e o mais ao sul está próximo do Rio Grande do Sul.

O perfil de talude do *tipo misto* se caracteriza por apresentar valores de *grid de perfil* tanto positivos quanto negativos (Figura 8), normalmente em proporções iguais. Esse tipo de perfil ocupa apenas 21.806 km², ou 7% da área total do talude brasileiro.

Ao longo da margem Brasileira, esse tipo de perfil de talude caracteriza apenas dois trechos ambos localizados na Margem Norte: o primeiro está localizado a norte do Leque do Amazonas; e o segundo no talude adjacente ao estado do Maranhão (Figura 8), sendo que nesses dois segmentos a parte superior do talude é convexa e a inferior côncava.

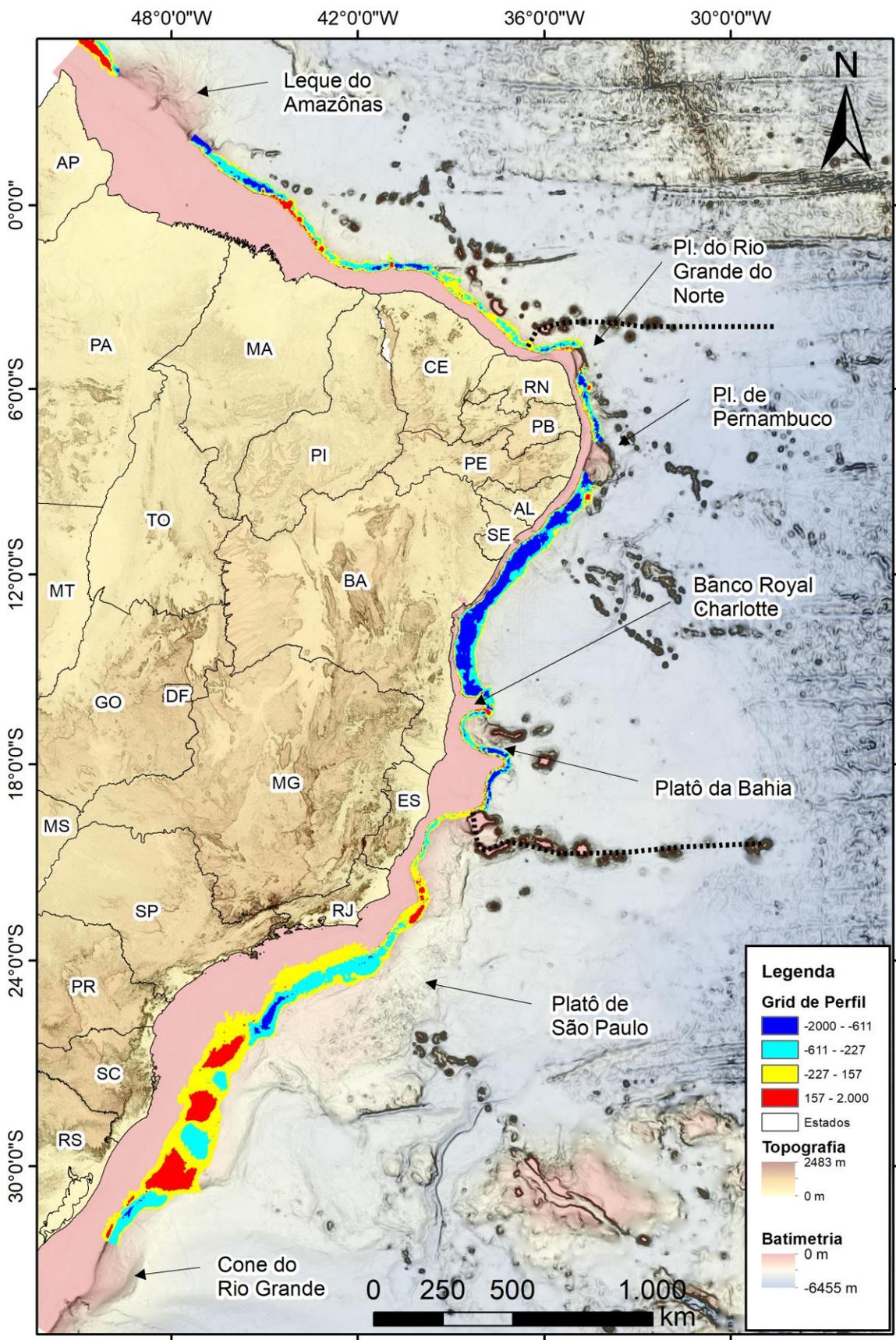


Figura 8: Grid de Perfil classificado de acordo com os critérios estabelecidos na metodologia. Taludes côncavos em azul, convexos em vermelho e “retilíneos” em amarelo e azul claro.

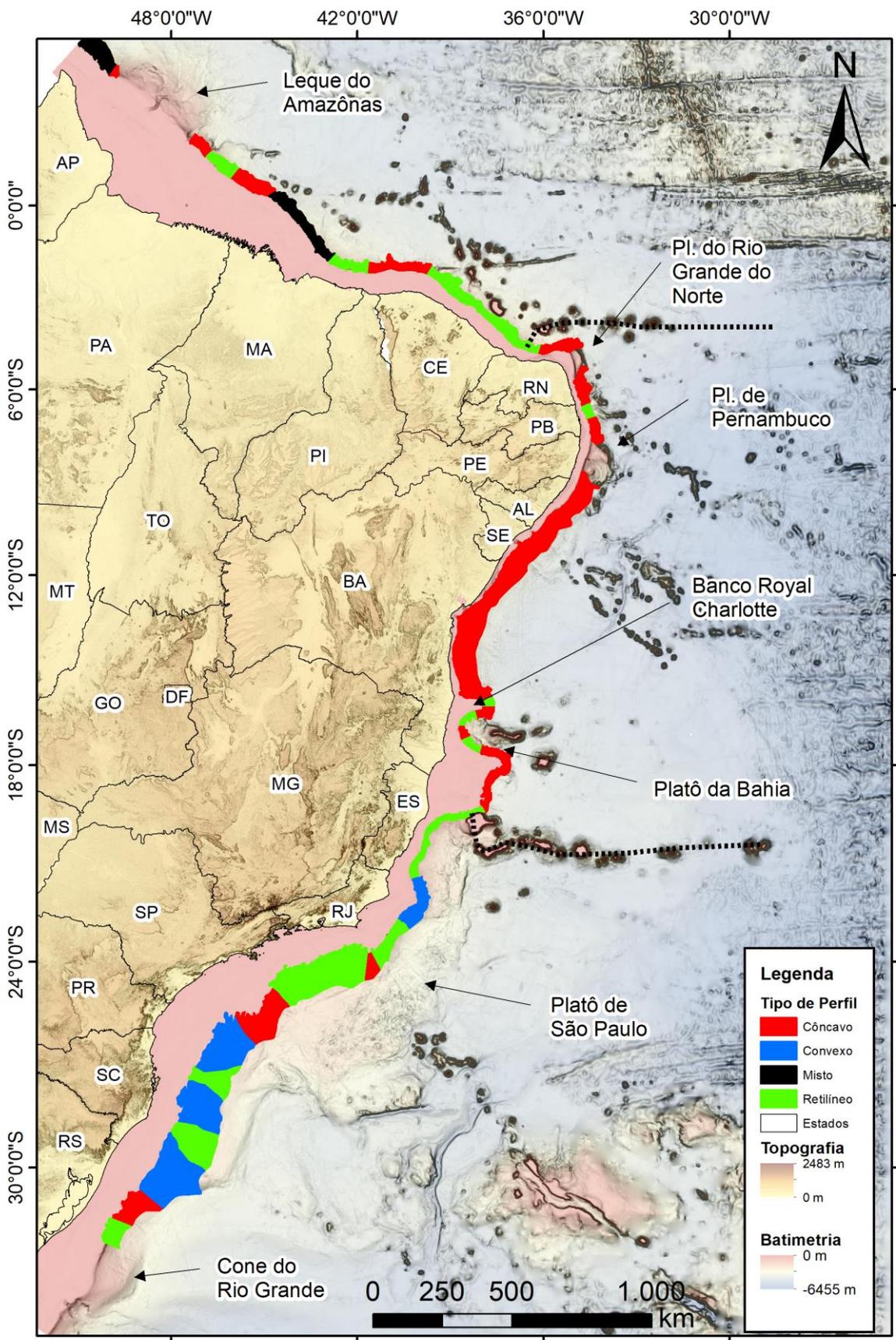


Figura 9: Classificação simplificada do tipo de perfil do talude continental da margem continental brasileira com base no Grid de Perfil.

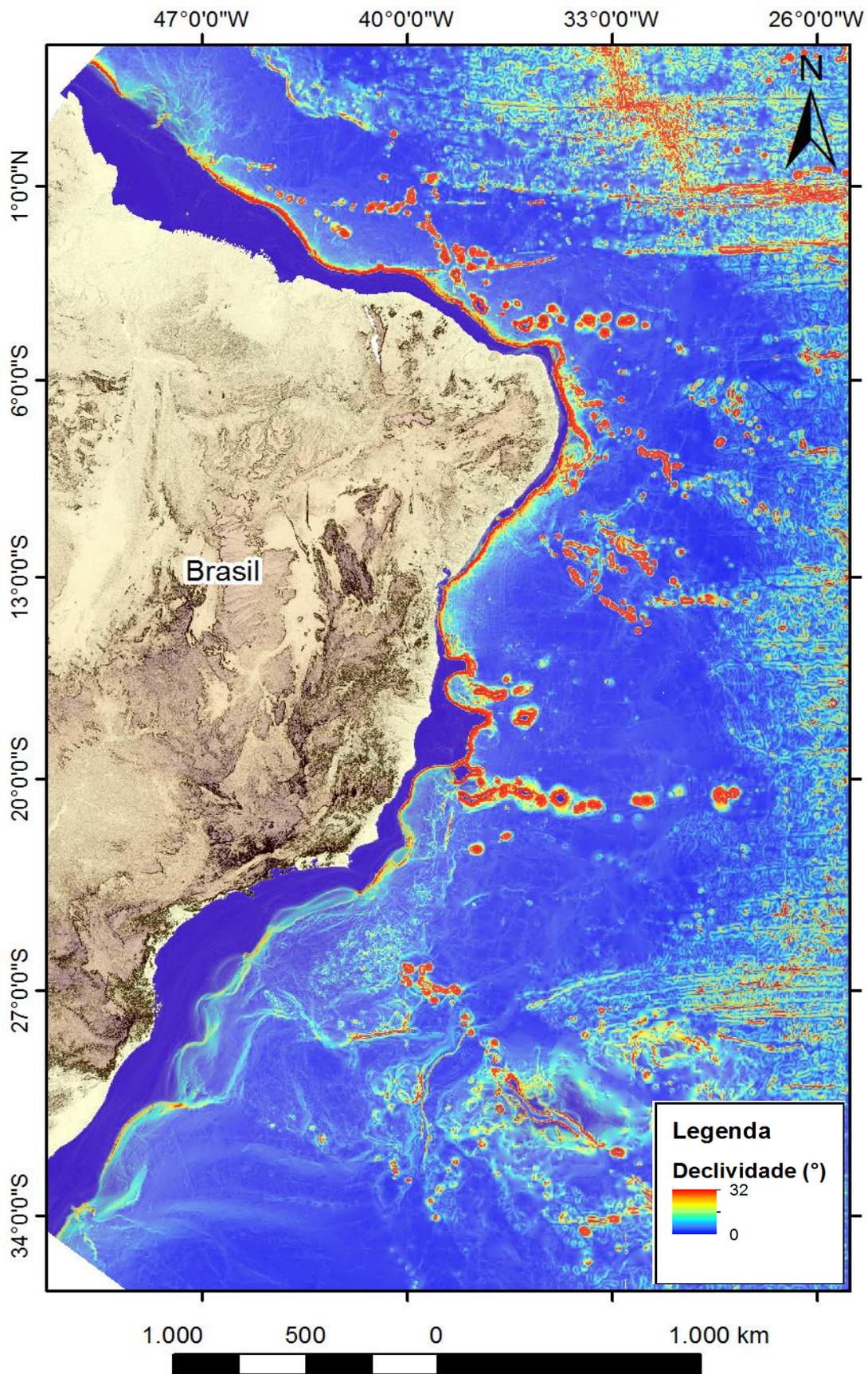


Figura 10: Mapa de declividades da margem continental Brasileira. Observar as baixas declividades predominantes na margem Sul.

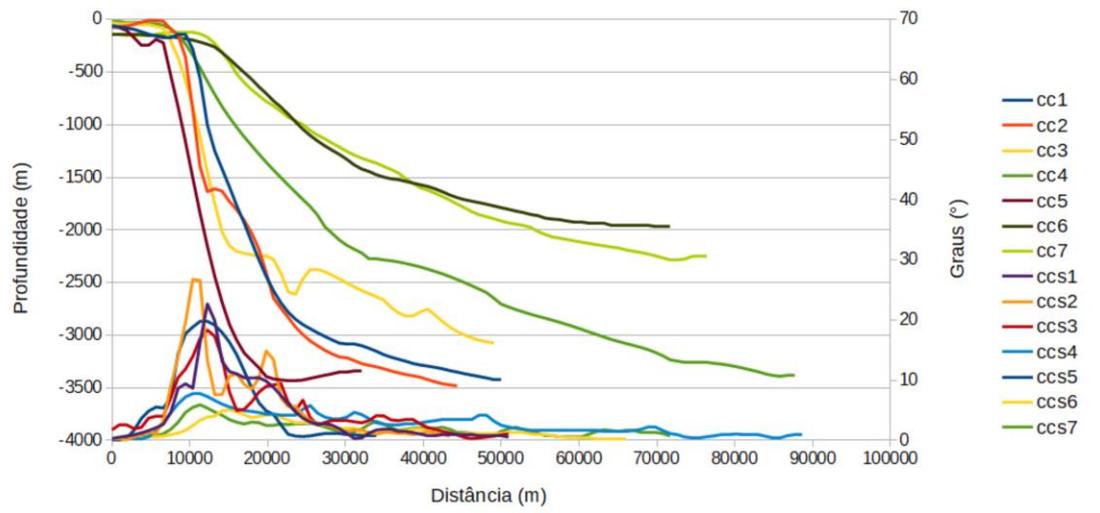
Para melhor caracterizar as áreas classificadas foram obtidos também perfis batimétricos sobre cada uma delas. A Figura 11 mostra o agrupamento desses perfis de acordo com as classes estabelecidas. Além das semelhanças observadas entre os perfis da mesma classe é possível notar também que outras variáveis como por exemplo: a profundidade do limite inferior do talude (Figura 12); a inclinação; e o comprimento do talude influenciam a morfologia final do talude. Por conta disso essas variáveis podem ser usadas para subdivisões posteriores dentro de cada categoria.

A análise das curvas de declividade obtidas para cada um dos perfis batimétricos da Figura 11 (eixo da direita – curvas na base dos gráficos), mostra que existe: (i) uma tendência dos perfis do *tipo côncavo* de apresentarem as declividades mais altas (pico) na parte inicial da curva; (ii) uma tendência dos perfis do *tipo do misto* de terem o pico na parte média da curva; (iii) os perfis do *tipo convexo* tendem a ter o pico de maior valor na parte final da curva; e (iv) finalmente, os perfis do *tipo retilíneo* tendem a apresentar vários picos de declividade e um gráfico mais constante ao longo de seu traçado.

Não foi observada uma relação exata entre o tipo de talude e a profundidade do limite inferior, mas algumas tendências são observadas. Na Margem Norte os perfis retilíneos são possuem esse limite mais raso (~ -2000 m) que os côncavos (~ -3000 m). Na Margem Leste observa-se uma relação clara entre os perfis côncavos e o limite inferior do talude mais profundos (> -3000 m). Já na Margem Sul todos os tipos de perfil possuem um limite inferior ao redor de - 2000 m devido à presença do Platô de São Paulo localizado no sopé.

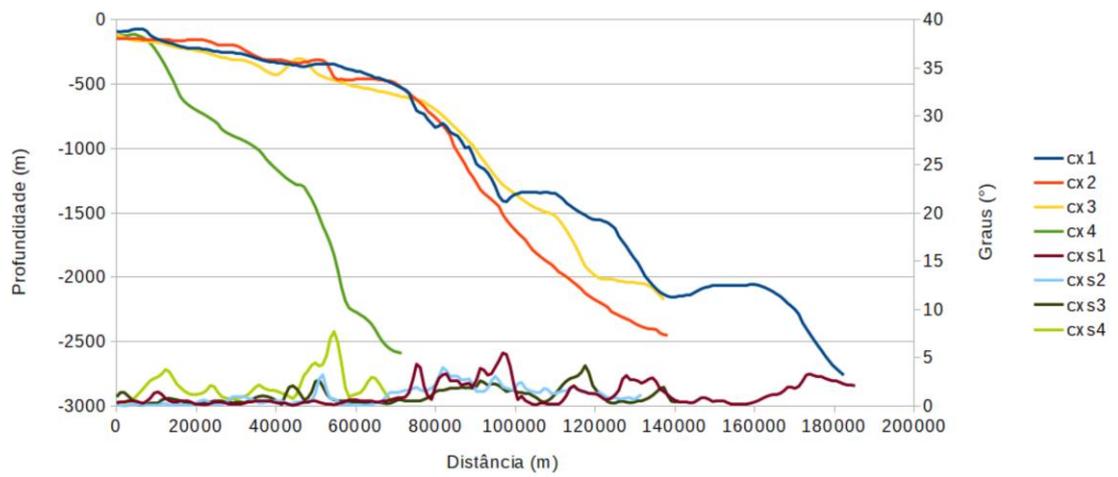
(A)

Côncavo



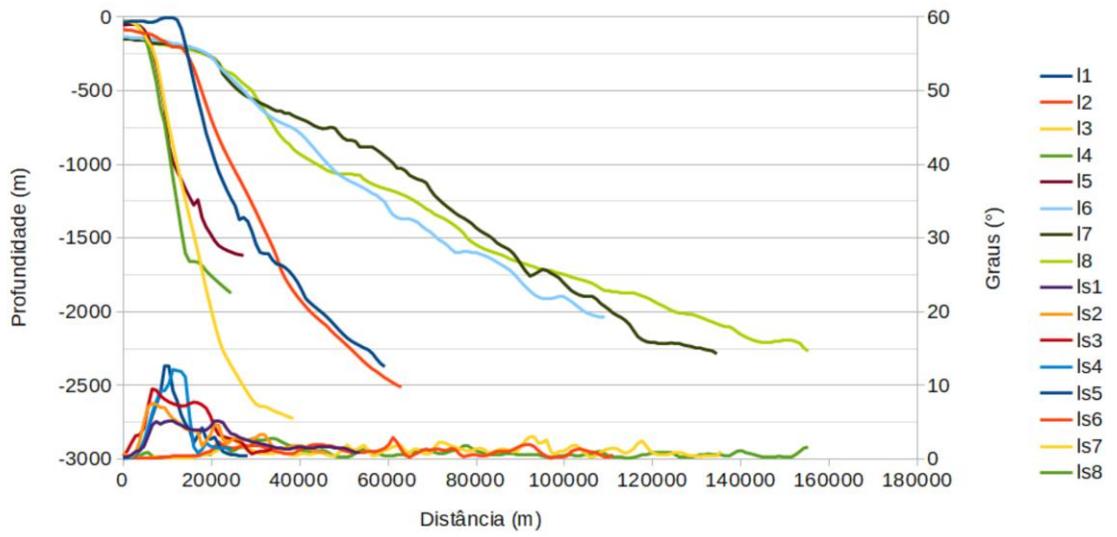
(B)

Convexo

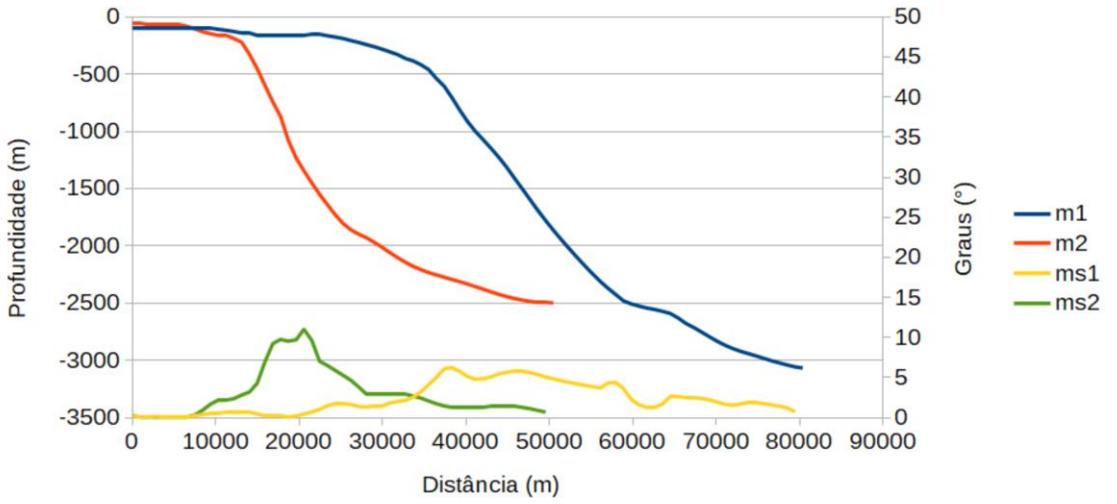


(continua)

(C) Retilíneo



(D) Misto



(continua)

(E)

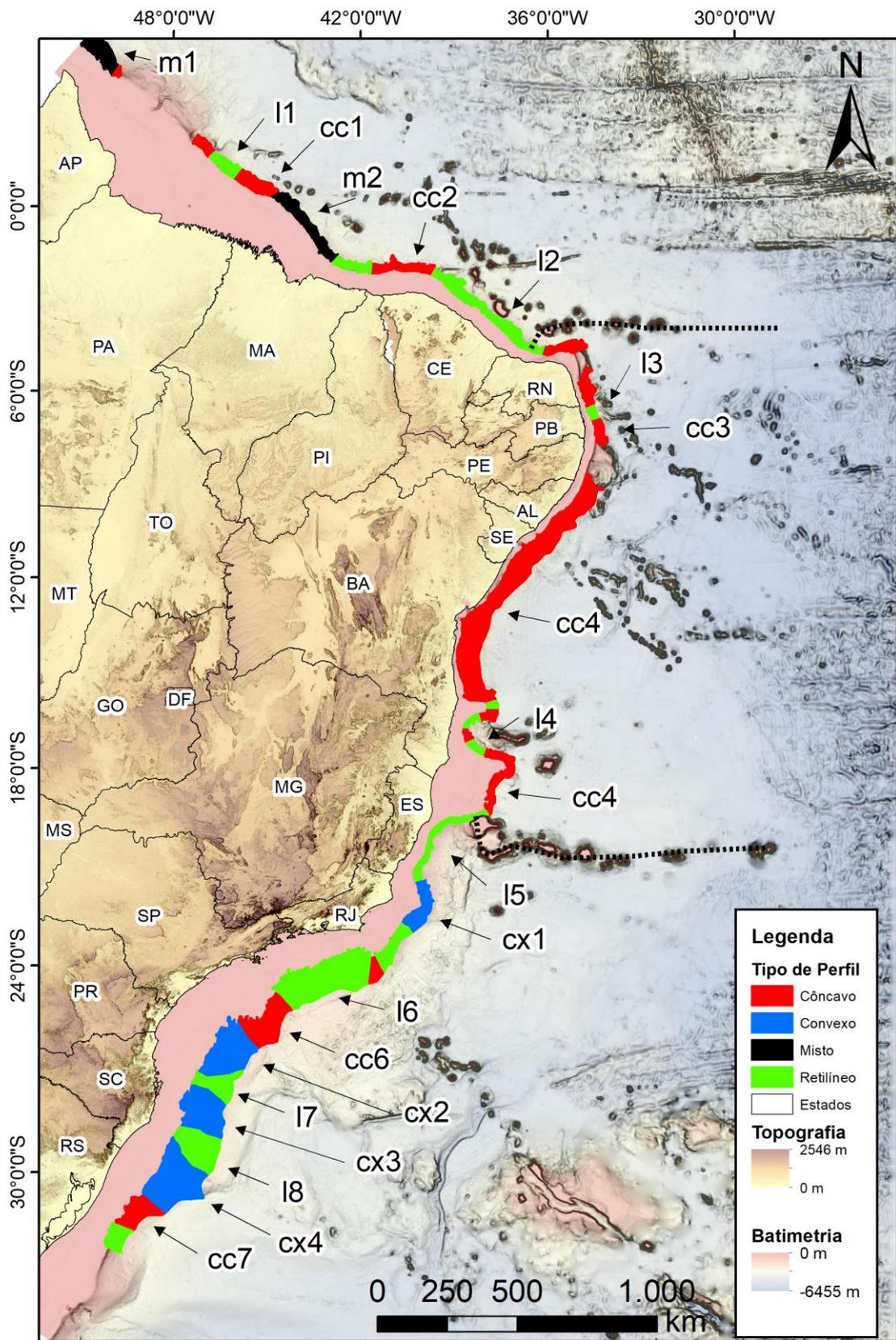


Figura 11: (A) a (D) Perfis batimétricos e de declividades dos trechos de talude indicados em (E).

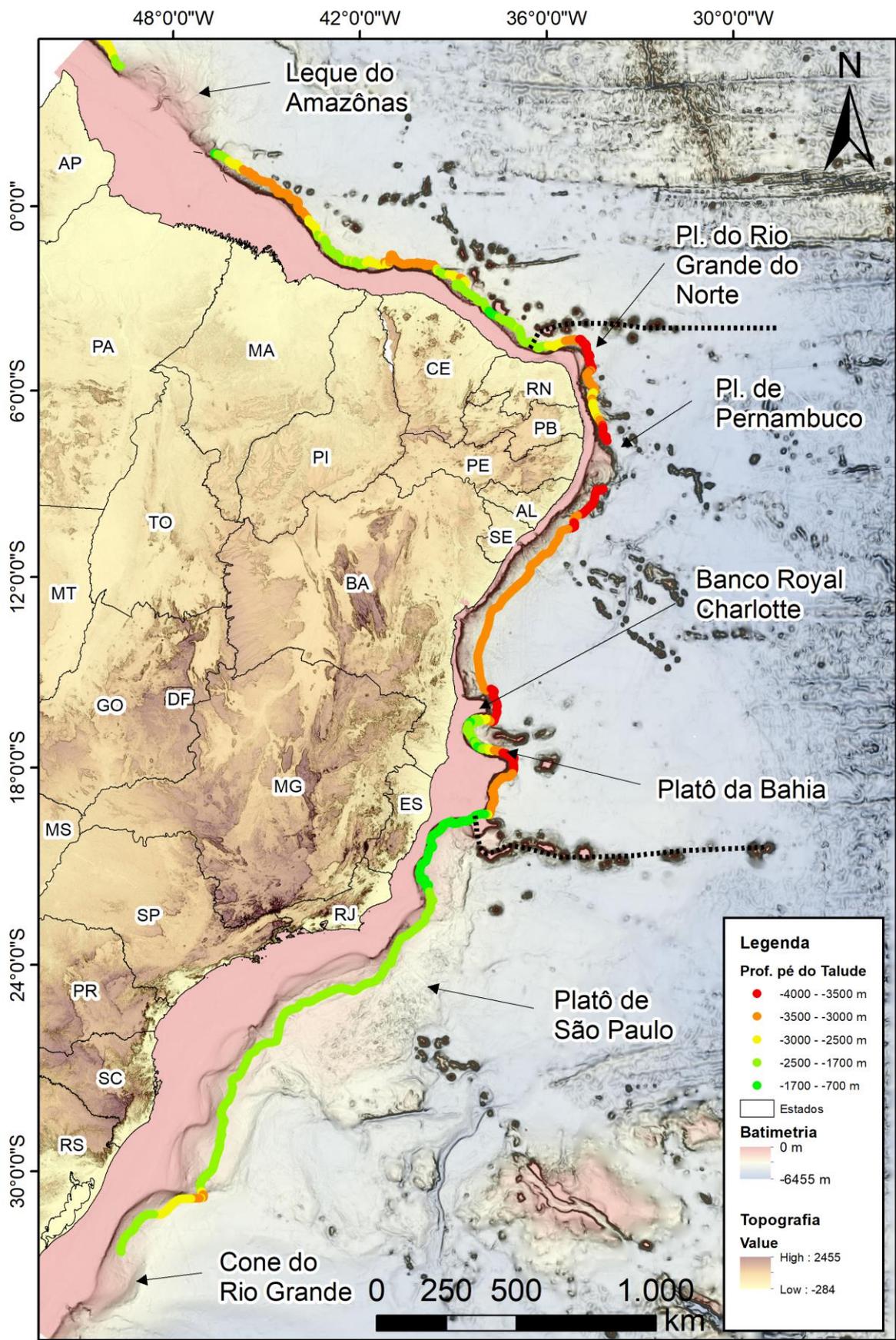


Figura 12: Mapa de variação da profundidade do limite inferior do talude.

6.1.2 Feições destacadas do talude continental

A criação do *Grid de Perfil* também ajudou a realçar outras características e feições do talude continental brasileiro:

(1) Na Margem Norte, chama a atenção a presença de altos no talude adjacente ao estado do Maranhão. Esses altos são pontuais, se destacam na morfologia do talude (Figura 13A) e podem estar ligados à presença de atividade vulcânica;

(2) Na margem Leste, destacam-se uma série de altos e baixos regionais que se alternam e estão localizados entre o banco *Royal Charlotte* e o platô de Pernambuco (Figura 13B). Em alguns casos, esses baixos contribuem para o perfil côncavo mais acentuado de alguns trechos desse setor da margem. Alguns desses altos regionais podem ser correlacionados com a presença de domos de sal, como no caso do da região a Norte do banco *Royal Charllote* ou a montes submarinos muito próximos do talude como, por exemplo, nas proximidades tanto a norte como a sul do Platô de Pernambuco. Algumas dessas feições podem também estar ligadas à estruturação interna da margem.

(3) Na Margem Sul destacam-se os terraços localizados nos trechos convexos do talude. Nesses trechos o talude apresenta um padrão escalonado, sobretudo próximo do limite inferior do talude (Figura 13C).

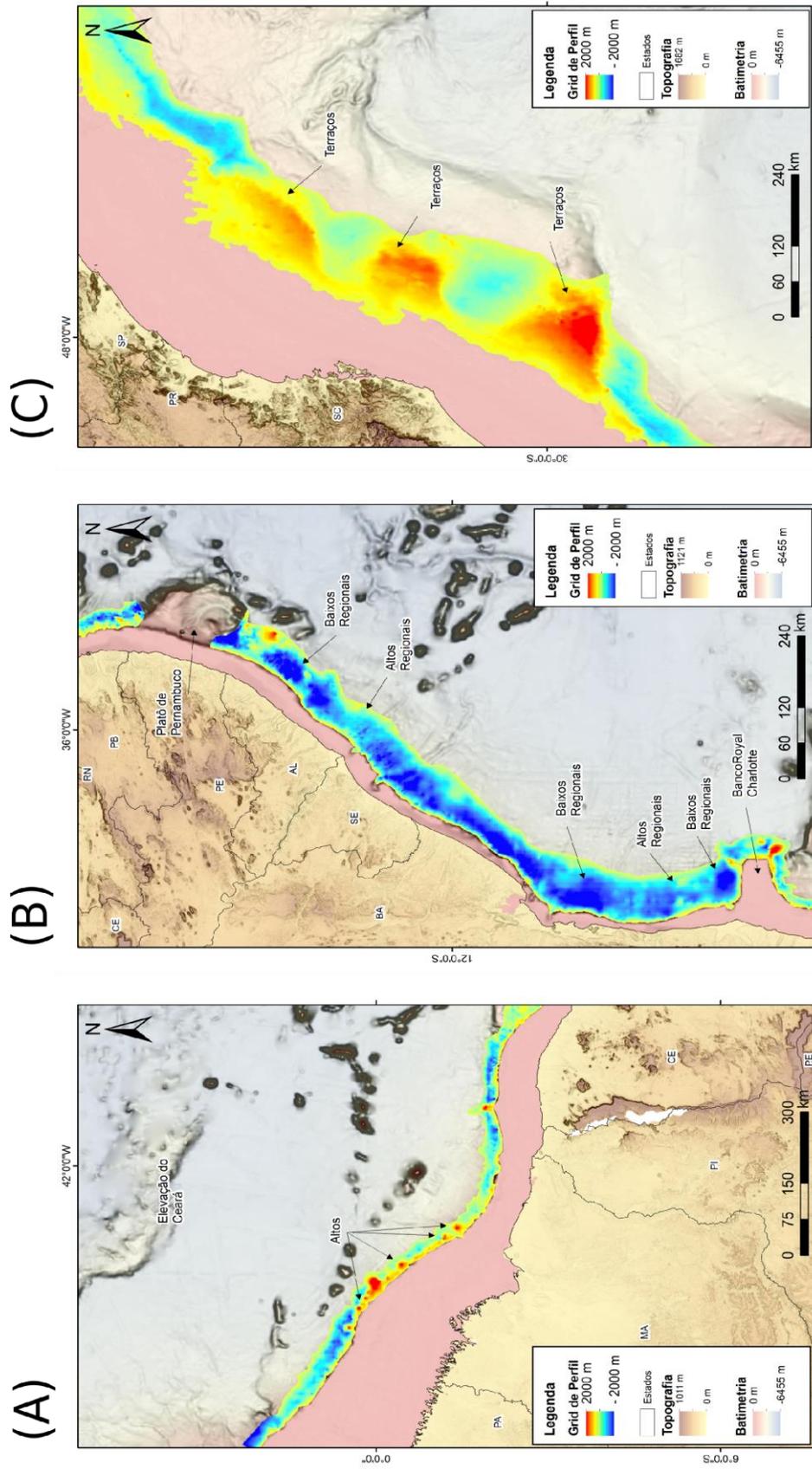


Figura 13: Características morfológicas do Talude Continental. (A) Altos isolados do talude da margem Norte. (B) Altos e baixos regionais do talude da margem Leste. (C) Terraaços nos taludes convexos da margem Sul.

6.2 Distribuição de cânions submarinos da margem continental Brasileira

O resultado da interpretação, identificação e do mapeamento dos eixos dos sistemas turbidíticos de grande porte existentes na margem continental brasileira pode ser visto na Figura 14. Nessa figura estão mostradas as drenagens (em azul escuro) ainda sem classificação quanto ao tipo (Cânions, Canais, etc....).

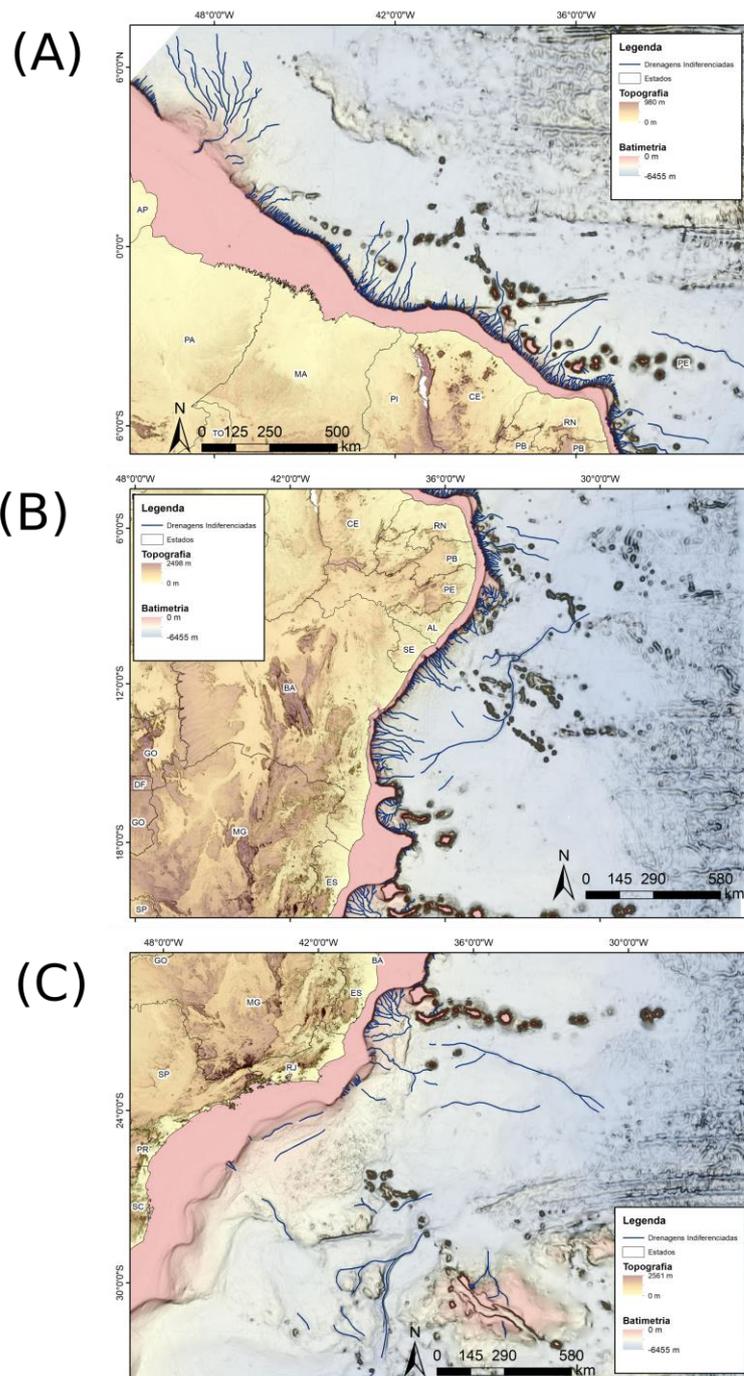


Figura 14: Resultado do mapeamento das drenagens de grande porte identificadas nesse estudo. Em (A, B e C) estão plotadas as drenagens mapeadas nos três setores da margem.

No presente estudo, foram identificados na margem continental brasileira um total de 431 cânions submarinos, 168 canais submarinos originados em alguns desses cânions e 7 canais oceânicos profundos, dispostos perpendicularmente à margem continental, totalizando 27.743 km de drenagens submarinas. Desse total, 12.102 km correspondem a cânions submarinos, 13.117 km a canais submarinos e 2.524 km a canais oceânicos profundos.

6.2.1 Vales incisos na Plataforma

Vales incisos foram observados nos três setores da margem. Dentre esses, o que mais chama a atenção é o vale inciso ligado ao Cânion Pará. Esse vale possui 168 km de extensão e se estende por boa parte da plataforma, que nessa região chega a mais de 250 km (Apêndice 1). Os demais vales são de menor dimensão e parecem confinados a pequenas extensões de plataforma externa.

6.2.2 Cânions Submarinos

6.2.2.1 Classificação e Distribuição

Com base no grau de conexão com a plataforma os 431 cânions submarinos identificados foram divididos em três subtipos: (1) conectados à plataforma e com grande cabeceira (Tipo 1), com 12 cânions, (2) conectados à plataforma, com 69 cânions (Tipo 2) e (3) não conectados à plataforma (Tipo 3) que representam a maior parte dos cânions mapeados, 350 cânions.

A distribuição desses cânions ao longo da margem brasileira varia de Norte a Sul existindo zonas onde há uma maior concentração e outras onde há menor concentração (Fig. 15, 16 e 17). A lista com as maiores cabeceiras de cânions existentes na margem pode ser vista na Tabela 2.

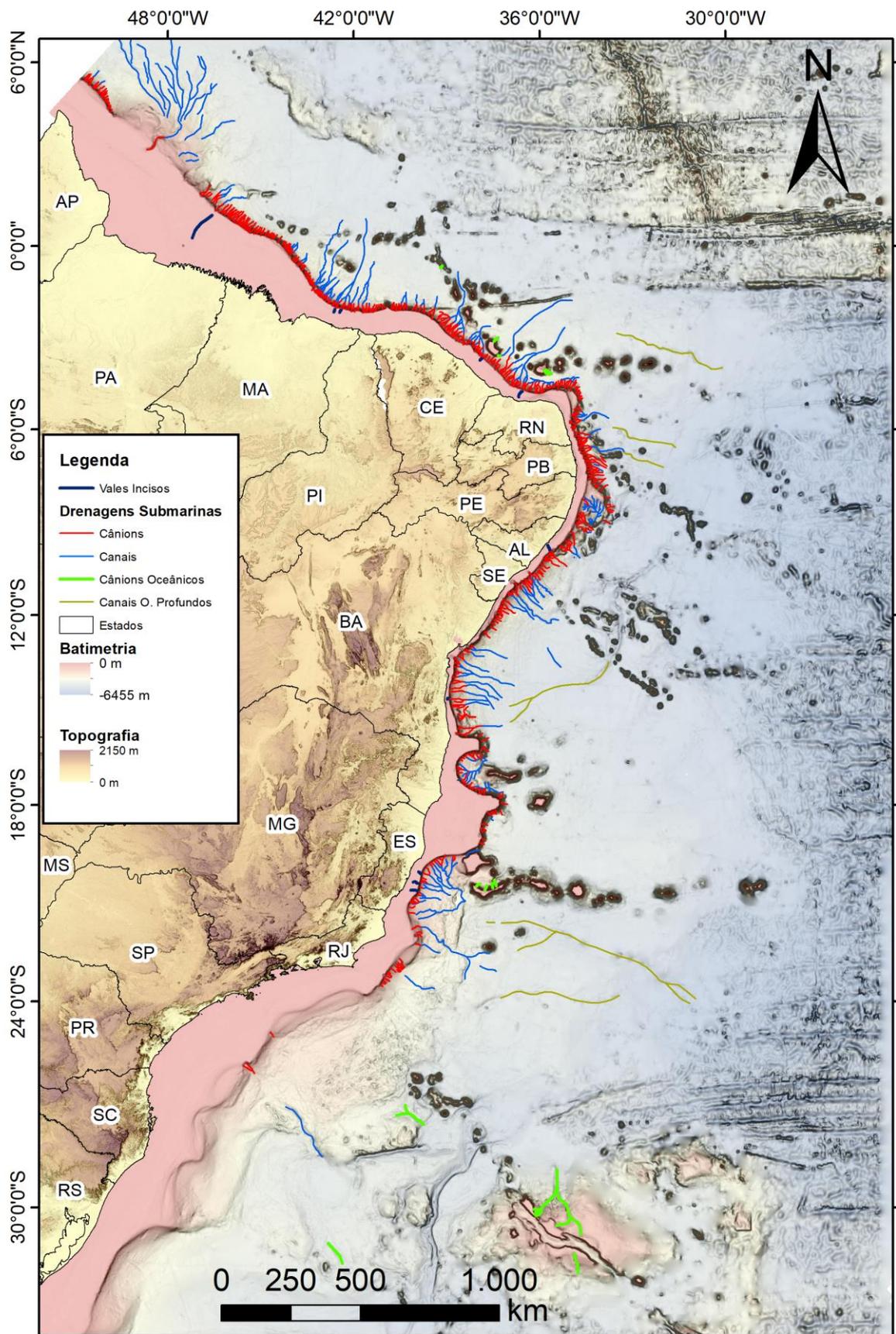


Figura 15: Localização e classificação das principais drenagens submarinas identificadas e mapeadas na margem continental brasileira.

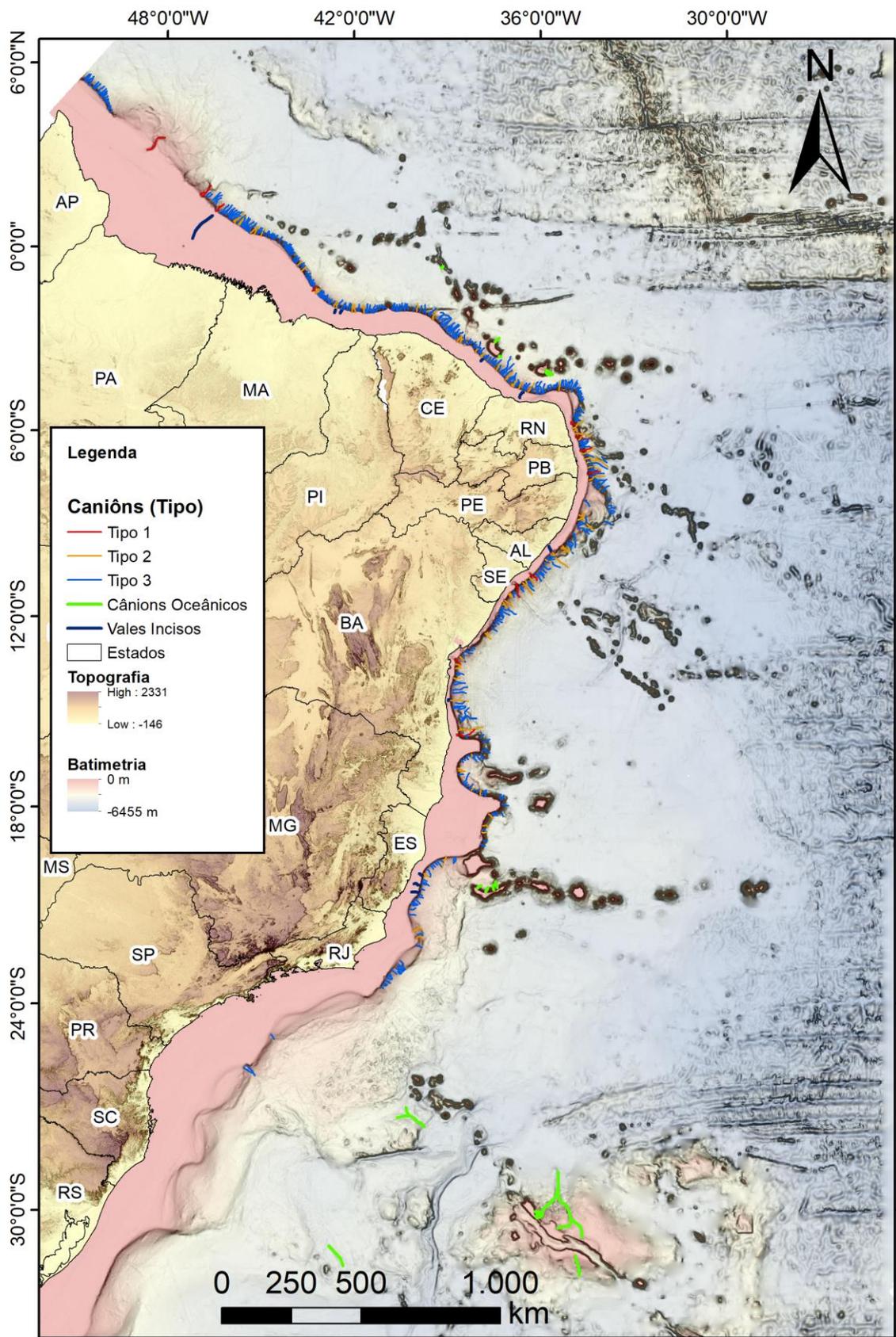


Figura 16: Os principais cânions submarinos identificados na escala regional da margem continental brasileira classificados por tipo.

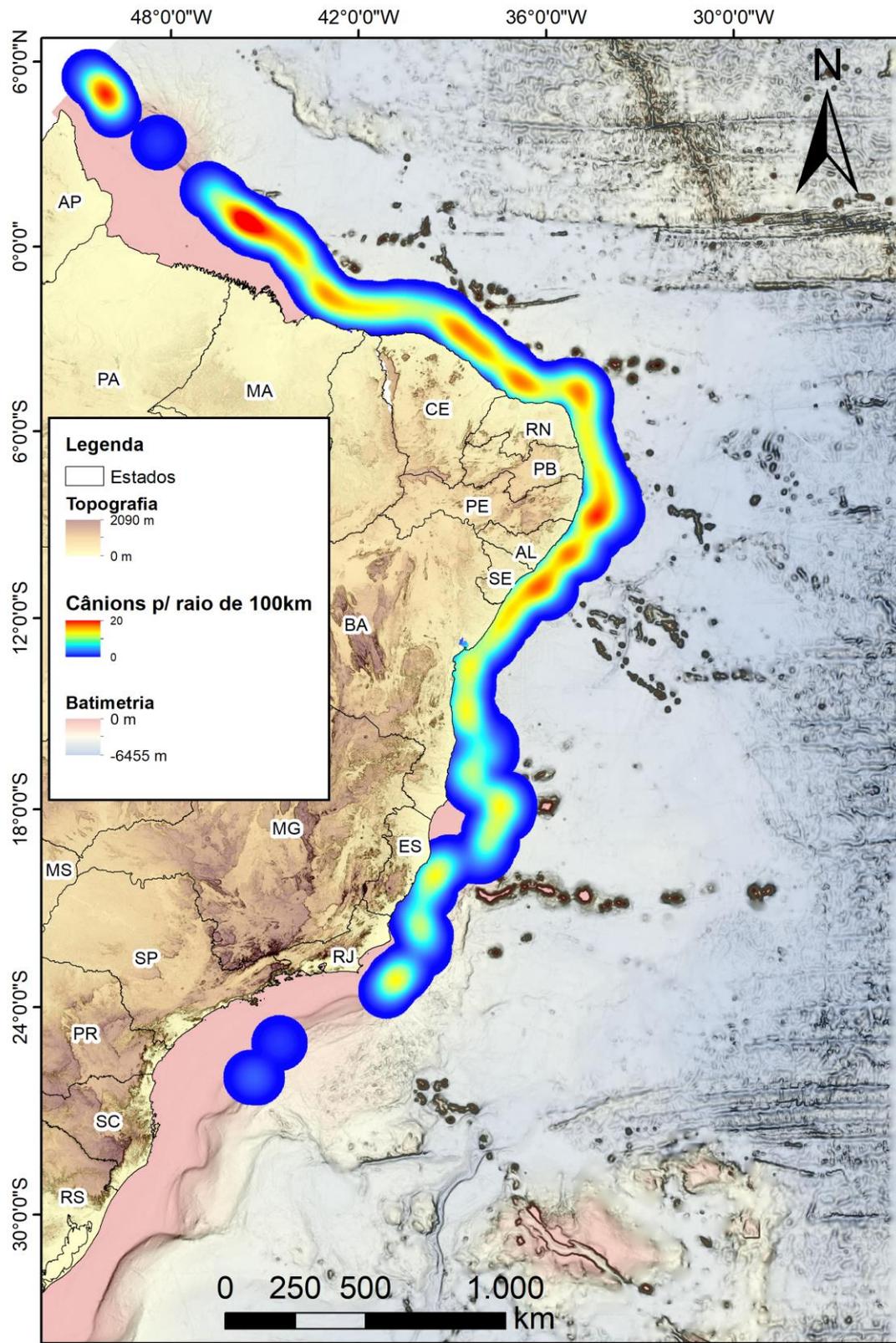


Figura 17: Mapa de distribuição de cânions submarinos na margem continental brasileira (mapa de calor ou proximidade, *heat map*). Notar a maior concentração de cânions no Nordeste na faixa entre o Amapá e a Bahia e a quase ausência de cânions na margem sul do país.

A Margem Norte apresenta a maior quantidade e densidade de cânions submarinos. Nessa parte da margem são encontrados 229 cânions submarinos apresentando concentrações de mais que 20 cânions por raio de 100km (áreas em vermelho na Figura 17). Isso confere a esse trecho da margem uma distribuição quase homogênea de cânions, interrompida somente na região do Leque Submarino do Amazonas. Com relação ao tipo de cânion, nessa parte da margem são encontrados 28 cânions conectados à plataforma, 4 cânions conectados e com grandes cabeceiras (Cânions Amazonas, Pará, Mearim e Marajó; Apêndice 1) e 197 cânions não conectados à plataforma que estão distribuídos de forma mais ou menos homogênea. Apenas no talude a Norte do Leque do Amazonas existe um predomínio de cânions não conectados à plataforma.

Na Margem Leste foram encontrados 161 cânions submarinos (Apêndice 2). Nesse trecho da margem a concentração de cânions varia de Norte a Sul com zonas de maior e outras de menor concentração, sendo que a maior concentração está na parte Norte (entre os platôs do Rio Grande do Norte e Pernambuco), onde chega a 15 cânions por raio de 100 km e a menor concentração na parte Sul (no talude próximo ao banco Royal Charlotte) onde chega a somente 6 cânions por raio de 100 km. Na Margem Leste estão localizados 36 cânions conectados à plataforma, 8 cânions conectados e com grandes cabeceiras e 117 cânions não conectados à plataforma. A distribuição dos cânions conectados e não conectados é mais ou menos homogênea, mas o trecho de talude localizado entre os platôs do Rio Grande do Norte e Pernambuco apresenta a maior concentração de cânions conectados à plataforma sejam do tipo 1 ou 2 (Figura 16). Das 12 maiores cabeceiras de cânions encontradas na margem brasileira 8 estão situadas na Margem Leste no setor que se estende desde o banco *Royal Charlotte* a sul até o platô do Rio Grande do Norte a Norte. Sendo também o trecho localizado entre os platôs de Pernambuco e Rio Grande do Norte o que concentra a maior quantidade de grandes cabeceiras, 4.

Os últimos 41 cânions restantes estão localizados na Margem Sul (Apêndice 3). Esse trecho da margem se caracteriza por uma distribuição bastante irregular. O terço Norte da margem, na porção localizada entre Abrolhos (BA) e Cabo Frio (RJ), concentra 39 cânions submarinos e já o restante da margem com possui apenas 2, existindo longos trechos de talude onde os cânions estão ausentes. Do total de cânions existentes nesse trecho da margem apenas 4 cânions são ligados à plataforma e não foram observados cânions com grandes cabeceiras.

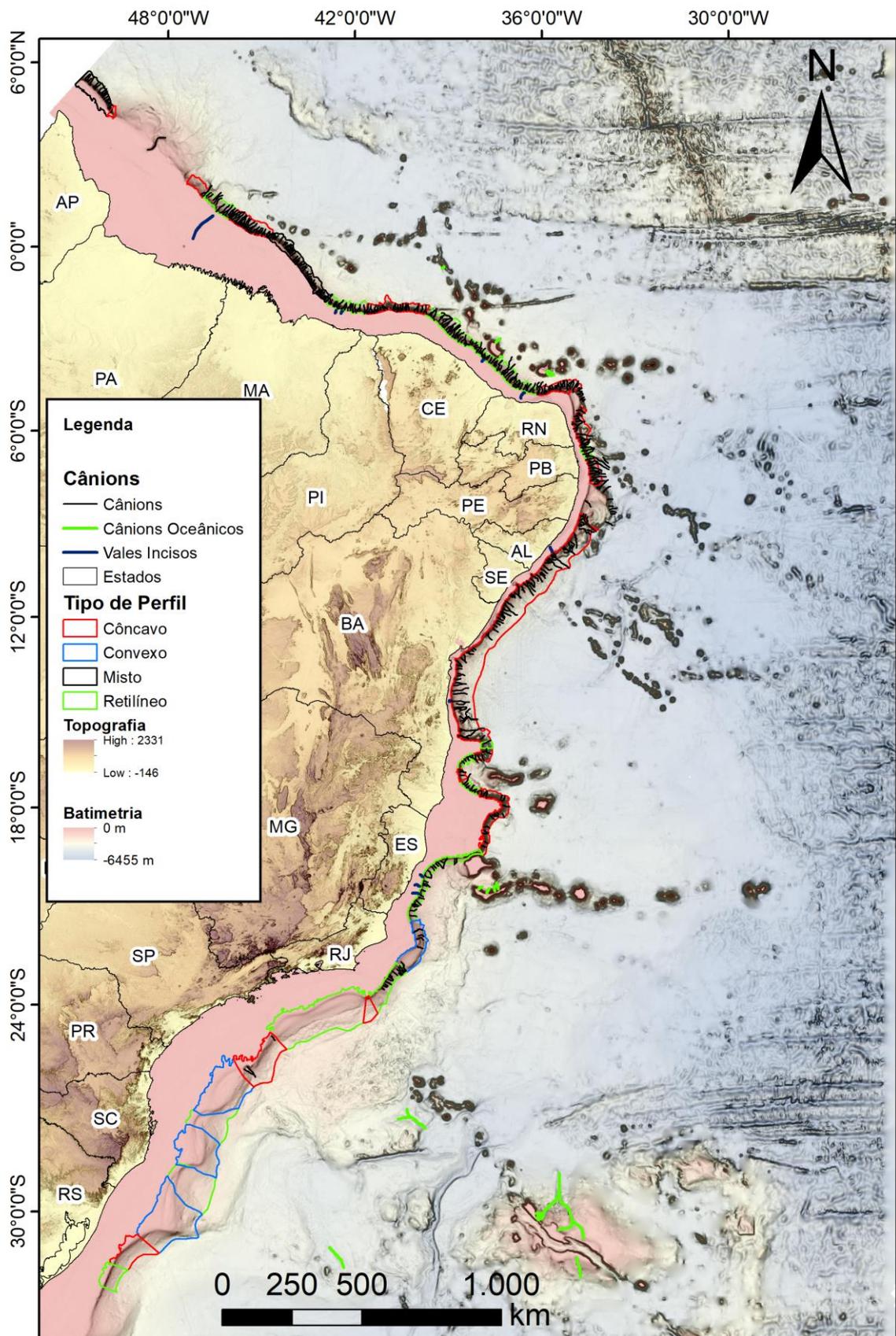


Figura 18: Distribuição dos cânions submarinos por tipo de perfil de talude.

Considerando a distribuição dos cânions por tipo de perfil de talude (Figura 18), os trechos de margem com perfil do *tipo côncavo* e do *tipo linear* são os que registram a maior concentração de cânions com 259 e 118 cânions respectivamente. Já as menores concentrações parecem associadas aos perfis do *tipo mistos* e *convexo*, ambos de menor declividade que os primeiros (Figura 10) e com 58 e 7 cânions respectivamente. No trecho mais extenso de perfil côncavo da margem leste (cc4, Figuras 9, 11 e 13B), os baixos locais descritos anteriormente atuam como zonas de convergência para as drenagens (cânions e canais) provenientes do talude adjacente aumentando também a densidade de drenagens nessas zonas (Apêndice 2; Figura 13B).

6.2.2.2. Características morfométricas

As Tabela 1 e 2 mostram, algumas características morfométricas dos cânions submarinos da margem brasileira.

A profundidade média (ou Relevo) dos cânions existentes na margem continental brasileira, analisados em conjunto, é de 142 m. Dentro desse conjunto os cânions da Margem Leste são os que apresentam a maior profundidade média 182 m, seguidos pela Margem Norte com 115 m e pela Margem Sul com 91 m. Ao considerar a profundidade por tipo de cânion observa-se que os cânions do Tipo 1 (Conectados à plataforma e com grande cabeceira) possuem as maiores profundidades médias (com 266 m de profundidade) e que os cânions Tipo 3 (não conectados à plataforma) possuem as menores profundidades médias com 121 metros. Ao considerar tanto a distribuição geográfica como o tipo de cânion observa-se que os cânions com grandes cabeceiras (Tipo 1) da Margem Leste possuem as maiores profundidades médias 275 m e os cânions sem conexão da margem sul (Tipo 3) possuem as menores profundidades médias 84 metros. Cânions localizados em regiões com platôs marginais apresentam também uma diferença com relação aos não localizados nos platôs. Nesse estudo observa-se que cânions fora das regiões de platô apresentam profundidades médias maiores 118 m que em regiões de platô 91 m.

A área total ocupada por cânions submarinos na margem brasileira é de 42.210 km² o que corresponde a 7,7% do talude continental que possui uma área de 325.743 km². A área ocupada pelos cânions também varia de acordo com o trecho da margem e com tipo de cânion. A área média de um cânion no talude continental brasileiro é de 121 km². Essa média varia de acordo com o trecho da margem sendo os cânions da Margem Leste os que ocupam a maior área 151 km² e os da Margem Sul os que ocupam a menor 82 km². Os cânions Tipo 1

são também os cânions com maior área 260 km², sendo dos grandes cânions da margem norte os que possuem uma maior área e os não conectados do Sul os que possuem a menor 75 km². Assim como no caso da profundidade os cânions de regiões de platô têm áreas menores 96 km² que os cânions das regiões fora dos platôs 128 km².

Já o comprimento médio dos cânions na margem brasileira é de 28 km. Com os cânions da Margem Leste possuindo a maior média, 32 km e os da Margem Sul a menor 24 km. Em áreas de Platô os cânions tendem também a possuir um menor comprimento 23 km contra os 28 km das áreas de fora dos platôs. Com relação à conexão com a plataforma os grandes cânions também são os de maior comprimento 48 km, seguidos pelos conectados com 32 km e com os não conectados com 25 km em média. Desses os grandes cânions da Margem Norte possuem as maiores médias com 52 km os conectados da margem sul são os menores com média de 23 km.

A inclinação média dos talwegues dos cânions apresentou pouca variação estando no geral próxima a 4° graus. Os cânions da Margem Sul tanto os conectados como os não conectados destacam-se pelas baixas declividades respectivamente 2,7° e 2,8° graus. Ao considerar os tipos de cânions vemos que os cânions com menor declividade são os grandes cânions com 3,4° graus sendo os da Margem Norte com menor declividade de toda a margem 2,4°. As áreas de platô também mostram uma diferença entre os tipos de cânions sendo os localizados nos platôs com declividade mais baixa 3,2° se comparados com os localizados fora deles.

Das 12 maiores cabeceiras de cânions encontradas na margem continental brasileira (Tabela 2), 8 estão situadas na Margem Leste no setor que se estende desde o banco *Royal Charlotte* a sul até o platô do Rio Grande do Norte a Norte. Ainda dentro desse trecho merece destaque a região localizada entre os platôs de Pernambuco e Rio Grande do Norte onde encontram-se 4 grandes cabeceiras (Figura 19 e Apêndices 1 e 2). A cabeceira do Cânion Amazonas destaca-se como a cabeceira que possui a maior área (243 km²) seguida pelas cabeceiras dos cânions Japarutuba (227 km²) e São Francisco (127 km²). Já as menores distâncias entre a cabeceira e a linha de costa são observadas nos cânions São Francisco (8 km), Japarutuba (11 km) e Salvador (12 km).

Cânions	Prof. Média (m)	Máxima incisão (m)	Área total (km ²)	Área média (km ²)	Comprimento (km)	Inclinação (Graus)
Geral	142	872	42210	121	28	4,01
Margem Norte	115	651	19917	108	26	4,1
Margem Leste	182	872	18979	151	32	4,1
Margem Sul	91	329	3314	82	24	2,7
Cânions em áreas de Platô	118	459	5506	96	23	3,2
Cânions fora de áreas de Platô	145	872	36704	126	28	4,1
Conectados à plataforma e com grandes cabeceiras (Tipo1)	266	572	3124	260	48	3,4
Conectados à plataforma (Tipo2)	191	651	9315	182	35	4,1
Não conectados à plataforma (Tipo 3)	121	872	30057	105	25	4
Tipo 1 Margem Norte	235	411	1519	379	52	2,4
Tipo 1 Margem Leste	275	575	1608	201	47	3,9
Tipo 2 Margem Norte	153	651	3470	133	30	4,3
Tipo 2 Margem Leste	220	872	6894	215	32	4,1
Tipo 2 Margem Sul	131	329	3314	82	22	2,7
Tipo 3 Margem Norte	104	507	14931	97	25	4,1
Tipo 3 Margem Leste	155	754	10477	123	28	4,1
Tipo 3 Margem Sul	84	293	2734	75	23	2,8

Tabela 1: Distribuição e características morfométricas dos cânions submarinos brasileiros. Foram excluídos os cânions de Montes Submarinos e Guyots dessa análise.

Cânion	Área (km ²)	Distância para linha de costa mais próxima (km)
Amazonas	243	189
Japaratuba	227	17
Salvador	171	10
São Francisco	127	8
Potengi	114	17
Jequitinhonha	93	18
Cabedelo	84	33
Itamaracá	81	18
Mearim	53	95
Marajó	50	242
Tibau	37	23
Pará	31	206

Tabela 2: Características das grandes cabeceiras de cânions existentes na margem continental brasileira. Localização na Figura 20 e Apêndices 1 e 2. Os nomes dos cânions Cabedelo, Tibau, Itamaracá, Mearim e Marajó foram estabelecidos para este estudo.

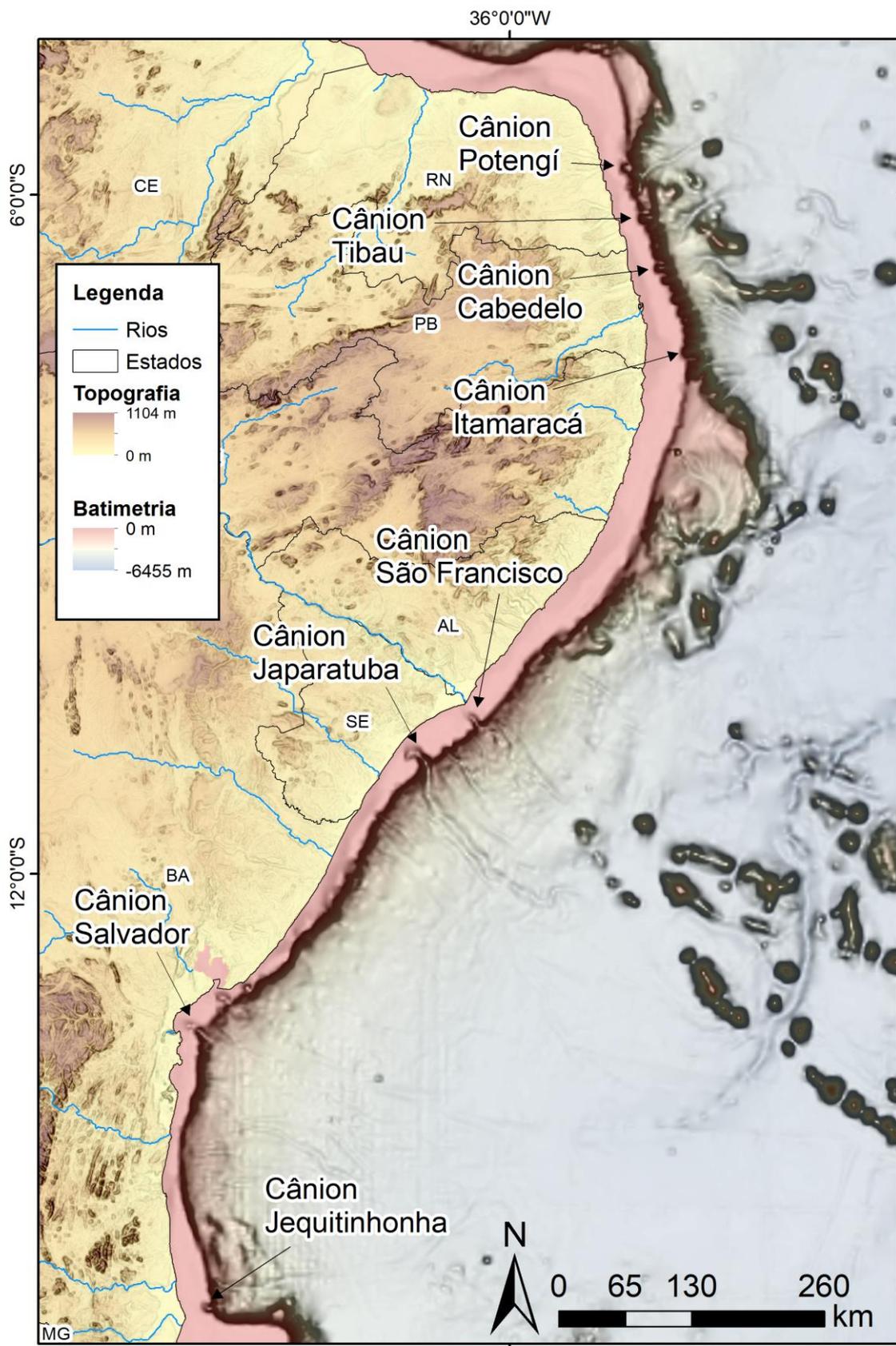


Figura 19: Localização das maiores cabeceiras de cânions submarinos da margem Brasileira.

6.2.2.3 Cânions Oceânicos

Como estabelecido anteriormente, os Cânions Oceânicos são cânions localizados em montes submarinos, na Elevação do Rio Grande e/ou em *guyots*. Entretanto, por não serem o foco principal deste estudo apenas as feições de maior porte e que mais se destacam foram mapeadas (Figura 20; Apêndices 1, 2 ,3). Os principais cânions oceânicos foram mapeados no *Guyot* do Ceará no talude do Ceará, no monte Sirius próximo do talude do Rio Grande do Norte (Figura 20A), no monte submarino de Vitória próximo do talude do Espírito Santo (Figura 20B) e na elevação do Rio Grande (Apêndice 3).

Das feições mapeadas neste trabalho, o cânion localizado na parte Norte do *Guyot* do Ceará é o que apresenta as maiores dimensões. Esse cânion se estende por aproximadamente 20 km desde a cabeceira até a desembocadura e possui uma largura média de 3 km, entretanto não é observada a formação de um canal a partir da desembocadura como, em alguns cânions existentes no talude. Os cânions do Monte Vitória por sua vez possuem dimensões menores, mas em sua desembocadura estão ligados a um canal formado entre os montes submarinos.

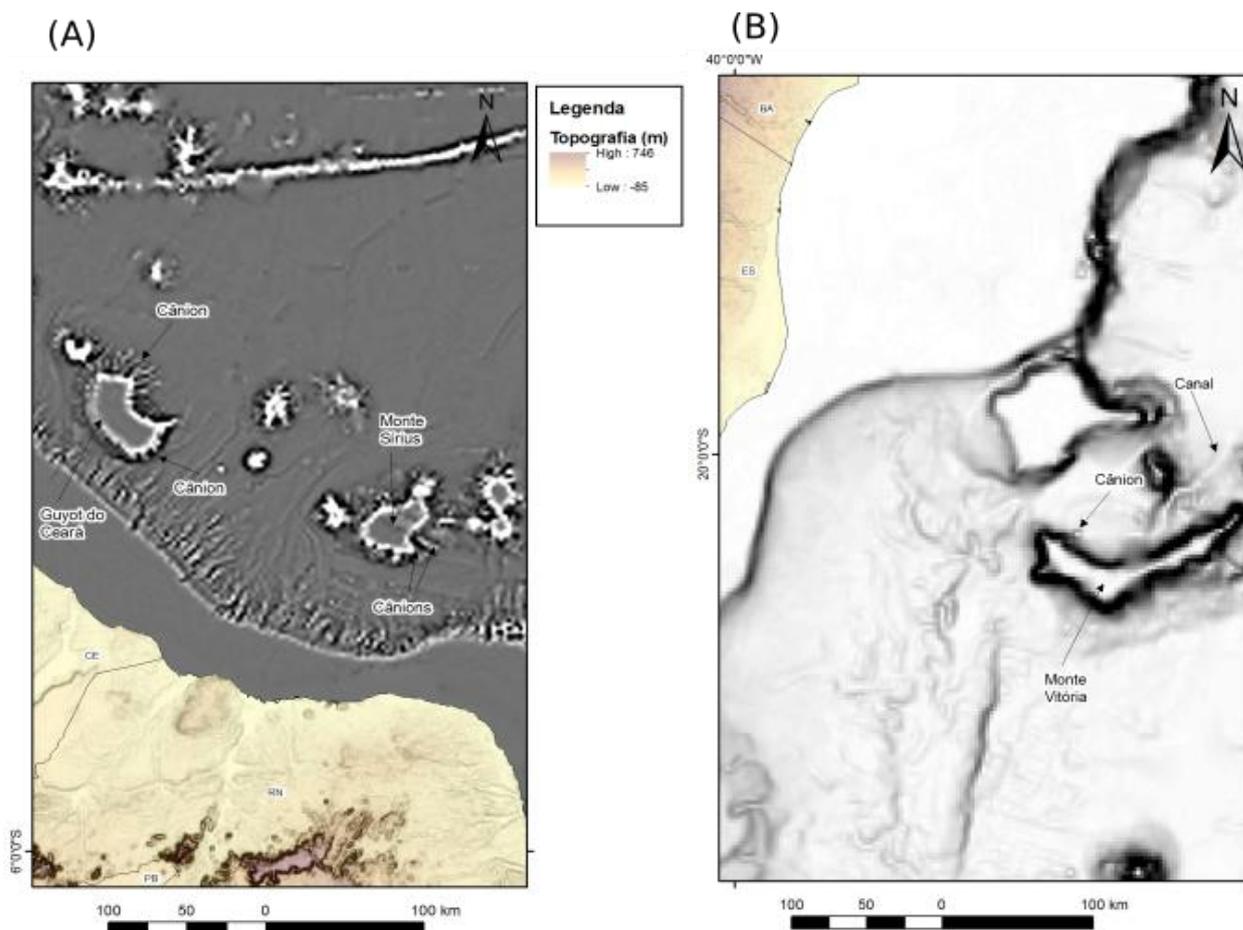


Figura 20: Exemplos de cânions oceânicos encontrados na margem brasileira. (A) Cânions oceânicos encontrados no *guyot* do Ceará e monte Sirius na margem Norte. (B) Cânions oceânicos encontrados no monte vitória na margem leste.

6.2.3 Canais Submarinos

Os canais submarinos, ou canais com diques marginais, são feições escavadas a partir da desembocadura dos cânions submarinos pela ação de correntes de turbidez.

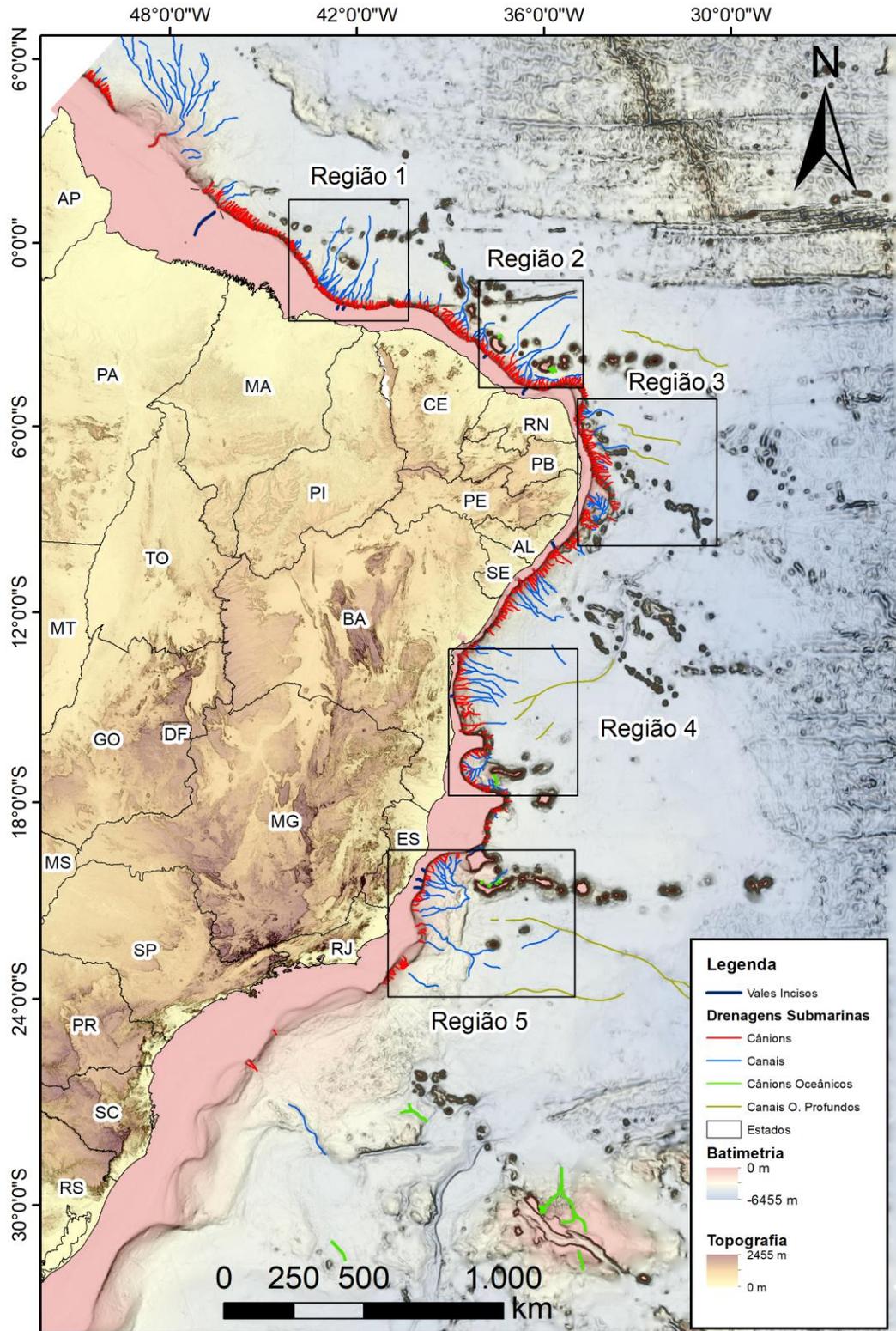


Figura 21: Localização das redes de canais mais desenvolvidas da margem continental brasileira.

Apesar de serem comuns ao longo da margem, em ao menos cinco regiões existe uma alta densidade de canais de grande porte e extensão considerável. As regiões identificadas na Figura 21 são: (1) a região central da Margem Norte, no talude do Maranhão e do Piauí (Golfo Maranhense); (2) o extremo leste da Margem Norte, no talude do Ceará e Rio Grande do Norte; (3) o Platô de Pernambuco e a região a Norte dele (4) o Platô da Bahia e a região a Norte dele; e (5) o extremo Norte do Platô de São Paulo. É interessante observar também que nas regiões de platô o talude é curto e relativamente retilíneo e as redes de canais são melhor identificadas.

6.2.3.1 Golfo Maranhense

A região do Golfo Maranhense, está localizada na parte central da Margem Norte e é adjacente a duas grandes bacias hidrográficas a do Parnaíba e do Mearim. Nessa região observa-se uma alta concentração de canais de grande porte, com alguns alcançando mais de 200 km de extensão (Figura 22).

Dados de alta resolução extraídos do MBD GMRT mostram que alguns dos canais existentes no sopé são sinuosos e estão alinhados com alguns dos maiores cânions da região: o Mearim e o Parnaíba (Figura 23).

A maioria dos canais observados apresenta um padrão convergente sopé abaixo. Entretanto, os canais originados no cânion Mearim formam um padrão divergente a partir de desembocadura do cânion, com alguns canais apresentando ainda sinais de estarem abandonados (detalhe da Figura 23). Além do padrão divergente, a presença de uma feição positiva nos perfis batimétricos tirados sobre o sistema e dada a posição alinhada desses canais com o Rio e o cânion Mearim é possível inferir que nessa região está presente um leque submarino semelhante ao leque São Francisco na margem de Sergipe-Alagoas (Cainelli, 1992). Mais estudos são necessários para a melhor definição desse sistema, entretanto, este seria o terceiro sistema turbidítico de canais e *levees* (leque) da margem Brasileira, juntamente com o Amazonas e o São Francisco (Figura 24).

Já o cânion Parnaíba parece ligado a um único canal sinuoso que converge com outros canais sinuosos sopé abaixo.

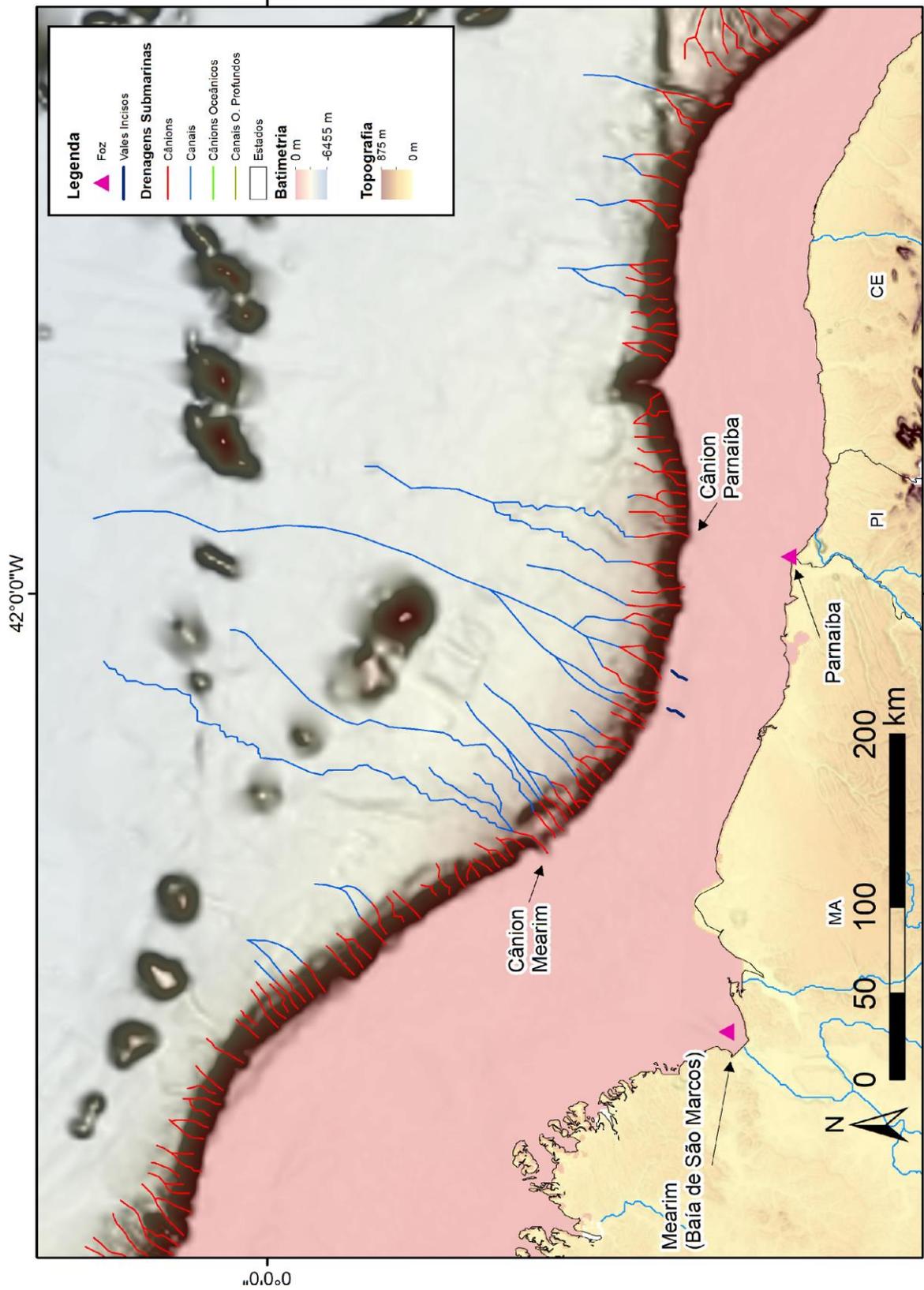


Figura 22: Sistemas de canais do Golfo Maranhense. Localização na Figura 21 (Região 1).

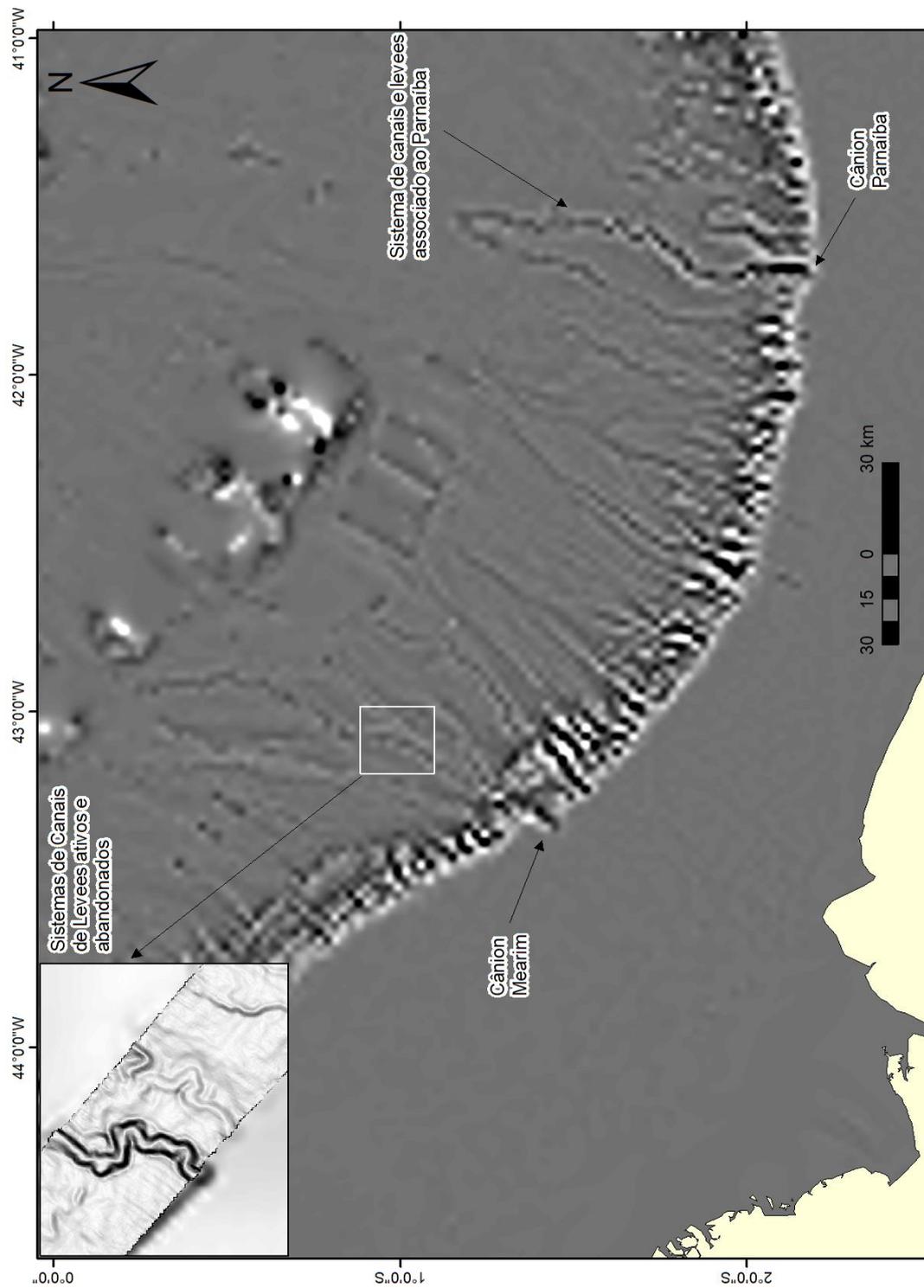


Figura 23: Detalhe da batimetria do Golfo Maranhense com o atributo de curvatura.

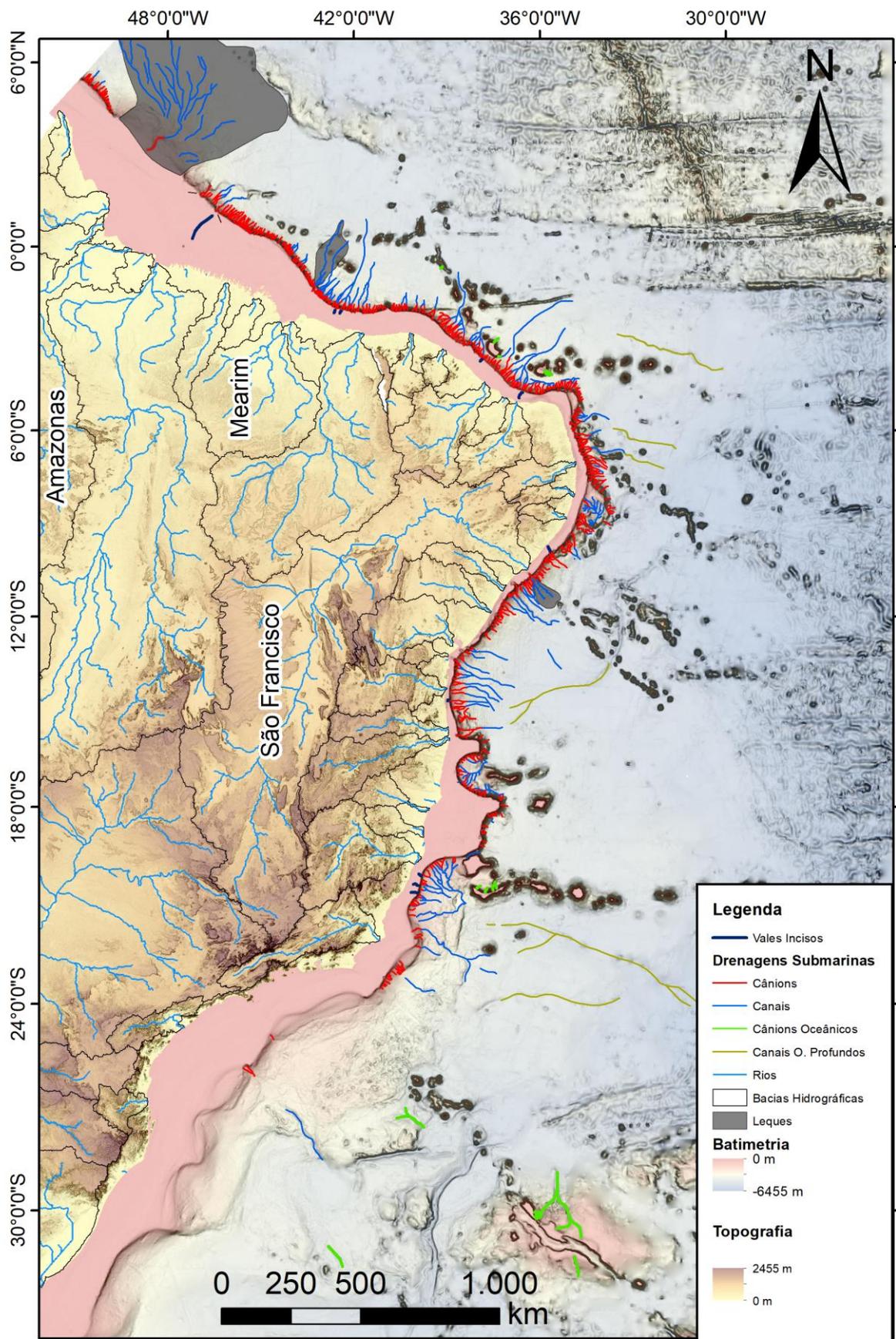


Figura 24: Leques submarinos na margem continental brasileira. Na Margem Norte Amazonas e Mearim. Na Margem Leste São Francisco.

6.2.3.2 Margem do Ceará e Norte do Rio Grande do Norte

Na margem do Ceará e Norte do Rio Grande do Norte foram mapeadas duas redes de canais que apresentam orientações distintas SW-NE e W-E (Figura 25).

A rede com direção SW-NE é o resultado da convergência dos canais originários do talude do Ceará e Rio Grande do Norte (entre o monte submarino Sirius e o *Guyot* do Ceará). Ela passa a norte dos montes submarinos Siriús e Touros alcançando mais de 250 km sopé abaixo. A rede mais próxima do *Guyot* do Ceará (também a mais extensa) parece sofrer uma inflexão e seguir paralela à Cadeia Parnaíba, uma feição E-W contínua, alinhada com a falha transformante de Romanche. Essa parte da rede recebe também contribuições de ao menos dois cânions oceânicos localizados no *Guyot* do Ceará. Já a rede localizada próxima ao monte Sirius é menos extensa, mas parece se alinhar com o Canal Mesoceânico Atlântico Equatorial na parte mais distal.

A rede de direção W-E está localizada entre os montes Siriús e touros e o talude do Rio Grande do Norte. Essa rede recebe contribuições tanto das drenagens vindas do talude como de dois cânions oceânicos localizados no monte Touros. Os dados utilizados neste estudo sugerem que essa rede não é contínua, havendo uma interrupção na altura do monte Touros. Os dados não mostram também uma continuidade do canal após o platô do Rio Grande do Norte.

A existência dessa rede, com essa direção e separada da rede SW-NE, parece condicionada por um aumento gradual da profundidade também na direção E-W. Isso indica que na região onde essa drenagem se desenvolve existe uma espécie de rampa com mergulho para Leste. Essa tendência pode ser vista, por exemplo, no mapa da profundidade do limite inferior do talude nessa zona (Figura 12).

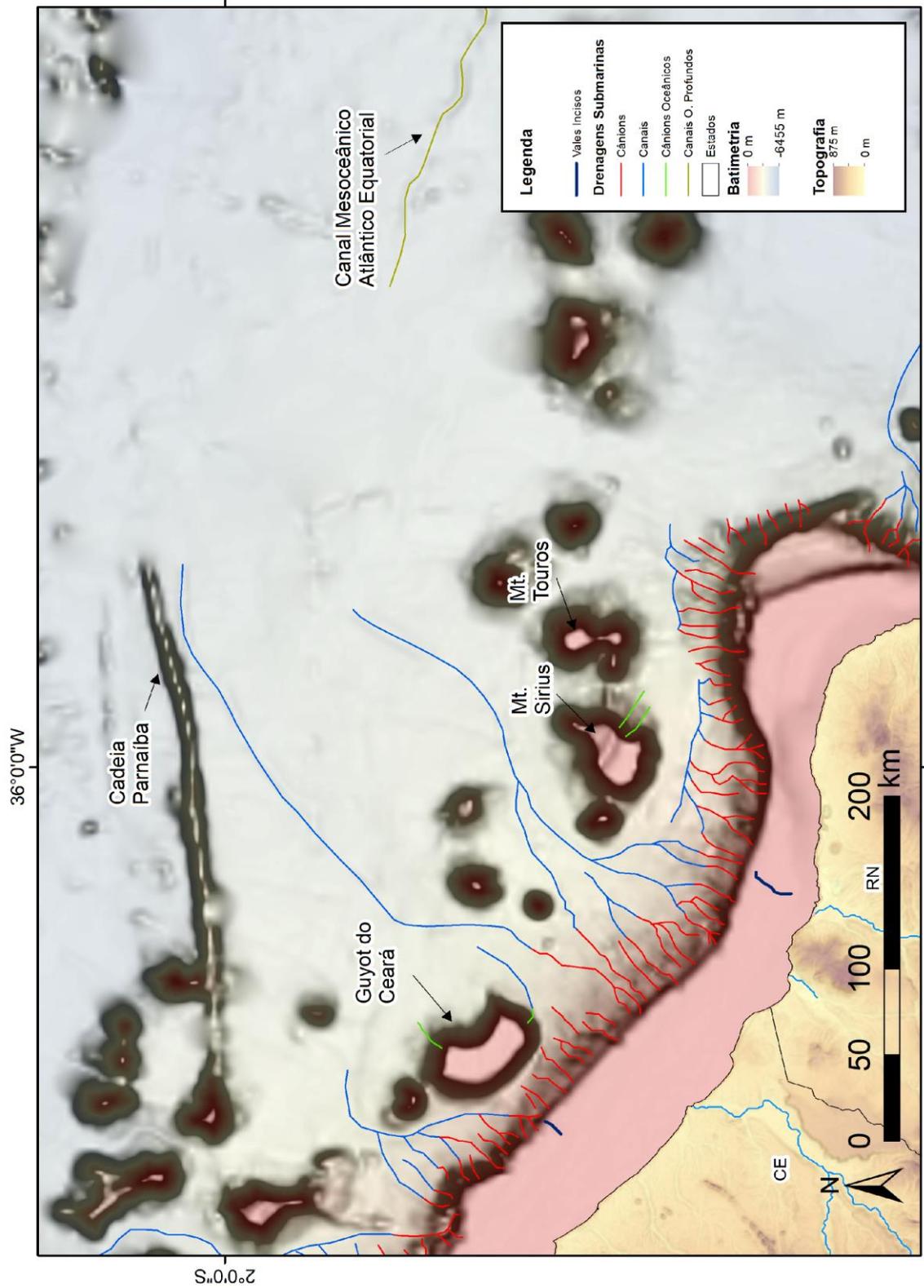


Figura 25: Rede de canais na margem norte do Rio Grande do Norte e Ceará. Localização na Figura 21 (Região 2).

6.2.3.3 Região entre os platôs de Pernambuco e Rio Grande do Norte

A região entre os platôs de Pernambuco e Rio Grande do Norte e também sobre o próprio platô de Pernambuco apresentam redes de canais bem desenvolvidas (Figura 26).

Entre os platôs do Rio Grande do Norte e Pernambuco existe uma grande concentração de montes submarinos e entre eles são observados uma densa rede de canais bem desenvolvidos resultantes da convergência dos grandes cânions existentes no talude. A parte mais distante das redes formadas por esses canais se alinham com dois canais oceânicos profundos chamados nesse trabalho de Rio Grande do Norte e Paraíba (Figura 26). Apesar do alinhamento não foi observada ligação direta entre as redes e os canais oceânicos profundos.

A rede de canais sobre o Platô de Pernambuco segue o mergulho regional do platô para Sul e converge na parte mais profunda com os canais formados pelos cânions da margem de Alagoas (Figura 26). A rede de canais sobre o platô recebe contribuições tanto de drenagens vindas da plataforma continental quanto de drenagens desenvolvidas sobre o próprio platô.

Alguns cânions se formam também na escarpa externa do platô e suas terminações estão localizadas a 5000 metros de profundidade, na base do platô. A base do Platô e as regiões adjacentes são as mais profundas da margem brasileira com profundidades superando facilmente os 5000 metros.

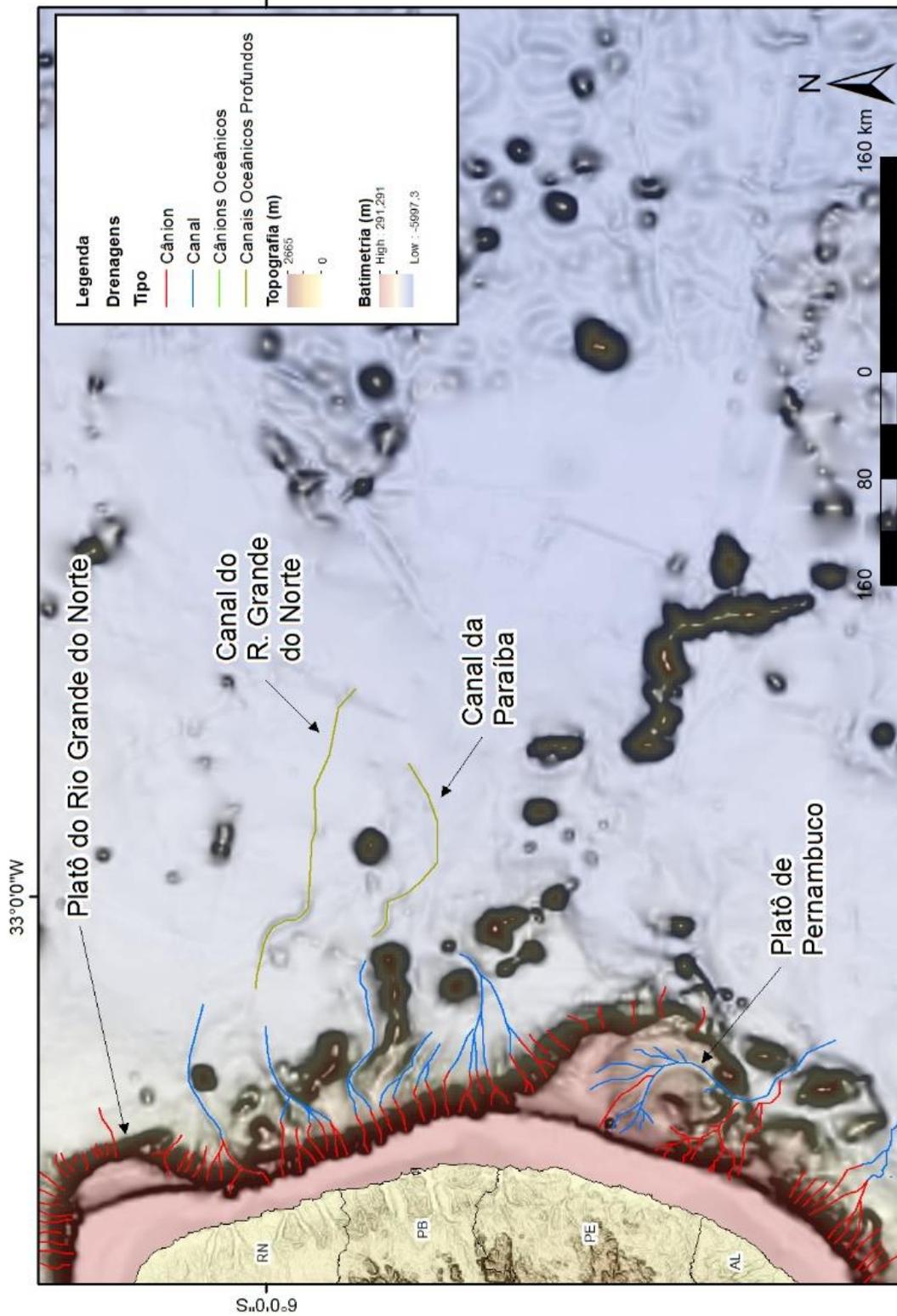


Figura 26: Rede de canais a Norte e sobre o platô de Pernambuco. Localização na Figura 21 (Região 3).

6.2.3.4 Região sul da Bahia e Platô da Bahia

A parte Sul da margem continental da Bahia apresenta uma série de extensos canais que parecem convergir para os vales da Bahia (Figura 27). Assim como registrado em outras regiões a conexão entre os canais e os vales da Bahia parece muito provável, porém os dados batimétricos não mostram uma canalização contínua ou ao menos muito evidente. Apesar de não ser o canal mais extenso, o canal que mais se aproxima dos Vales da Bahia é o do cânion Jequitinhonha localizado na parte Norte do banco *Royal Charlotte*. Essa aproximação indica uma conexão muito provável nesse ponto em algum momento.

O platô da Bahia situado entre a região de Abrolhos e o Banco *Royal Charlotte* possui uma saída a Norte e outra a Sul separadas pelo monte submarino Minerva (Figura 27). Nesse platô, os canais originários dos cânions formam três redes de canais principais. Na Saída Norte convergem duas dessas redes, uma formada pelos cânions que drenam o talude norte do platô e outra formada pelos cânions que drenam a parte central. Já na Saída Sul, existe apenas um canal, formado pelos cânions que drenam a Margem Sul do Platô. As drenagens da Saída Norte tendem a se alinhar na direção do canal de Pernambuco indicando que uma parte das drenagens do platô poderia contribuir em algum momento de sua evolução com sedimentos para os Vales da Bahia. O canal da Saída Sul, após esta, orienta-se na direção do talude de Abrolhos e não apresenta sinais de continuar escavando o sopé, ao menos recentemente.

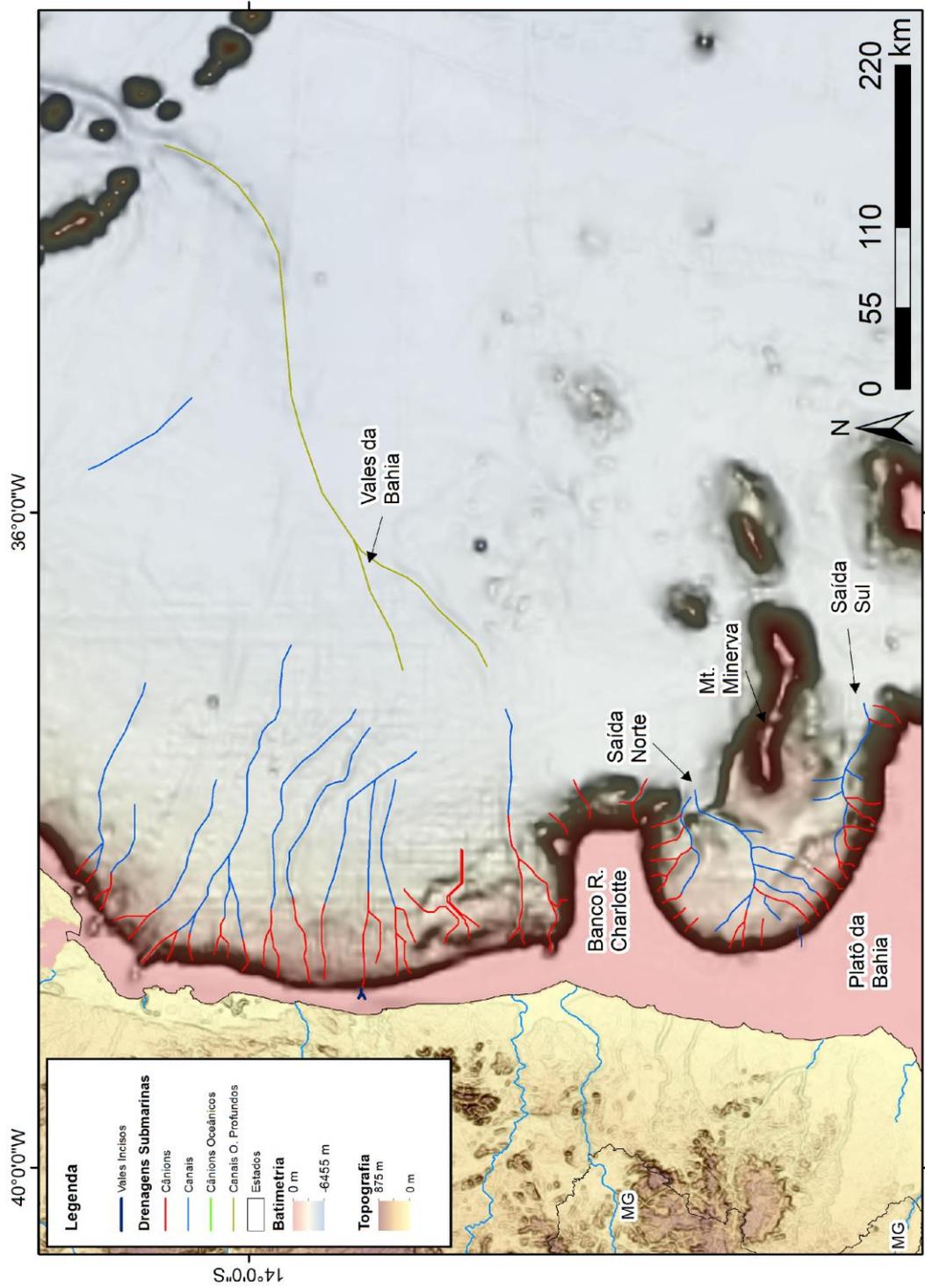


Figura 27: Rede de cânions e canais na região do Platô da Bahia. Localização Figura 21 (Região 4).

6.2.3.5 Extremo Norte do Platô de São Paulo

A parte Norte do platô de São Paulo, próximo ao estado do Espírito Santo e da parte Norte do Rio de Janeiro, apresenta uma rede de canais bem desenvolvida (Figura 28).

Nessa parte do platô os canais originários dos cânions no talude adjacente convergem para o platô abaixo chegando a atravessar a escarpa que marca o limite exterior dessa feição. O conjunto de canais mais a Norte e mais próximos da cadeia Vitória-Trindade alinha-se com o canal Colúmbia no sopé em sua parte mais distal, o que indica uma provável conexão entre as feições. Entretanto, apesar de muito próximas, não é observada uma ligação direta entre essas feições na atualidade. Nessa rede o cânion Doce é o cânion mais desenvolvido (Figura 28).

Outros canais também são observados no sopé da região. A sul da rede que contém o cânion Doce, o canal do cânion Almirante Câmara parece também atravessar o platô de São Paulo e entregar sedimentos para as partes mais profundas do sopé. Nessa região são observados ainda algumas canalizações descontínuas, porém alinhadas com o canal proveniente do cânion Almirante Câmara. Mais a Sul existe pouca evidência de grandes redes de canais que possam estar conectadas ao canal Carioca na atualidade.

Os cânions oceânicos identificados no monte submarino de Vitória na cadeia de Vitória-Trindade parecem também ligados a um canal maior localizado próximo à base do monte submarino (Figura 28). No presente estudo esse foi o único potencial canal turbidítico originado de cânions fora do talude encontrado. Apesar de a morfologia e a interação com os cânions sugerir a formação por correntes de turbidez o grau de influência contornítica na gênese dessa feição não pode ser medido até a realização de estudos mais detalhados.

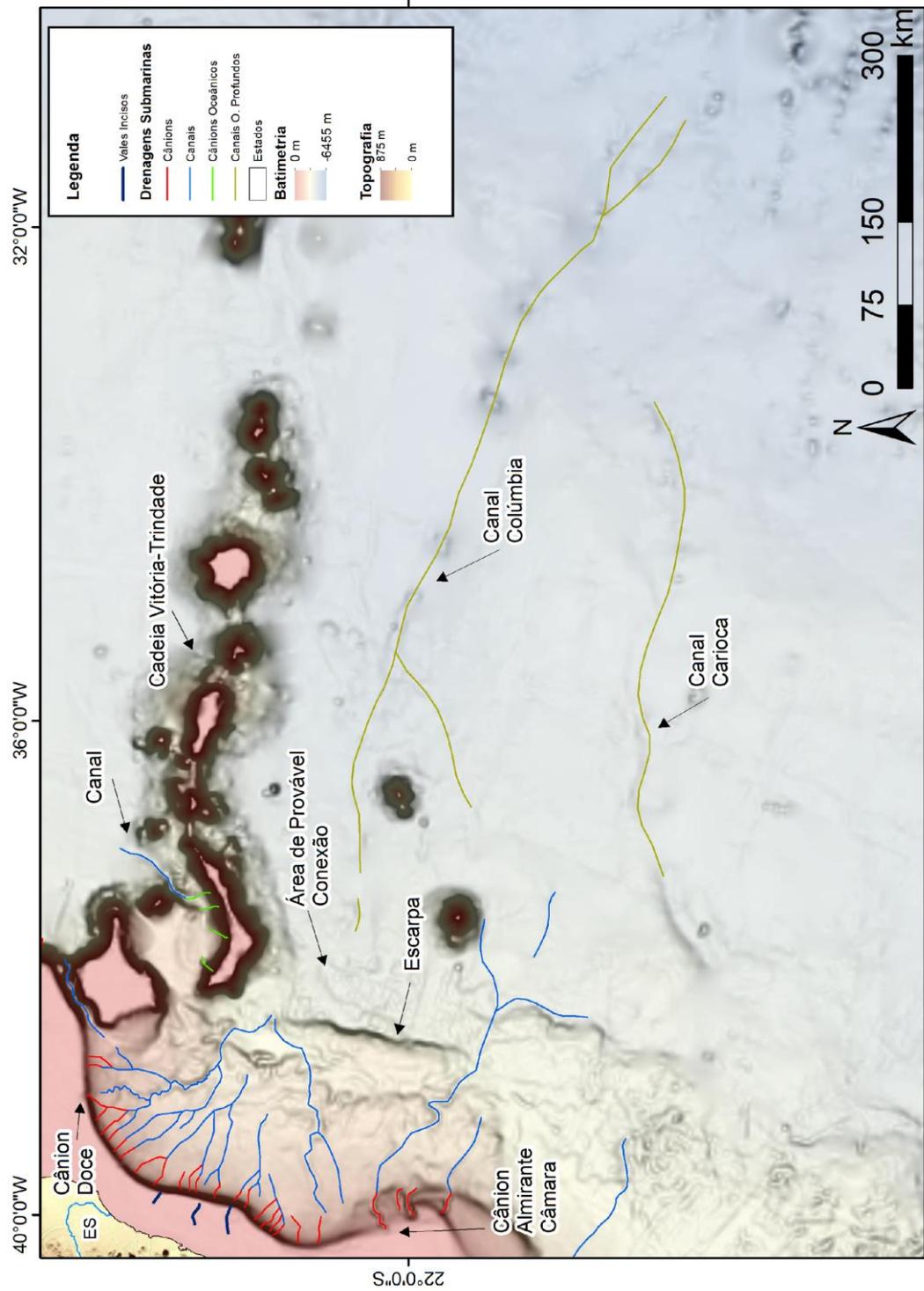


Figura 28: Rede de cânions e canais no norte do platô de São Paulo. Localização na Figura 21 (Região 5).

6.2.3.6 Tipos de Canais Observados

Dentre os canais citados anteriormente, dois padrões podem ser observados (apesar da baixa resolução dos dados batimétricos) são eles: os canais com talvegues retilíneos e os canais com talvegue sinuoso (Figura 29A). Os canais retilíneos são o tipo mais comum de canal e estão distribuídos por toda a margem continental onde os cânions estão presentes. Já os canais de elevada sinuosidade foram observados apenas nas desembocaduras de alguns cânions e em determinados pontos da margem (Figura 29B). Na Margem Norte, são observados canais sinuosos nas regiões dos leques Amazonas e Mearim e na desembocadura de grandes cânions como o Parnaíba e outros do Tipo 2 no Golfo Maranhense. Próximo ao leque do Amazonas o cânion Pará também apresenta um canal sinuoso a partir de sua desembocadura. Na Margem Leste canais de elevada sinuosidade são observados na desembocadura dos cânions São Francisco em Sergipe e Almada na Bahia. Já na Margem Sul, canais sinuosos são observados somente na desembocadura do cânion Doce no Norte do Platô de São Paulo.

Em todo o dado analisado o Golfo Maranhense é o que apresenta a maior concentração de cânions ligados a canais sinuosos.

Dentre os canais sinuosos mapeados os que possuem maior extensão são o canal moderno do Amazonas e o canal ligado ao Cânion Parnaíba (mais de 450 km e mais de 160 km, respectivamente) sendo o Parnaíba o que apresenta a maior largura média 5 km. Considerando também a distribuição dos canais sinuosos por tipo de talude (Figura 29 C), vemos que os canais sinuosos tendem a ocorrer com mais frequência nas regiões onde o perfil do talude é: (1) Misto com 6 canais (devido ao Golfo Maranhense), (2) Linear com 4 canais e (3) Erosivo com 2.

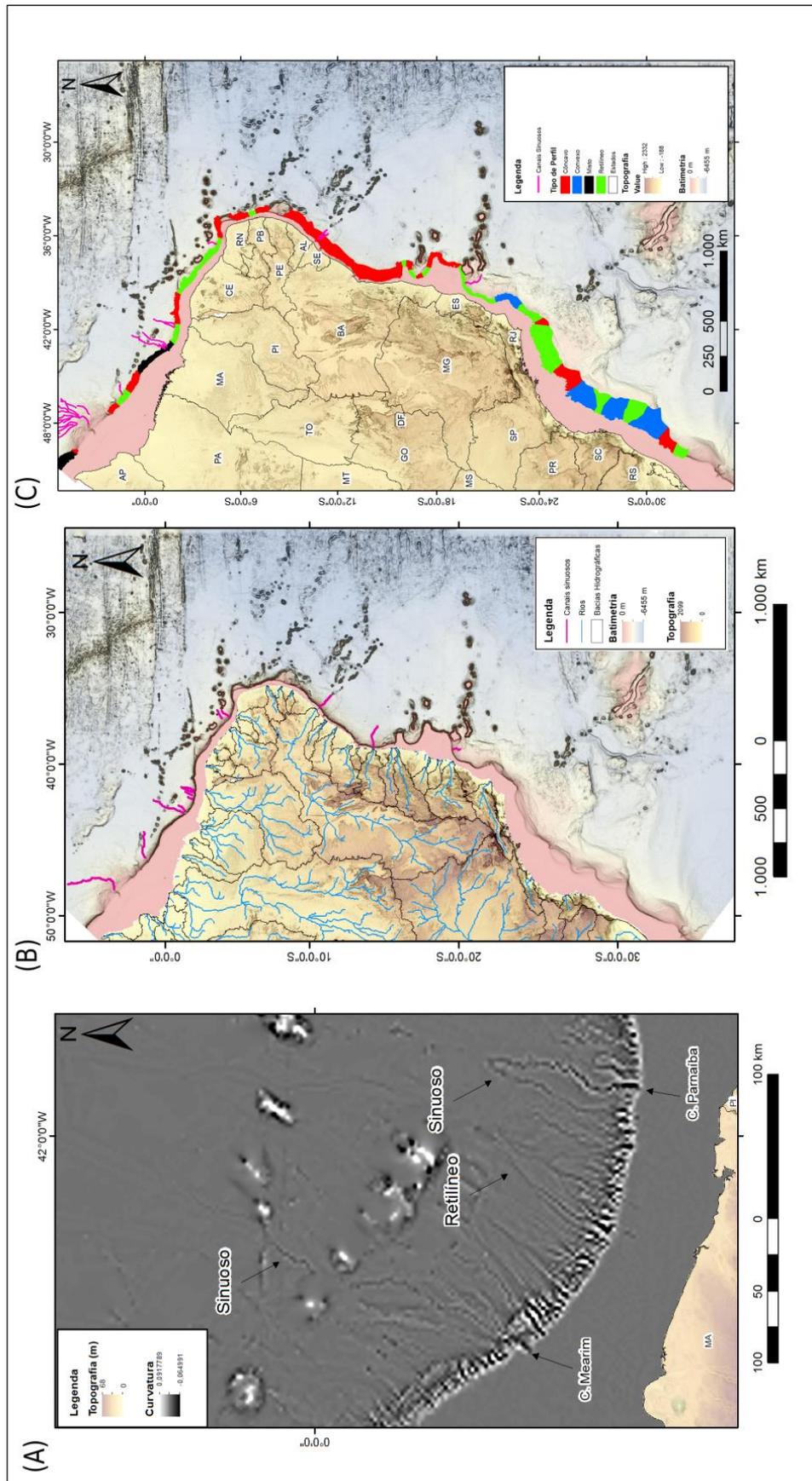


Figura 29: (A) Detalhe da morfologia dos tipos de canais mapeados neste estudo. (B) Distribuição dos canais sinuosos de grande porte mapeados neste trabalho. (C) Distribuição dos canais por tipo de talude.

6.2.4 Canais oceânicos profundos

Em algumas regiões da margem foram identificadas feições canalizadas localizadas a aproximadamente 4000 m de profundidade e orientadas de forma quase perpendicular à margem continental (Figura 30).

São elas de Sul para Norte: (1) O canal Carioca, (2) canal Colúmbia, (3) os dois Vales da Bahia mais evidentes, (4) dois grandes canais entre o platô de Pernambuco e o Platô Rio Grande do Norte, chamados aqui de Canal da Paraíba e Canal Rio Grande do Norte e o Canal Mesoceânico Atlântico Equatorial, à nordeste da cadeia de Fernando de Noronha (Figura 31).

Esses canais encontram-se em posições mais profundas que os canais com diques marginais descritos anteriormente e aparentam um alinhamento com as principais redes formadas por estes, indicando assim, uma formação por convergência das redes de canais em águas ultra profundas. Morfologicamente esses canais caracterizam-se por serem muito largos (média de 10 km) e muito extensos (média de 400 km) e com exceção dos vales da Bahia, que desembocam no canal contornítico de Pernambuco (que por sua vez termina na Planície Abissal do Brasil), os demais parecem migrar na direção da Planície Abissal do Brasil terminando ou próximo ou dentro dela.

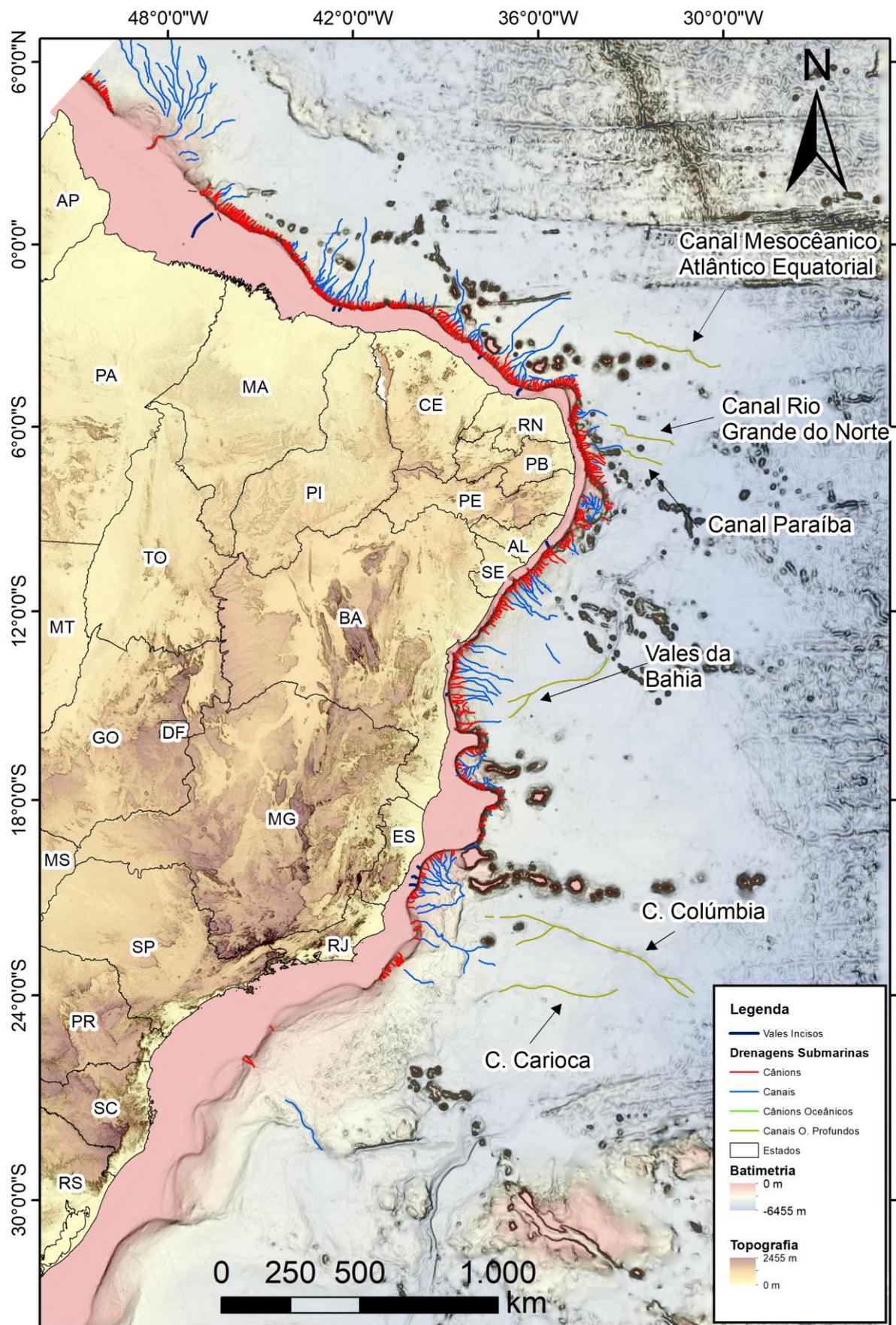


Figura 30: Localização dos canais oceânicos profundos. Canais em amarelo escuro.

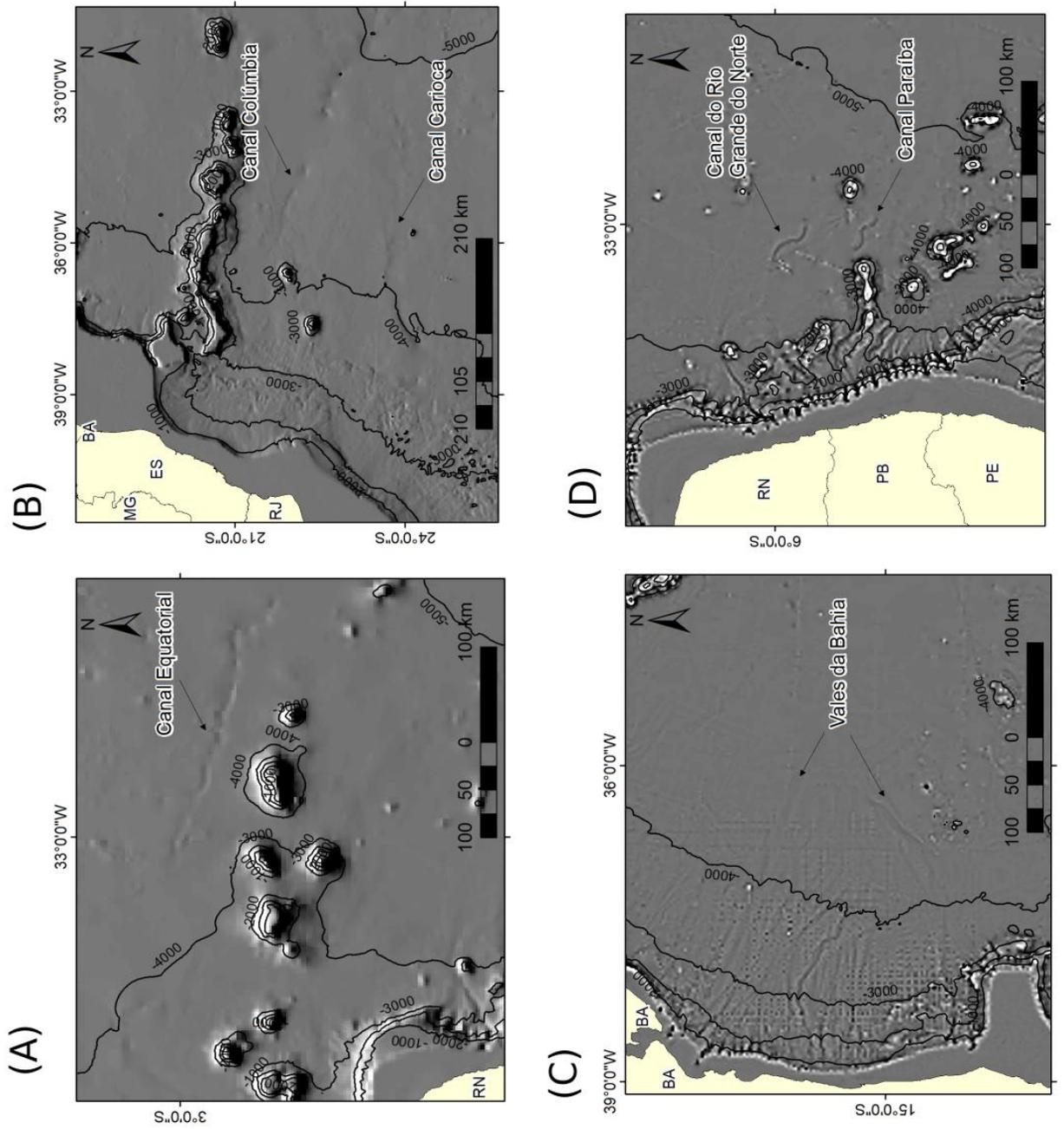


Figura 31: Detalhe dos canais oceânicos profundos existentes na margem Brasileira. (A) Canal Mesocênico Atlântico Equatorial. (B) Canal Columbia e Carioca. (C) Vales da Bahia. (D) Canal Rio Grande do Norte e Paraíba.

Como pode ser visto na Figura 31 ao redor de 4000 m todas as feições aparecem atenuadas, passando a ser mais evidentes apenas em profundidades maiores. Além disso alguns dos canais aparecem mais evidentes na batimetria que outros como, por exemplo, no caso do canal Colúmbia que parece mais marcado na batimetria que o canal Carioca (Figura 31B). A extensão desse canal (Colúmbia) é também a maior dentre os canais mapeados (mais de 800 km) se estendendo desde a parte superior do sopé até dentro da planície abissal do Brasil. Na parte final do canal Colúmbia é observada uma bifurcação do canal indicando uma mudança de posição “recente”.

6.2.5 Áreas de captação

As drenagens descritas anteriormente podem ser ainda agrupadas em 8 grandes áreas de captação numeradas de 1 a 8 de Sul para Norte (Figura 32). Essas áreas agrupam setores da margem e as drenagens correspondentes que convergem ou deveriam convergir para um mesmo ponto em zonas mais profundas (planície abissal), formando assim, “bacias” que levam em consideração a morfologia do fundo do mar e são delimitadas por altos relativos da topografia marinha. Nessa análise apenas a região do Leque do Amazonas não foi considerada (dada a dinâmica interna própria dessa área, o que poderia classifica-la por si só como uma área independente). Cada uma dessas bacias pode ser relacionada também a um determinado número de bacias hidrográficas importantes na parte continental. Quando são levadas em consideração tanto a parte continental quanto oceânica em conjunto, temos que cada uma dessas áreas de captação está representando um macro sistema de *source to sink* de dispersão de sedimentos que se estende desde o continente até a planície abissal e é responsável por drenar um determinado setor da margem brasileira. As principais características dessas áreas de captação são descritas a seguir.

A área de captação 1 abrange mais de 2/3 da Margem Sul está limitada a Sul pelo megadeslizamento do Chuí e a Norte pela inflexão do talude na região do alto de Cabo Frio. Com a exceção da bacia hidrográfica de médio porte do rio Jacuí no Rio Grande do Sul, não existem bacias hidrográficas expressivas associadas a essa área. No talude e no sopé da área poucas feições canalizadas são observadas e apenas 2 cânions no talude continental são observados.

A área 2 corresponde ao restante da Margem Sul agrupando as canalizações da parte Norte do platô de São Paulo e tendo como limite Norte a cadeia de Vitória-Trindade. Na área 2 as maiores bacias de drenagem são as dos rios Paraíba do Sul e Doce. A grande rede

convergente na parte Sul do monte submarino de vitória, cujo principal cânion é o Doce, alinha-se com o canal oceânico profundo Colúmbia enquanto que apenas um canal a Sul, ligado ao cânion Almirante Câmara, segue em direção ao canal Carioca.

A área 3 drena o talude da plataforma de abrolhos, a norte da cadeia de vitória trindade, e a parte sul do platô da Bahia a sul do monte Minerva. Nessa área existem apenas pequenas bacias hidrográficas no continente e não são observados canais oceânicos profundos associados aos canais formados no sopé.

As áreas de captação 4, 5 e 6 apresentam características semelhantes com bacias hidrográficas de médio porte no continente (com a única exceção sendo a bacia de grande porte do São Francisco, na área 4), uma rede de canais desenvolvida no sopé e a presença de canais oceânicos profundos que se alinham com os sistemas de canais e *levees* desenvolvidos no talude e sopé continentais. Os limites separando essas bacias são de Sul para Norte: O monte minerva, O platô de Pernambuco, a cadeia de Fernando de Noronha e a cadeia Parnaíba.

A área 7 agrupa a maior parte das drenagens da Margem Norte. Essa parte da margem está associada a grandes bacias hidrográficas como a do Tocantins-Araguaia, Parnaíba e Mearim. Nessa área não foram observados canais oceânicos profundos e a orientação das drenagens no talude parece convergir para o depocentro identificado na planície abissal do Ceará. A área é Limitada a leste pela cadeia Parnaíba e a oeste pelo Leque do Amazonas.

Por fim, a área 8 agrupa as drenagens a Norte do Leque do Amazonas. Não são observados canais oceânicos profundos e as bacias hidrográficas do continente são reduzidas.

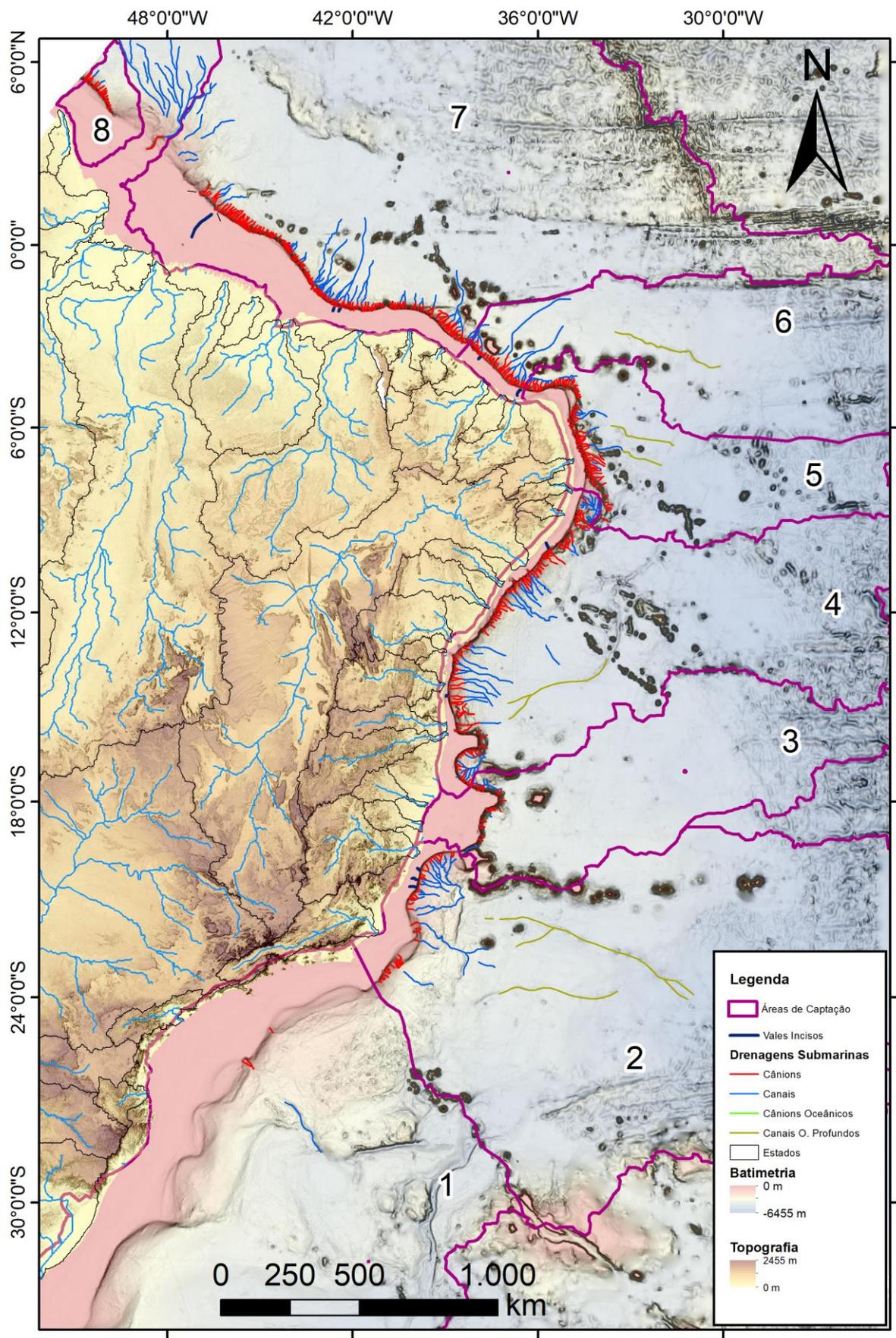


Figura 32: Drenagens agrupadas por área de captação, numeradas de 1 a 8 de Sul para Norte.

7. Discussões

7.1. Morfologia e Perfil do Talude

O reconhecimento do tipo de perfil do talude continental é importante para indicar em que condições ocorreu o início e o desenvolvimento dos cânions e canais localizados num determinado talude. Alguns autores (O'Grady et al., 2000; Mosher et al., 2017) atribuem a cada tipo de perfil um conjunto de processos dominantes que podem afetar o desenvolvimento da margem como um todo e, por conta disso, afetar também os processos de transferência de sedimentos para águas profundas. Além disso, até mesmo alguns parâmetros como o espaçamento entre cânions submarinos parecem variar de acordo com as características do talude onde o cânion se encontra (Twichell & Roberts, 1982). Por tudo isso, e para melhor caracterizar as drenagens existentes na margem Brasileira é importante antes do estudo das drenagens submarinas em si realizar um estudo morfológico das características do perfil do talude continental.

De forma geral a declividade média da Margem Sul é mais baixa que a das outras áreas (Figura 10). A principal consequência dessa situação é que em todos os tipos de perfil que se desenvolvem sobre essa margem as declividades são também baixas. As causas da baixa declividade da margem sul não são ainda plenamente conhecidas, mas o menor espaço de acomodação resultante da presença do platô de São Paulo (onde nenhuma parte da bacia de Santos por exemplo alcança a profundidade de 3000 m) pode ter contribuído para a criação e manutenção desses perfis de baixa declividade.

Considerando os resultados obtidos no *grid de perfil* é possível afirmar que a variação da morfologia do talude continental brasileiro e o seu perfil são o resultado de uma complexa interação de processos tanto sedimentares como tectônicos atuantes ao longo de toda a margem. A classificação sugerida nesse estudo é, portanto, uma classificação de primeira ordem. A morfologia do talude é bastante diversificada não existindo um perfil geral ou que represente grandes porções da margem. Como pode ser visto na Figura 11 em cada uma das quatro classes é possível ainda fazer subdivisões se outros parâmetros como largura, inclinação e range de profundidades forem levados em consideração. A grande variação morfológica do talude ao longo da margem, reflete em último caso, a grande variedade de processos de longo e curto prazos atuantes em cada região.

7.1.1 Perfis côncavos

Adams & Schlager (2000) sugerem que o perfil côncavo do talude continental se comporta de forma análoga ao modelo em terra onde a energia dos processos atuantes diminui exponencialmente talude abaixo deixando com isso o talude com esse perfil. O estudo sobre margens continentais em escala mundial de O'Grady et al., (2000) associou perfis com formato côncavo a baixos aportes de sedimento onde predominam cânions submarinos e taludes erosivos em geral. Mais recentemente Mosher et al., (2017) também associou aos perfis côncavos da Largem Leste da América do Norte o predomínio de feições erosivas como cânions e movimentos de massa, mas sugeriu que, nessa margem, existe um equilíbrio entre sedimentação e erosão nesse tipo de perfil. Em todos os casos, a declividade mais elevada predominante nesse tipo de perfil é um fator importante para os processos erosivos que se desenvolvem nele.

A relação entre perfis côncavos e o predomínio de processos erosivos gravitacionais é observada também na maior parte da margem Brasileira (Figura 09; Tabela 1). Como pode ser visto nas Figuras 08 e 18 a maior parte do talude brasileiro possui perfil côncavo e também a maioria dos cânions ocorre nesse tipo de perfil, indicando um predomínio de erosão na margem brasileira. Além disso, como pode ser visto nas Figuras 2 e 4, nesses perfis podem ser ainda encontrados alguns dos grandes deslizamentos existentes na margem continental brasileira. As razões para a existência desse tipo de perfil na escala da margem brasileira são muitas e vão depender também de fatores locais, mas alguns fatores parecem predominar em cada setor da margem. Na Margem Norte, por exemplo, os perfis do tipo côncavo ocorrem nas regiões onde as falhas transformantes estão paralelas ao talude continental e também nas proximidades do Platô do Rio Grande do Norte. Isso parece indicar que a estruturação da margem tem um peso maior na formação desse tipo de perfil nessa parte da margem (possivelmente pela criação de espaço de acomodação). Já na Margem Leste, por exemplo, a presença de plataformas carbonáticas bem desenvolvidas na borda da plataforma continental e a maior profundidade média do setor da margem como um todo, parecem ser os fatores determinantes no estabelecimento desse tipo de perfil (Cainelli, 1992). Essas plataformas são observadas de forma quase contínua na borda da plataforma continental brasileira (Martins & Coutinho, 1981) e sobretudo na Margem Leste.

O talude da plataforma de Abrolhos é o melhor exemplo de como os carbonatos afetam a formação desse tipo de perfil na Margem Leste (Figuras 10 e 11). A presença de bacias hidrográficas que drenam tanto para Sul (Platô de São Paulo) como para Norte (Platô

da Bahia) somado a uma plataforma bastante larga, deixam o talude dessa região sem o aporte de grandes rios, o que associados a outros fatores ambientais preferenciais, contribui para o crescimento das plataformas carbonáticas na borda da plataforma. O crescimento dessas plataformas, por sua vez, deixa o talude muito inclinado e retilíneo nessa parte da margem brasileira.

As plataformas curtas que predominam na Margem Leste permitem também o rápido *by-pass* de sedimentos para o talude e zonas mais profundas facilitando uma maior erosão do talude. O limite inferior do talude mais profundo na Margem Leste parece ser um fator tectônico (já que toda a margem se encontra em profundidades maiores 3000 m), mas parece também o resultado do predomínio de baixos aportes de sedimentos (Figura 12) ou uma conjunção dos dois fatores.

Apesar da boa correlação observada entre os perfis côncavos e o predomínio de processos erosivos na maior parte da margem brasileira, a presença de perfis côncavos na Margem Sul, majoritariamente sem cânions submarinos e sem grandes deslizamentos sugerem que o predomínio de outros processos também é capaz de gerar e manter esse tipo de perfil nesse trecho da margem brasileira ou que ele seja uma feição relictada do quando processos erosivos de maior intensidade atuavam na região.

A origem dos altos e baixos regionais descritos anteriormente no perfil côncavo da Margem Leste pode ser correlacionada com a presença de províncias afetadas por tectônica salífera ou atividade vulcânica. Um exemplo desse fenômeno pode ser visto na região a Norte do banco *Royal Charlote*, onde a presença de domos de sal (Campos Neto et al., 2007) cria uma região elevada no meio do talude que confina a região mais baixa a Sul entre ela e o Branco *Royal Charlote*. Como consequência desse confinamento ocorre então um favorecimento à convergência de drenagens vindas de talude acima. Algumas dessas regiões elevadas podem ser originadas também pela presença de montes submarinos muito próximos do talude como, por exemplo, nas proximidades tanto a norte como a sul do Platô de Pernambuco. Alguns altos e baixos, entretanto não parecem correlacionados com províncias vulcânicas e salíferas. Nesses casos algumas dessas feições podem também estar ligadas à estruturação interna da margem indicando a presença de baixos e altos estruturais.

7.1.2 Perfis Convexos

O'Grady et al., (2000) associa perfis convexos com terraços apenas à processos

internos da bacia como a presença minibacias devido à tectônica do sal. Já Mosher et al., (2017) além de associar os perfis convexos a processos internos da bacia, sugerem ainda a atuação de correntes de fundo e processos gravitacionais de massa como os principais agentes modeladores desse tipo de perfil. Nesses perfis normalmente predominam a deposição de sedimentos e as baixas declividades. Na margem brasileira os perfis convexos estão concentrados na Margem Sul. Ali o perfil convexo possui baixa concentração de cânions submarinos e estes tendem também a ter um maior espaçamento entre si. Essa é uma tendência clara nas regiões de perfis convexos do Brasil, principalmente, no trecho mais a Norte, próximo ao Rio de Janeiro (Figura 9). Como citado anteriormente regiões com perfis desse tipo são associadas a aportes altos de sedimento, mas na margem Sul Brasileira, ao menos recentemente, esse não parece ser o caso já que não existem bacias hidrográficas de grande porte nessa região. Para essa parte da margem parece mais provável que a existência desse perfil seja ou uma feição relictas fruto de aportes maiores no passado. Sendo possível ainda a influência de alguma estruturação interna da margem na sua formação.

Como mostrado na Figura 13C a presença de terraços é comum nos taludes convexos do Brasil. No talude próximo ao Rio de Janeiro, terraços na borda da plataforma e no talude superior foram atribuídos a ação da Corrente do Brasil (Viana et al 1998A; Viana et al 1998 B). Por essa razão os terraços encontrados nos trechos mais a sul tanto próximos da borda da plataforma como em diferentes níveis ao longo do talude devem ser resultantes da escavação da Corrente do Brasil nas partes mais rasas e por outras correntes mais profundas.

7.1.3 Perfis Retilíneos

Perfis classificados como retilíneos, foram associados com regiões de alto aporte de sedimentos tanto em O'Grady et al., (2000) como em Adams & Schlager (2000). Nesses estudos, entretanto, os perfis retilíneos são referentes a regiões de leques submarinos como o Amazonas ou o Zaire, que de fato, deixam o perfil batimétrico bem linear nessas regiões dada a dinâmica interna dessas feições (construção de canais e *levees* empilhados e alto aporte de sedimentos). Mosher et al., (2017) colocam esse tipo de talude na mesma classificação que os perfis convexos onde predominam correntes de contorno e bacias intratalude. Como pode ser visto na Figura 8 pelos valores de grid de perfil, os taludes classificados como retilíneas são na verdade levemente côncavos ou levemente convexos (ou seja, uma faixa intermediária no conjunto de perfis). Esse fato se deve a que os perfis lineares no talude brasileiro parecem representar um conjunto mais diverso de processos sendo o segundo em número de cânions,

mas também podendo ser criado e mantido por correntes de fundo como no talude retilíneo adjacente a parte sul do Rio de Janeiro que é o resultado da presença do *Drift* de Santos desde o Eoceno Superior (Duarte & Viana, 2007).

As características dos perfis lineares parecem indicar que o estabelecimento desse perfil depende fortemente de fatores mais locais e do menor espaço de acomodação disponível já que a maioria deles possui o limite inferior do talude ao redor de 2000 m.

7.1.4 Perfis Mistos

Os perfis mistos sugerem a combinação de diferentes processos atuando em diferentes profundidades no talude (Mosher et al., 2017). Adams & Schlager (2000) sugerem que nesse tipo de perfil existe o predomínio de processos externos ao talude como a presença de deltas e a forte influência da variação do nível do mar. O'Grady (2000) sugere que esses perfis são o resultado de um aporte moderado de sedimentos, com rápida progradação e moderada ou baixa presença de cânions.

No Brasil os perfis mistos parecem ser o resultado de forte aporte fluvial para as partes superiores do talude. Chaves (1979) sinalizou a presença de expressivos deltas de borda de plataforma na região do Golfo Maranhense que foi classificada como mista. A elevada concentração de canais sinuosos no sopé dessa região reforça também a forte influência fluvial desse trecho da margem. Esses deltas, portanto, deixariam a parte superior do talude levemente convexa enquanto que a parte inferior do talude permanece côncava.

O perfil misto localizado a Norte do Leque do Amazonas pode ter também uma influência fluvial na parte superior do talude, sobretudo pela deposição de parte da pluma do Rio Amazonas que atualmente deriva para Norte. Esse processo pode modificar a morfologia do talude superior e da plataforma externa deixando a parte superior de talude convexa e a inferior côncava.

Os Altos localizados no Talude Misto próximo ao Maranhão descritos anteriormente, podem ser resultado da presença de atividade vulcânica no talude. Essa atividade pode ter criado corpos vulcânicos isolados que se destacam no talude atualmente (como os localizados nas proximidades do Platô de Pernambuco). Outra explicação possível é que esses altos sejam o resultado da estruturação complexa do talude sendo essas feições, portanto o resultado da presença de altos estruturais (ou gerados por colapsos gravitacionais) como o alto do Ceará mais a Leste ou o alto (ou pequeno platô) localizado a Sul do cânion Mearim.

7.2. Cânions Submarinos

Dos 431 cânions encontrados na margem brasileira uma pequena parte (81) são considerados conectados com a plataforma e a maioria (350) são considerados não conectados com a plataforma. Cânions não conectados à plataforma são cânions cujo desenvolvimento ocorre sem aportes diretos de sistemas plataformais e costeiros. O desenvolvimento dos cânions não conectados à plataforma ocorre principalmente por processos de instabilidade de taludes e erosão remontante (devido principalmente às declividades elevadas), por isso, um componente muito importante no desenvolvimento desse tipo de cânion é a declividade do talude onde o cânion se instala. A declividade do talude também é importante nos cânions conectados à plataforma, mas a conexão com os sistemas costeiro e plataformais é o principal mecanismo controlador do desenvolvimento desses cânions. Como o desenvolvimento dos cânions não conectados à plataforma é independente de conexões fluviais essa é considerada a causa de sua maior abundância na margem Brasileira. Como pode ser visto, por exemplo, na Margem Leste Americana (Brothers et al., 2013), na Margem Nordeste Australiana (Puga-Bernabéu, et al., 2011; 2013) e em último caso, mundialmente no trabalho de Harris & Whiteway (2011), os cânions não conectados com a plataforma são geralmente encontrados em maior abundância em outras margens continentais.

As características morfométricas dos cânions submarinos seguem um padrão bem definido e no geral são condizentes com os processos que são esperados que atuem em cada tipo. Os cânions do Tipo 1 (conectados e com grandes cabeceiras), são mais extensos, mais profundos, de maior área e de talwegues menos inclinados que os demais. Essas características são esperadas em cânions com grandes aportes de sedimentos onde a atuação de correntes erosivas escavam cânions profundos, extensões e de fundo aplainado. As grandes cabeceiras desses cânions contribuem também, ao longo de sua vida, para a maior captação de sedimentos, o que aumentam ainda mais o fluxo para o interior desses cânions. Já as características dos cânions do Tipo 3 (não conectados), que são mais inclinados, de menor extensão e com profundidades e áreas menores do que os do Tipo 1, são condizentes com cânions formados por processos internos do talude, onde os mesmos tendem a seguir a declividade do talude onde estão localizados e por conta da menor atuação de processos erosivos, são menos escavados e menos extensos que os de Tipo 1. Os cânions do Tipo 2 (conectados à plataforma) possuem características intermediárias entre os tipos anteriores e por isso, podem ser considerados como cânions nos estágios médios de evolução.

A distribuição dos cânions submarinos na margem brasileira é bastante variável.

Observa-se uma grande concentração de cânions na Margem Norte e a quase ausência de cânions em longos trechos da Margem Sul. Harris & Whiteway (2011) em sua análise global da distribuição dos cânions submarinos de grande porte, chegaram a designar o trecho que vai do megadeslizamento do Chuí até os cânions da parte central da Margem Sul como o maior trecho de margem continental do planeta Terra sem cânions submarinos.

A alta densidade de cânions na Margem Norte em relação aos outros dois trechos da margem pode não se dever a uma causa única, mas a uma conjunção de fatores que precisam ser melhor entendidos. Quatro fatores podem explicar essa alta densidade: (1) a existência de grandes bacias hidrográficas no continente, que aportam muito sedimento para o talude; (2) a presença de uma plataforma mais larga, que permite a instalação e/ou ampliação de bacias hidrográficas em períodos de mar baixo; (3) A maior susceptibilidade a eventos de instabilidade de talude; e (4) As características sedimentares das sequências mais rasas existentes no talude.

As razões para a ausência de cânions nesse trecho da Margem Sul precisam também ser melhor investigadas, mas observando as características existentes na própria Margem Sul, três fatores parecem contribuir para tal fato: (1) A forte atuação de correntes de fundo na borda da plataforma e talude superior. Essa corrente é possivelmente a Corrente do Brasil, como observado por Viana et al., (1998A; 1998B) e indicado pela presença terraços nesses trechos de talude. Nesse caso, as correntes devem atuar como dificultadores de entrada de sedimentos no talude (dispersando lateralmente os sedimentos que chegam à borda da plataforma); (2) A falta de grandes bacias de drenagem continentais voltadas para o mar. Essa característica diminui a chegada de grandes quantidades de sedimentos na borda da plataforma em períodos de mar baixo; e (3) A baixa declividade média da margem. Essa característica pode ser devida à estrutura da própria margem ou ao menor espaço de acomodação existente devido à presença do Platô de São Paulo.

As margens côncavas são as que possuem a maior densidade de cânions submarinos e as convexas as que possuem a menor densidade. Como discutido anteriormente sobre a morfologia da margem, essa situação é esperada dado o predomínio de processos erosivos nos perfis côncavos e deposicionais nos convexos. As razões para o estabelecimento de um ou outro perfil podem ser também tectônicas, mas a declividade parece ser um fator importante no desenvolvimento posterior dos cânions. Na margem leste americana, por exemplo, Twichell & Roberts (1982) notaram que taludes com menos de 3 graus de inclinação possuem menos cânions que taludes mais inclinados. Ali os autores atribuíram essa diferença à diminuição processos de instabilidade de talude nos taludes pouco inclinados o que pode ser o

caso também nos taludes poucos inclinados da Margem Sul.

O predomínio de grandes cabeceiras na Margem Leste parece ligado à configuração morfológica da própria margem e/ou estruturação presente nela. Nesse trecho da margem predominam plataformas continentais curtas e pouco inclinadas, um talude superior muito inclinado e o crescimento de plataformas carbonáticas na parte externa da plataforma (Chaves, 1979; Martins & Coutinho, 1981). As plataformas curtas pouco inclinadas facilitam a rápida e repetida conexão entre os sistemas costeiros e as cabeceiras dos cânions durante episódios de queda do nível do mar intensificando assim os processos erosivos nessas cabeceiras (Moriak, 2003; de Almeida et al., 2015; Oliveira Jr. et al., 2017). A presença das plataformas carbonáticas na borda da plataforma (Chaves, 1979) é também uma fonte de intensificação de processos erosivos nas cabeceiras pois a sobreinclinação dessas plataformas é normalmente associada a maior incidência de processos de instabilidades. Algumas dessas cabeceiras podem ainda ter um componente estrutural em sua localização e tamanho. Essa relação foi observada na cabeceira do Japaratuba onde a orientação da cabeceira parece seguir a orientação principal das falhas regionais do embasamento e o seu tamanho parece incompatível com os rios presentes na região continental adjacente (Oliveira Jr. et al., 2017).

A presença de cânions em alguns montes submarinos e *guyots* é relativamente comum (Claire et al., 2018; Quartau et al., 2018). A presença dessas feições costuma ser o resultado da erosão por processos de instabilidade de taludes e no caso dos cânions presentes nos *guyots* da margem brasileira podem ser o resultado também da instabilidade de talude causada pela sobreinclinação das plataformas carbonáticas localizadas na parte superior dessas feições.

7.3 Redes de Canais Submarinos

Excluindo as zonas de leque submarino, os canais formados a partir da desembocadura dos cânions tendem a formar redes convergentes talude e sopé abaixo.

Das 5 regiões identificadas anteriormente a que foi melhor estudada quanto à extensão e transferência de sedimentos é a do Norte do Platô de São Paulo (*e.g.* Almeida & Kowsmann, 2015). Ali, vários trabalhos baseados em perfis de sísmica de alta frequência, sísmica multicanal, perfis batimétricos e coleta de amostras contendo sedimentos terrígenos têm mostrado a existência de uma extensa rede de drenagem no talude e sopé continental (Brehme, 1984; Castro, 1992; Gonthier et al., 2003; Viana et al., 2003). Os dois maiores canais existentes na região (Colúmbia e Carioca) parecem, nesse contexto, ser os eixos centrais de uma densa rede de canais secundários, em sua maioria de origem turbidítica, que

convergem sopé abaixo até a planície abissal.

As demais redes são ainda pouco conhecidas em detalhe e não contam com dados de alta resolução. Ainda assim alguns estudos como Gomes & Viana (2002) e Kowsmam & Costa (1976) ambos na Margem Leste sugerem também a existência de redes de drenagens nessa parte da margem brasileira. Entretanto, dada as características observadas na parte Norte do Platô de São Paulo é possível esperar que nas outras regiões da margem existam também redes de drenagens submarinas ainda mais densas e complexas do que as que foram mapeadas neste estudo.

As redes de canais existentes sobre os platôs e entre montes submarinos aparecem bem definidas no dado batimétrico regional. Esse fato deve-se a que nessas regiões além do processo natural de escavação de canais por correntes de turbidez ocorre o encaixe das drenagens nos baixos e minibacias resultantes da movimentação do sal e da presença de construções vulcânicas em superfície. Tal fato acaba por criar canais de grandes dimensões que podem ser mais facilmente visualizados nos dados batimétricos de baixa resolução. No trabalho recente de Almeida & Kowsmann (2015) sobre a geomorfologia do fundo do mar da Bacia de Campos é possível observar esse fenômeno na parte Norte da Bacia.

Nas 5 regiões onde foram mapeadas as redes de canais mais desenvolvidas observa-se ao menos um cânion bem desenvolvido do Tipo 1 ligado à rede principal. Esses cânions parecem exercer papel central na transferência de sedimentos para as partes mais profundas da bacia e normalmente são alimentadores das redes mais extensas e de maior potencial de conexão com os canais oceânicos profundos ou com as planícies abissais. Na parte continental observa-se também que esses cânions estão alinhados com rios de médio e grande porte. Apesar de a condição de conexão com rios de médio e grande porte não parecer ser essencial para a formação de grandes redes de canais (já que a maioria dos canais não estão conectados a esses tipos de rios), quando a conexão existe, as redes parecem avançar distâncias muito maiores dentro do sopé indicando que a conexão de um cânion com grandes rios contribui para que a rede de canais chegue a profundidades maiores. Como exemplo de alguns desses cânions podem ser citados (Figuras de 21 a 28): O Parnaíba e o Mearim no Golfo Maranhense; Potengi, Tibau e Cabedelo no talude da Paraíba e Rio Grande do Norte; Jequitinhonha no Sul da Bahia e Almirante Câmara e Doce no norte do Platô de São Paulo.

A baixa resolução dos dados batimétricos usados para diferenciar os canais entre meandranes e retilíneos indica que apenas os canais sinuosos de grande porte estão sendo observados e que, além destes, podem existir canais sinuosos de menor porte associado a outros cânions da margem e que por conta de seu tamanho não foram destacados no dado

batimétrico. Além dos cânions conectados a canais sinuosos observados nos dados batimétricos utilizados neste estudo, canais sinuosos foram observados também ligados aos cânions Salvador (Cobbold, et al., 2010) na Bahia e Areia Branca (Almeida et al., 2015) no Rio Grande do Norte. Em ambos os casos, foram utilizados dados de maior detalhe. Na maioria dos casos observados, tanto nos resultados deste trabalho como nos resultados dos estudos com dados de alta resolução é possível inferir que esses canais, no domínio da margem brasileira, tendem a se desenvolver nas desembocaduras e no interior de cânions com forte influência fluvial. O único caso que parece fugir dessa tendência é o cânion Salvador, pois não possui uma ligação clara com um rio de grande ou médio porte no continente.

Redes de canais originados em montes submarinos e ilhas oceânicas são comuns. Normalmente essas redes de drenagem estão ligadas a ilhas vulcânicas com certo grau de atividade e não costumam ser muito extensas (Quartau et al., 2018). Dada a morfologia do canal oceânico da parte Norte do Monte Submarino de Vitória e sua ligação com drenagens provenientes desse monte submarino (Figura 28) é possível sugerir que esse canal tenha sido escavado por correntes de turbidez provenientes dos cânions do Montes Submarinos Vitória. Entretanto, ainda que a morfologia das drenagens sugira uma origem por escavação por correntes de turbidez a existência de correntes de fundo que migram de Sul para Norte (Lima et al., 2009) e atravessam a Cadeia de Vitória-Trindade sugerem que a hipótese de escavação do canal por correntes de fundo não pode ser descartada nesse momento.

O Leque Mearim é o fruto da conexão do Cânion Mearim com o rio de mesmo nome. Assim como ocorre nos leques São Francisco e no Amazonas o padrão divergente é o resultado da avulsão do canal ativo, que muda de tempos em tempos de posição devido a dinâmica interna do sistema. A presença desse leque indica que o cânion Mearim transfere grandes quantidades de sedimento para o ambiente profundo.

7.4 Canais Oceânicos Profundos

Dos 7 canais oceânicos profundos descritos neste estudo, apenas os canais da Paraíba e Rio Grande do Norte não foram objeto de estudos prévios (Figura 30). Os demais: Canal Mesoceânico atlântico Equatorial, Canal Colúmbia (ou Trindade), Canal Carioca e os dois Vales da Bahia, já foram em maior ou menor medida estudados e em todos foi inferida a escavação por correntes de turbidez.

O Canal Mesoceânico Atlântico Equatorial foi identificado e descrito pela primeira

vez no início da década de 1960 por Heezen (Belderson & Kenyon, 1980). Damuth & Gorini (1976) observaram que este canal é fruto da erosão por correntes de turbidez e que a parte superior do canal está soterrada sopé acima. Esses autores sugerem também que o canal esteve ativo durante o Mioceno devido a um alto influxo de sedimentos vindos da margem continental e que o canal foi abandonado em algum momento entre o Mioceno e o Pleistoceno. O motivo para o abandono do canal segundo os autores teria sido uma mudança na posição das drenagens do sopé acima por causas tectônicas. Belderson & Kenyon (1980) realizaram um estudo sonográfico do canal e observaram que o canal possui um padrão sinuoso e que se estende por mais de 100km até a zona de fratura de Fernando de Noronha. Por fim, Baraza et al., (1997) mostraram que a parte distal do sistema está soterrada e que ele se estende muito mais a sul e leste que previamente imaginado. Esses autores sugerem que a tectônica ligada a zona de fratura de Fernando de Noronha fez cessar a atividade no canal desviando o fluxo de sedimentos para outro local. O mapeamento das drenagens existentes nas proximidades desse canal sugere um alinhamento com as drenagens provenientes da margem continental. Entretanto, como não há evidências de canais além dos 4000 m de profundidade (o que pode indicar que os canais atuais não avançam muito além desse limite) a causa para o abandono do canal pode ter sido, além da causa tectônica já mencionada, também uma perda de competência dos fluxos vindos da margem continental devido a diminuição no aporte sedimentar causada por mudanças ambientais e/ou climáticas.

Os vales da Bahia foram descritos pela primeira vez no REMAC (França, 1979). Nesse trabalho foram identificados ao menos dois grandes vales que pareciam avançar na direção do canal contornítico de Pernambuco e que pareciam provenientes de uma rede mais complexa no talude e sopé da margem sul da Bahia (Ainda que a denominação Vales da Bahia, parece ter sido aplicada ao conjunto de vales do sopé). Gomes & Viana (2002) trabalhando com uma batimetria de mais baixa resolução mostraram uma possível conexão dos sistemas turbidíticos do Sul da Bahia com o Canal de Pernambuco. Nesse trabalho foi sugerido também um *interplay* entre os sistemas turbidíticos e contorníticos presentes no sopé e foi identificada a presença de um leque ou lobo terminal na parte final do Canal de Pernambuco. Os resultados obtidos no mapeamento das redes de canais no Sul da Bahia mostram que os canais mais desenvolvidos e com maior potencial de conexão com o canal de Pernambuco são os que estão localizados nas proximidades da face Norte do banco *Royal Charlotte*, mais especificamente as drenagens ligadas ao cânion Jequitinhonha. Entretanto, assim como o Canal Mesoceânico Atlântico Equatorial ao redor de 4000 m parece haver um rezeamento dos canais e estes se tornam de difícil identificação. Apesar disso o mapeamento

realizado parece confirmar a ideia de Gomes & Viana (2002) da existência de sistemas turbidítico-contorníticos na área. Os sedimentos entregues ao Canal de Pernambuco pelos canais oriundos do talude poderiam ser retrabalhados pelas correntes de fundo e em último caso ser depositados no leque ou lobo existente na terminação do Canal de Pernambuco (Apêndice 2).

O Canal Columbia é o canal oceânico profundo melhor estudado da margem continental brasileira. Diversos autores desde a década de 80 tem mostrado a origem turbidídica dessa feição (Costa, 1992 apud Viana et al., 2003; Massé et al., 1998; Brehme 1984; Alves, 1999; Lima et al., 2009) e como ele está integrada em uma rede muito maior que se origina no talude e termina na planície abissal. Gorini & Carvalho, (1984) e Alves (1999) mostraram que na planície abissal próxima da desembocadura do canal Colúmbia existe uma província de amplitude sísmica anômala condizente com sedimentos mais grossos que a lama do entorno indicando a possível existência de areia no local. Massé et al., (1998) mostraram que o talvegue do canal está preenchido por turbiditos e que nos *levees* laterais predomina a intercalação entre depósitos de origem turbidítica e contornítica dado que o canal é atravessado perpendicularmente pela corrente de fundo Antártica. Mais recentemente Lima et al., (2009) mostraram que a geometria deposicional do canal é mais complexa do que previamente pensado e que a localização do canal estava controlada por falhas. Os autores sugerem que o canal está ativo desde o Oligoceno até o presente e na sua fase inicial de formação foi detectado um forte aumento do aporte sedimentar vindo da margem.

No caso do canal Colúmbia parece claro que o Sistema do Rio Doce (o principal nessa área) consegue transportar (sobretudo em períodos de mar baixo) sedimentos por todo o talude passando pelo Colúmbia e chegando à planície abissal. O início da atividade do sistema coincide aproximadamente com o início no Canal Mesocênico Atlântico Equatorial indicando que a mudança ambiental relacionada com o início dessas feições pode ter ocorrido em escala continental, o que sugere uma causa possivelmente climática.

O canal Carioca é menos evidente que o canal Colúmbia na batimetria. O trabalho pioneiro de Brehme, (1984) observou que o canal Carioca se encontra preenchido, mas não completamente. A orientação do canal carioca com a parte sul do Platô de São Paulo e a provável inatividade do canal na atualidade (evidenciada pelo preenchimento existente no talvegue) aponta para que ele possa ser uma feição relictica de um momento em que a atividade na parte Sul do Platô de São Paulo era maior.

Os canais Paraíba e Rio Grande do Norte não possuem estudos prévios. Esses canais se formam pela convergência dos canais originados na desembocadura dos cânions

localizados entre o Platô do Rio Grande do Norte e o Platô de Pernambuco (Figuras 26, 30 e 31). Assim como nos canais citados anteriormente, a conexão entre os canais originados no talude e esses dois canais oceânicos não é evidente a aproximadamente 4000m de profundidade, mas diferentemente dos demais, essa aparente desconexão parece ser fruto de qualidade dos dados. Como pode ser visto na Figura 12, essa parte da margem brasileira se destaca pela elevada profundidade do limite inferior do talude. Por esse motivo, fluxos originados nas partes mais rasas da margem continental tendem a chegar nos canais oceânicos profundos com uma energia potencial maior. O possível maior potencial erosivo das correntes nesse trecho da margem e orientação dos canais indica que eles também entregam sedimentos para a planície abissal na parte mais distal, devendo existir um leque ou lobo na desembocadura desses canais oceânicos que se deposita na planície abissal.

7.5. Dispersão de sedimentos

A existência de drenagens regionais de grande porte capazes de alcançar as planícies abissais não é exclusiva da margem brasileira.

Na margem da Nova Zelândia um recente terremoto ocorrido muito próximo da cabeceira do cânion Kaikoura, além de provocar deslizamentos em todas as partes da cabeceira do cânion, deu início a um fluxo gravitacional que percorreu uma canalização semelhante às observadas na margem brasileira (canal Hikurangi) chegando provavelmente até a planície abissal ou ao menos muito próximo dela, tudo isso em um único evento (Mountjoy, et al., 2018). Eventos como esse da margem da Nova Zelândia e outros como o de Grand Banks na Margem Leste Americana (Heezen & Ewing, 1952) mostram que a transferência de sedimentos para as planícies abissais pode ocorrer não só na atualidade como também em eventos únicos.

Exemplos de transferência de sedimentos das margens continentais para as planícies abissais podem ser vistos no Atlântico Norte onde já a algum tempo é conhecida a rede de canais NAMOC que liga as margens da Groelândia e Norte da América do Norte até a Planície Abissal (Hesse et al., 1987). Também no Atlântico Norte, os cânions de maior porte da Margem Portuguesa como o cânion Nazaré transferem sedimentos diretamente para a Planície Abissal Ibérica (Lastas et al., 2009) numa configuração semelhante à encontrada na margem do Nordeste do Brasil entre os Platôs de Pernambuco e Rio Grande do Norte (profundidades maiores de 4000m muito próximas do pé do talude).

Os estudos regionais de Wynn et al., (2000) na margem Norte da África Ocidental

(entre Senegal e Marrocos) e Heap & Harris (2008) na Margem Australiana, mostraram também que em diversos pontos dessas duas margens sistemas turbidíticos de grande porte ligam os sistemas costeiros e plataformais às zonas mais profundas da margem e às planícies abissais. Ainda no caso da Margem Africana existem evidências de eventos de transferência recente.

A integração das drenagens mapeadas neste estudo (Cânions, Canais com diques marginais e Canais oceânicos profundos) e o seu padrão de dispersão ao longo da margem continental Brasileira parecem indicar que, em condições ambientais propícias e suficiente tempo geológico, é possível transferir sedimento (por determinados pontos da margem) dos sistemas continentais e costeiros para as partes mais profundas das planícies abissais adjacentes à margem brasileira. Como discutido anteriormente a chegada de sedimentos às planícies abissais adjacentes ao Brasil foi levantada durante os estudos sobre os canais Colúmbia, Oceânico-Equatorial e Vales da Bahia (Damuth & Gorini, 1976; Castro, 1992; Brehme, 1984; Alves 1999; Gomes & Viana, 2002; Viana et al., 2003; Lima et al., 2009). O presente estudo mostra, entretanto, que a transferência de sedimentos por grandes redes canalizadas é uma característica da margem como o todo. Existindo pontos de entrada de sedimento na planície abissal ao longo de toda a margem continental (Figura 33). Tal fato implica que as planícies abissais adjacentes ao Brasil devem ter uma assinatura turbidítica maior do que o previamente estimado. Esse fato parece se confirmar em estudos recentes sobre a sedimentologia do fundo do mar. Dutkiewicz et al., (2015), estudaram e integraram em mapa amostras recolhidas no mundo inteiro, fornecendo um mapa dos sedimentos superficiais do fundo oceânico. Nesse mapa foi destacada a predominância de sedimentos terrígenos na Planície Abissal do Brasil e ao menos no Golfo Maranhense na Margem Norte. Com base nesses resultados pode-se inferir que as redes de drenagem mapeadas no presente trabalho são, portanto, a ligação que faltava entre esses sedimentos e a sua fonte continental.

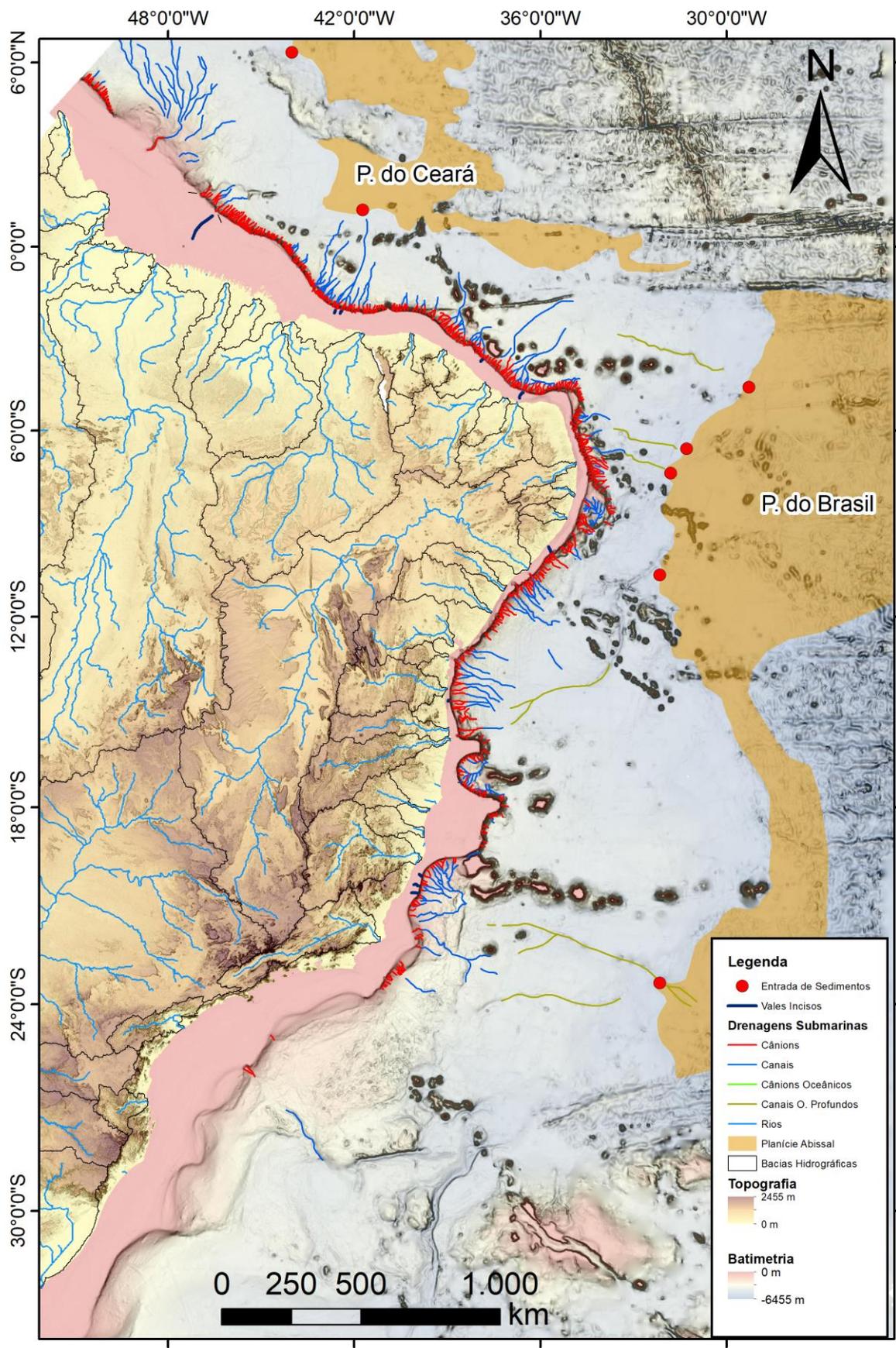


Figura 33: (A) Pontos de entrada de sedimentos para as planícies abissais adjacentes à margem continental Brasileira. (B) visão em perspectiva das drenagens e da morfologia da margem continental brasileira.

8. Conclusões

Com base nos resultados obtidos nesse estudo foi possível concluir que a morfologia do talude continental é bastante variada.

Foram identificados 4 tipos básicos de perfil na margem brasileira: Côncavo, Retilíneo, Convexo e Misto. O perfil côncavo é o perfil mais comum de talude e o misto o menos comum. A Margem Norte apresenta um padrão alternado de trechos com perfil Côncavo e trechos com perfil Retilíneo, com os trechos Côncavos coincidentes com a posição das falhas transformantes de Romanche, São Paulo e possivelmente Fernando de Noronha. Na Margem Leste predomina o perfil largo, profundo e côncavo. Nesse trecho são observados uma série de altos e baixos regionais relativos ligados provavelmente à estruturação interna da margem. A Margem Sul concentra todos os perfis convexos e nessas regiões são encontrados terraços ou patamares que são o resultado da ação de correntes de fundo.

Foram encontrados um total de 431 cânions submarinos no talude continental brasileiro dos quais 81, são conectados com a plataforma e 350, não possuem conexão. Esses cânions foram agrupados em três categorias com base em suas características e essas características são condizentes com os processos esperados em cada tipo. A maior concentração de cânions submarinos está na faixa que se estende de Sergipe até o Leque do Amazonas e menor está na Margem Sul onde existem grandes trechos onde os cânions estão ausentes. A causa para a abundância de cânions na Margem Norte pode estar relacionada à presença de grandes bacias hidrográficas, a uma plataforma extensa, ao predomínio de processos de instabilidade e às características sedimentares das sequências mais rasas. Já a causa da ausência de cânions na Margem Sul é o resultado da conjunção de três fatores: (1) pequenas bacias de drenagem no continente; (2) baixa declividade da Margem e (3) a presença de fortes correntes de contorno na borda da plataforma e talude superior. A maioria das grandes cabeceiras de cânions submarinos estão concentradas na Margem Leste, no trecho a norte do banco *Royal Charlotte* e a sul do Platô do Rio Grande do Norte. Essa concentração é consequência da morfologia da plataforma continental (curta, plana) e do talude (sobreinclinado e profundo). O maior cânion fora do talude submarino foi mapeado no *guyot* do Ceará na margem Norte.

Os canais formados a partir da desembocadura dos cânions formam redes razoavelmente bem definidas em 5 áreas: (1) no talude do Maranhão, (2) na margem Norte do Rio Grande do Norte, (3) no Platô de Pernambuco e a Norte dele, (4) no Platô da Bahia e (5) na parte norte do platô de São Paulo. Redes de canais divergentes foram observadas nas

desembocaduras dos cânions Amazônas, Mearim (identificado pela primeira vez nesse estudo) e São Francisco, sinalizando a presença de leques submarinos nessas regiões. Nas regiões de platô as drenagens estão melhor definidas por causa da interação entre as correntes de turbidez e os montes submarinos, domo de sal e minibacias existentes nessas regiões. No presente mapeamento foi encontrado apenas um canal formado por cânions não localizados no talude, o Canal Vitória localizado no pé do monte submarino Vitória.

Foram mapeados 7 Canais Oceânicos profundos perpendiculares à margem continental. Esses canais são pouco evidentes a mais ou menos 4000m de profundidade e parecem alcançar a planície abissal do Brasil. Os canais Paraíba e Rio grande do Norte não possuem estudos prévios e foram descritos pela primeira vez nesse trabalho. Esses canais se formam pela convergência dos canais originados na desembocadura dos cânions localizados entre o Platô do Rio Grande do Norte e o Platô de Pernambuco. Dada a morfologia da margem adjacente a esses canais, os fluxos originados nas partes mais rasas da margem continental tendem a alcança-los com uma energia potencial maior.

Todos os cânions podem ser agrupados em 8 áreas de captação que dividem a margem em bacias que levam em consideração a morfologia do fundo. Em ao menos 4 dessas áreas as drenagens vindas do talude e do sopé parecem convergir e se conectar aos canais oceânicos profundos desenhando redes submarinas regionais que ligam os sistemas continentais e costeiros às planícies abissais adjacentes.

O presente estudo mostra que a transferência de sedimentos por grandes redes canalizadas é uma característica da margem como o todo, existindo pontos de entrada de sedimento na planície abissal ao longo de toda a margem continental. A entrada de sedimentos terrígenos na planície abissal indica que a essas regiões tem uma assinatura turbidítica maior do que o previamente estimado sendo as redes de drenagem mapeadas nesse estudo a ligação entre os sedimentos terrígenos da bacia do Brasil com a sua fonte continental.

Mais estudos são necessários para uma melhor caracterização dos processos dominantes em cada trecho do talude brasileiro e qual a influência desses processos na morfologia do talude e da margem. Mais estudos utilizando sísmica são necessários também para confirmar os traçados das drenagens e suas características. Um estudo integrado entre as feições batimétricas e amostras de sedimento existentes nos talvegues das drenagens também é necessária para se determinar como ocorre a transferência de sedimentos para a Planície Abissal do Brasil.

9. Referências Bibliográficas

Adams, E., Schlager, W., Basic Types of Submarine Slope Curvature *Journal of Sedimentary Research*. 70 (4) pp: 814-828. 2000.

Almeida, A. G.; Kowsmann, R. O. Geomorfologia do talude continental e do Platô de São Paulo. In: Kowsmann, R. O. (Ed.). *Geologia e Geomorfologia*. Rio de Janeiro: Elsevier, 2015. p. 33-66. (Habitats, 1).

Almeida, N. M. de, Vital, H., Gomes, M. P. Morphology of submarine canyons along the continental margin of the Potiguar Basin, NE Brazil. *Marine and Petroleum Geology*. 2015. and Related Turbidite Systems: New York, Springer-Verlag, 351 p. 1985.

Alves, R. A., Estudo seismoestratigrafico da bacia do Brasil: Mestrado em Geologia e Geofisica Marinha, Universidade Federal Fluminense, 88 p. 1999.

Araújo, E.F.S.; Silva, C.G.; Reis, A.T.; Perovano, R., Gorini, C.; Vendeville, B. Movimentos de massa multiescala na Bacia da Foz do Amazonas- Margem Equatorial Brasileira. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 27 (3): 485 - 508. 2009

Asmus, H. E. Geologia da Margem Brasileira. In: Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Derze, G. R. Asmus, H. E. *Geologia do Brasil*. Brasilia. DNPM. 1984. p 443-472.

Baraza, J., Ercilla, G., and the CAMEL SHIPBOARD PARTY: Farrán, M., Casamor, J. L., Sorribas, J., Flores, J. A., Sierro, F., and Wersteeg, W. The Equatorial Atlantic Mid-Ocean Channel: An Ultra High-Resolution Image of Its Burial History Based on TOPAS Profiles. *Marine Geophysical Researches*19: 115–135, 1997.

Belderson, R.H., Kenyon, N.H., The Equatorial Atlantic Mid-Ocean Canyon Seen on a Sonograph. *Marine Geology*, 34 (1980) M77--M81

Becker, J. J., D. T. Sandwell, W. H. F. Smith, J. Braud, B. Binder, J. Depner, D. Fabre, J. Factor, S. Ingalls, S-H. Kim, R. Ladner, K. Marks, S. Nelson, A. Pharaoh, R. Trimmer, J. Von

Rosenberg, G. Wallace, P. Weatherall., Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS, *Marine Geodesy*, 32:4, 355-371, 2009.

Brehme, I., 1984, Vales submarinos entre o banco dos Abrolhos e Cabo Frio: Mestrado thesis, Universidade Federal Rio Janeiro, 116 p

Bittencourt, A. C. S. P. et al., Evolução paleogeográfica quaternária da costa do Estado de Sergipe e da costa sul do Estado de Alagoas. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 13, n. 2, p. 93-97, 1983.

Bouma , A.H., Normark, W.R., AND Barnes, N.E., eds. *Submarine Fans. Frontiers in Sedimentary Geology*. Springer. 1985.

Bourguignon, S.N., Bastos A.C., Quaresma, V.S. et al., Seabed Morphology and sedimentary Regimes defining Grounds along Eastern Brazilian Shelf. 8, 91. 2018.

Bourillet, J.-F., Zaragosi, S., & Mulder, T. The French Atlantic margin and deep-sea submarine systems. *Geo-Marine Letters*, 11–315. 2006.

Brothers, D. S., ten Brink, U. S., Andrews, B. D., & Chaytor, J. D. Geomorphic characterization of the U.S. Atlantic continental margin. *Marine Geology*, 338, 46–63. 2013.

Castro, D. D., 1992, Morfologia da margem continental sudeste-sul brasileira e estratigrafia sísmica do sopé continental: Mestrado, Universidade Federal Rio de Janeiro, 226 p.

Cainelli, C. Sequence stratigraphy, canyons, and gravity mass flow deposits in the Piaçabuçu Formation, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. 1992. 233 f. Thesis (PhD)- The University of Texas, Austin, 1992.

Cainelli, C. Shelf processes and canyon/channel evolution controlling turbidite systems. Exemples from the Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. In: SOCIETY OF ECONOMIC PALEONTOLOGISTS AND MINERALOGISTS. GULF COAST SECTION. RESEARCH CONFERENCE, 15., 1994, Houston. Proceedings Houston: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. p. 39-50. 1994.

canyon. AAPG Bulletin, 48, 1126–1149. 1964.

Claire, M.A., Bas, T. I., Prince, D.M. et al., Complex and cascading triggering of submarine landslides and turbidity currents at volcanic islands revealed from integration of high-resolution onshore and offshore surveys. No-peer reviewed preprint publicada no EarthArXiv. 36p. outubro/2018.

Chaves, H. A. F. Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes: relatório final. Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES/DINTEP, 1979. 177 p. (Projeto REMAC, V7).

Cobbold, P.R., Gilchrist, G., Scotchman, I. et al., Large submarine slides on steep continental margin (camamu Basin, NE Brasil). Journal of the geological society, London. 167. 2010.

Conti, L.A., Furtado, V.V. Topographic Registers of paleo-valley the southern Brazilian Continental Shelf. Brazilian Journal of Oceanography. 57(2):113-121. 2009

Daly, R. A. Origin of Submarine “Canynos.” *American Journal of Science*, XXXI(186), 401–420. 1936.

Damuth, J.E., Kolla, V., Flood, R.D., Kowsmann, R.O., Gorini, M.A., Belderson, R.H., Distributary channel meandering and bifurcation patterns on the Amazon deep-sea fan as revealed by longrange side-scan sonar (GLORIA): *Geology*, v. 11, p. 94–98. 1983.

Damuth J. E., Gorini, M.A. The Equatorial Mid-Ocean Canyon: A relict deep-sea channel on the Brazilian Continental Margin. *GSA Bulletin*, V.87, p.340-346. 1976.

Damuth, J.E., Palma, J.J.C., Geomorfologia do Fundo Equatorial Oeste. In: Chaves, H. A. F. Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes: relatório final. Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES/DINTEP. 177 p. (Projeto REMAC, V7). 1979.

Damuth J.E., Flood, R.D., Amazon Fan, Atlantic Ocean. in: Bouma, A.H., Normark, W.R., AND Barnes, N.E., eds. *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*: New York, Springer-Verlag, 351 p. 1985.

Damuth J. E., Kumar, N., Amazon Cone: Morphology, Sediments, age and growth pattern. GSA Bulletin. 86. 863-878. 1975.

Damuth, J.E., Embley, R. Mass-Transport Processes on Amazon Cone: Western Equatorial Atlantic. AAPG Bulletin. 1981.

Dana, J. D. Long Island Sound in the Quaternary Era, with observations on the Submarine Hudson River Channel. *American Journal of Science*, XL(240), 425–437. 1890.

Dana, J. D. Manual of geology. Philadelphia. Theodore Bliss & Co. 1863.

Dominguez, J. M. L. The narrow, shallow, low-accommodation shelf of central Brazil: Sedimentology, evolution, and human uses. *Geomorphology*, New York, v. 203, p. 46-59, Dec. 2013.

Dominguez, J. M. L. The São Francisco strandplain: a paradigm for wave-dominated deltas? *Geological Society*, London, v. 117, p. 217-231, 1996.

Dominguez, J.M.L., Ramos J.M.F., Rebouças R.C., Nunes, A.S. Melo, L.C.F. A plataforma continental do município de salvador : geologia, usos multiplos e recursos minerais. CBPM. Serie arquivos abertos. Salvador. 2011.

Dutkiewicz, A., Muller, R. D., O’Callaghan, S., Jonasson, H., Census of seafloor sediments in the world’s ocean. *Geology*. 43. 2015.

Duarte, C.S.L., Viana, A.R., 2007. Santos Drift System: Stratigraphic organization and implications for late Cenozoic palaeocirculation in the Santos Basin, in: Viana, A.R., Rebesco, M. (Eds.), *Economic and Palaeoceanographic Significance of Contourite Deposits*. Geol. Soc. London Spec. Publ., Vol. 276, pp. 171–198.

Farre, J. A., McGregor, B. A., Ryan, W. B. F., Robb, J. M. Breaching the Shelfbreak Passage from Youthful to mature Phase in Submarine Canyon Evolution. In: *SEPM Special Publication No 33* (pp. 25–39). 1983.

Faugères, J.C. Imbert, P. Mézerais, M.L. Crémer, M. Seismic patterns of a muddy contourite

fan (Vema Channel, South Brazilian Basin) and a sandy distal turbidite deep-sea fan (Cap Ferret system, Bay of Biscay): a comparison *Sedimentary. Geology*. 115. 1998.

Faugères, J.C., Zaragosi, S., Mézerais, M.L., Massé, L. The Vema contourite fan in the South Brazilian basin. *Geological Society, London, Memoirs*. 22 (1) 2002.

Fontes, L. C. et al., Geomorfologia da Plataforma Continental de Sergipe-Alagoas, In: Fontes, L. C. S.; Kowsmann, R. O.; Puga-Bernabéu, Á. (Ed.). *Geologia e Geomorfologia da Bacia de Sergipe-Alagoas*. São Cristóvão: Ed. UFS, cap. 2, p. 24-61. 2017.

Fontes, L. C. S.; Bitencurti, D. P. Evolução histórica da desembocadura do rio São Francisco e mudanças na morfologia e erosão costeira após a construção das grandes barragens. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém. Anais... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010.

for recognition of sandy turbidite environments. *AAPG Bulletin*, 62, 912–931. 1978

França, A. M. C. Geomorfologia da Margem Continental Leste Brasileira e da Bacia Oceânica Adjacente. In: Chaves, H. A. F. *Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes: relatório final*. Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES/DINTEP. 177 p. (Projeto REMAC, V7). 1979.

Gamboa, D., Alves, T.M. (2015). Three-dimensional fault meshes and multi-layer shear in mass-transport blocks: implications for fluid flow on continental margins. *Tectonophysics* 647–648 (0), 21–32.

Gamboa, D., Alves, M.T. (2016). Bi-modal deformation styles in confined mass-transport deposits: Examples from a salt minibasin in SE Brazil. *Marine Geology* 379 · June 2016 DOI: 10.1016/j.margeo.2016.06.003.

Gamboa, D., Alves, T., Cartwright, J. (2011). Distribution and characterization of failed (mega) blocks along salt ridges, Southeast Brazil: implications for vertical fluid flow on continental margins. *J. Geophys. Res.* 116 (B8), B08103.

Gamboa, D., Alves, T., Cartwright, J., Terrinha, P. (2010). MTD distribution on a 'passive' continental margin: the Espírito Santo Basin (SE Brazil) during the Palaeogene. *Mar. Pet.Geol.* 27

Gomes M.P., Vital H. 2010. Revisão da compartimentação geológica da plataforma continental norte do Rio Grande do Norte – Brasil. *Rev. Bras. Geociências*, 40(3):321-329.

Gomes, P. O.; Viana, A. R. Contour currents, sediment drifts and abyssal erosion on the northeastern continental margin off Brazil. In: STOW, D. A. V. et al., (Ed.). *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. London: Geological Society p. 239-248. (Memoirs, 22). 2002.

Gonthier, E. Faugères, J. C. Viana, A. Figueiredo, A. Anschutz, P. Upper Quaternary deposits on the Sao Tomé deep-sea channel levee system (South Brazilian Basin): Major turbidite versus contourite processes. *Marine Geology*. 199. 2003.

Gorini, M. A. Carvalho, J. C. Geologia da Margem Continental Inferior Brasileira e do Fundo Oceânico adjacente. In: Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Derze, G. R. Asmus, H. E. *Geologia do Brasil*. Brasilia. DNPM. 1984. p 475-489.

Harris, P. T., & Whiteway, T. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology*, 285, 69–86. 2011.

Harris, P. T., Macmillan-Lawler, M., Rupp, J., & Baker, E. K. Geomorphology of the oceans. *Marine Geology*, 352, 4–24. 2014.

Heap, A. D., & Harris, P. T. Geomorphology of the Australian margin and adjacent seafloor. *Australian Journal of Earth Sciences*. 55:4, 555-585. 2008.

Hesse, R., Chough, S.K., Rakofsky, A. The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea. V. Sedimentology of a giant deep-sea channel *Can. J. Earth Sci.*, 24, pp. 1595-1624. 1987

Heezen, B. C.; Tharp, M.; Ewing, M. The Floors of the oceans –I. The North Atlantic. GSA

Special Papers, Washington, DC, v.65, p. 1-126, 1959.

Heezen, B.C., Ewing, M., Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. *American Journal of Science*, 250, 849–873. 1952.

Heezen, B.C., Menzies, R.J., Schneider, E.D., Ewing, W.M., Granelli, N.C., Congo submarine canyon. *AAPG Bulletin*, 48, 1126–1149. 1964.

Hesse, R., 'Drainage system' associated with mid-ocean channels and submarine yazoos: alternative to submarine fan depositional systems. *Geology*, 17:1148-1151. 1989.

Hizzet, J.L., Hughes Clarke, J.E., Summer, E.J., Cartigny, M.J.B., Talling, P.J., Clare, M.A. Which Triggers Produce the Most Erosive, Fequent, and longest Runout Turbidity Currents on Deltas? *Geophysical Research Letters*. 45. 855-863. 2018.

Huang, Z., Nichol, S. L., Harris, P. T., & Caley, M. J. Classification of submarine canyons of the Australian continental margin. *Marine Geology*, 357, 362–383. 2014.

Jegou, I., Savoye, B., Pirmez, C., Droz, L. Channel-mouth lobe complex of the recent Amazon Fan: The missing piece. *Marine Geology*. Volume 252, Issues 1–2. 2008

Johnson, D., The origin of submarine canyons. *Journal of Geomorphology*, 1, 111–340. 1938.

Karam, M.R.K. Integração de Ferramentas Multidisciplinares para o Estudos de Feições Tectônicas e Sismoestratigráficas na Sequência Pós-Rifte da Bacia de Camamu-Almada, Bahia (COPPE/UFRJ, D.Sc., Engenharia Civil. Tese – Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE. Rio e Janeiro. 2005.

Kowsmann, R.O. Costa, M.P.A. Estratigrafia sísmica do Platô de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 6 (2):95-101, 1976.

Lastras G. et al., A Walk Down Cap de Creus Canyon Northwestern Mediterranean Sea: Recent processes inferred from morphology and sediment bedforms. *Marine Geology*. 246. 176-192. 2007.

Lastras, G., Arzola, R. G., Masson, D. G., Wynn, R. B., Huvenne, V. A. I., Hühnerbach, V., & Canals, M. 2009. Geomorphology and sedimentary features in the Central Portuguese submarine canyons, Western Iberian margin. *Geomorphology*, 103(3), 310–329. 2009.

level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy*

Li, X. S., Zhou, Q. J., Su, T. Y., Liu, L. J., Gao, S., & Zhou, S. W. Slope-confined submarine canyons in the Baiyun deep-water area, northern South China Sea: variation in their modern morphology. *Marine Geophysical Research*, 1–18. 2016.

Lima, A. F., Faugères, J.C., Mahiques, M. The Oligocene-Neogene deep-sea Columbia Channel system in the south Brazilian Basin: Seismic stratigraphy and environmental changes. *Marine Geology*. (266):18-41. 2009.

Lindsay, J. F. Salt Tectonism and the Evolution of the Sigsbee Scarp, Gulf of Mexico. *Tectonophysics*. 39. 607-619. 1977.

Machado, L. C. R. M., Kowsmann, R. O., Almeida Jr., W., Murakami, C. Y., Schreiner, S., Miller, D. J., Piauilino, P.O.V. Geometria da porção proximal do Sistema deposicional turbidítico modern da formação carapebus, Bacia de Campos; modelo para heterogeneidades de reservatório. *Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro*, v. 12, n. 2, p. 287-315. 2004.

Martins, L.R., Coutinho, P.N. The Brazilian Continental Margin. *Earth Sciences Reviews*. 17. 1981.

Massé, L. Faugères, J. C. Hrovatin, V. The interplay between turbidity and contour current processes on the Columbia Channel fan drift, Southern Brazil Basin. *Sedimentary Geology*. 115. 1998.

Milliman, J. D. A synthesis. In: Milliman, J. D. (Ed.). *Upper continental margin sedimentation off Brazil*. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, p. 151-175. (Contributions to Sedimentology, 4). 1975.

Mohriak W. U. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: BIZZI, L. A. et al., Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Brasília, DF: CPRM - 2003

Mosher, D., D. Campbell, J. Gardner, D. Piper, J. Chaytor, and M. Rebesco, The role of deep-water sedimentary processes in shaping a continental margin: The Northwest Atlantic, *Marine Geology*. 2017.

Mountjoy, J.J., Howarth, J.D., Orpin, A.R., et al., Earthquakes drive large-scale submarine canyon development and sediment supply to deep-ocean basins. *Science advances*, 4 eaar3748. 2018.

Mulder, T. Gravity Processes and Deposits on Continental Slope, Rise and Abyssal Plains. In: HÜNEKE, H.; MULDER, T. Deep-Sea sediments. Amsterdam: Elsevier, 2011. p. 25-148.

Nascimento, A. A. Sedimentação Holocênica na plataforma continental de Sergipe, Nordeste do Brasil. 105 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2011.

Normark, W. R. Growth Patterns of Deep-Sea Fans. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 2170-2195. 1970.

Normark, W.R., Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for Recognition of Sandy Turbidite Environments. *AAPG Bulletin*. 62. 6 . 1978.

Normark, W.R., Growth patterns of deep sea fans. *AAPG Bulletin*, 54, 2170–2195. 1970.

O'Grady, D. Syvitski J.P, Pratson, L.F., Sarg J.F Categorizing the morphologic variability of siliciclastic passive continental margins. *Geology*. 28 (3): 207-210. 2000.

Oliveira Jr, E. A. Kowsmann, R. O., Schreiner, S. Ferreira, E.I.T. Geomorfologia do Talude da Bacia de Sergipe-Alagoas. In: FONTES, L. C. S.; KOWSMANN, R. O.; PUGA-BERNABÉU, Á. (Ed.). *Geologia e Geomorfologia da Bacia de Sergipe-Alagoas*. São Cristóvão: Ed. UFS, cap. 4, p. 24-61. 2017.

Palma, J. J. C. Fisiografia da Área Oceânica. In: Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Derze, G. R. Asmus, H. E. Geologia do Brasil. Brasília. DNPM. P 429-441. 1984.

Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Normand, A., Dinu, C., & Le Drezen, E. The Danube submarine canyon (Black Sea): Morphology and sedimentary processes. *Marine Geology*, 206. 2004.

Posamentier, H. W., Walker, R. G. Deep-water turbidites and submarine fans, In: Posamentier, H. W., Walker, R. G. (eds.) Facies Models Revisited. Society for sedimentary Geology – SEPM. 2006

Pratson, L. F., & Coakley, B. J. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *Bulletin of the Geological Society of America*, 108(2), 225–234. 1996.

Pratson, L. F., Ryan, W. B. F., Mountain, G. S., & Twichell, D. C. Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *Geological Society of America Bulletin*, 106(3), 395–412. 1994.

Prélat, A., Pankhania, S.S., Jackson, C. A., Hodgson, D. M. Slope gradient and lithology as controls on the initiation of submarine slope gullies; Insights from the North Carnarvon Basin, Offshore NW Australia. *Sedimentary Geology*. (329): 12-17. 2015.

Puga-Bernabéu, Á., Webster, J. M., Beaman, R. J., & Guilbaud, V. Morphology and controls on the evolution of a mixed carbonate–siliciclastic submarine canyon system, Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia. *Marine Geology*, 289, 100–116. 2011.

Puga-Bernabéu, Á., Webster, J. M., Beaman, R. J., & Guilbaud, V. (2013). Variation in canyon morphology on the Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia: The influence of slope and barrier reefs. *Geomorphology*, 191, 35–50. 2013.

Quartau, R., Ramalho, R., Madeira, J., Santos R., Rodrigues, A., Roque, C., Carrara G., Silveira, A.B. Gravitational, erosional and depositional processes on volcanic ocean islands: Insights from the submarine morphology of Madeira Archipelago. *Earth and Planetary*

Science Letters. (482) p. 288-299 2018.

Rangel, H. D., Oliveira, J.L.F., Caixeta, J. M. Bacia de Jequitinhonha. Boletim de Geociências da Petrobras. Rio de Janeiro, V.15, n. 2, p. 475-483, 2007.

Reis, A.T., Perovano, R., Silva, C.G., Vendeville, B.C., Araujo, E., Gorini, C., Oliveira, V. Two-scale gravitational collapse in the Amazon Fan: a coupled system of gravity tectonics and mass-transport processes. J. Geol. Soc. Lond. 167, 593-604. 2010.

Reis, A.T.; Araújo, E.; Silva, C.G.; Cruz, A.M.; Gorini, C.; Droz, L.; Migeon, S.; Perovano, R.; King, I.; Bache, F. Effects of a regional décollement level for gravity tectonics on late Neogene to recent large-scale slope instabilities in the Foz do Amazonas Basin, Brazil: Marine and Petroleum Geology, v. 75, pp. 29-52. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2016.04.011. 2016a.

Reis, A.T.; Silva, C.C.; Perovano, R.J.; Gorini, M.A.; Leão, R.; Perovano, R.; Pinto, N.; Santos, M.V.M.; Guerra, J.V.; Jeck, I.K.; Tavares, A.A.A. The Chuí Megaslides Complex: Regional-scale Submarine Landslides on the Southern Brazilian Margin. Their Significance for the Miocene Stratigraphic Evolution of the Offshore Amazon Basin. In: LAMARCHE, G., MOUNTJOY, J., BULL, S., HUBBLE, T., KRASTEL, S., LANE, E., MICALLEF, A., MOSCARDELLI, L., MUELLER, C., PECHER, I., AND WOELZ, S. eds., Advances in Natural and Technological Hazards Research, V.41, pp. 115–123. 2016b.

Rise, L., Bøe, R., Riis, F., Bellec, V. K., Laberg, J. S., Eidvin, T. Thorsnes, T. The Lofoten-Vesterålen continental margin, North Norway: Canyons and mass-movement activity. *Marine and Petroleum Geology*. 2013.

Ryan, W.B.F., S.M. Carbotte, J.O. Coplan, S. O'Hara, A. Melkonian, R. Arko, R.A. Weissel, V. Ferrini, A. Goodwillie, F. Nitsche, J. Bonczkowski, and R. Zemsky. Global Multi-Resolution Topography synthesis, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, 2009.

Sandwell, D. T., R. D. Müller, W. H. F. Smith, E. Garcia, R. Francis, New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure, *Science*, Vol.

346, no. 6205, pp. 65-67. 2014.

Schreiner, S.; Ferreira, E. T. I.; Oliveira JR., E. A. Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico do centro-sul da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 23, n. 1, 6p. No prelo.

Schreiner, S.; Souza, M. B. F. M.; Migliorelli, J. P. R. Modelo Digital do Fundo oceânico da Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 16, n. 1, p. 157-160, 2008.

Schreiner, S.; Souza, M. B. F. M.; Migliorelli, J. P. R.. Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico do centro-sul da Bacia do Espírito Santo e norte da Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 17, n. 2, p. 365-369, 2009. Serviço Geológico do Brasil. p. 87-166. 2003.

Shepard, F. P. Submarine Canyons: Multiple Causes and Long-Time Persistence. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65(6), 1062–1077. 1981.

Shepard, F.P. The underlying causes of submarine canyons. *Geology*, 22(30), 496–502. 1936.

Shepard, F.P., Reville, R.R., Dietz, R.S., Ocean-bottom currents off the California coast. *Science*, 89, 488–489. 1939.

Shepard, F.P., Dill, R.F., Submarine canyons and other sea valleys. Rand McNally & Co., Chicago, p. 381. 1966.

Shumaker, L. E., Jobe, Z. R., Graham, S.A. Evolution of submarine gullies on a Prograding slope: Insights from 3D Seismic Reflection data. *Marine Geology*. (393):35-46. 2017.

Silva A.E, Evolução Sedimentar Recente ao longo de uma Plataforma Continental com Estilo contrastante de sedimentação. Tese de Doutorado UFES. 2017.

Silva, C.G., Araújo, E.F.S., Reis, A.T., Perovano, R., Gorini, C., Vendeville, B.C., Albuquerque, N.C. Megaslides in the Foz do Amazonas Basin, Brazilian equatorial margin.

In: Mosher, D.C., Shipp, R.C., Moscardelli, L., Chaytor, J.D., Baxter, C.D.P., Lee, H.J., Urgeles, R. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Springer-Verlag, New York, pp. 581-591. 2010.

Silva, C.G., Reis, A.T.; Perovano, R.J.; Gorini, M.A.; Santos, M.V.M.; Jeck, I.K.; Tavares, A.A.A.; Gorini, C. Multiple Megaslide Complexes and Their Significance for the Miocene Stratigraphic Evolution of the Offshore Amazon Basin. In : LAMARCHE, G., MOUNTJOY, J., BULL, S., HUBBLE, T., KRASTEL, S., LANE, E., MICALLEF, A., MOSCARDELLI, L., MUELLER, C., PECHER, I., AND WOELZ, S. eds., *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, V.41, pp. 49–60. 2016.

Stetson, H.C., *Geology and paleontology of the Georges Bank canyons, I. geology*. GSA Bulletin, 47, 339–366. 1936.

Summerhayes, C. P.; Fainstein, R.; Ellis, J. P. Continental margin off Sergipe and Alagoas, northeastern Brazil: A reconnaissance geophysical study of morphology and structure. *Marine Geology*, Amsterdam, v. 20, n. 4, p. 345-361, 1976.

Twichell, D. C., Roberts, D. G. Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Canyons. *Geology*, 10(8), 408. 1982.

Vail, P.R., Mitchum Jr., R.M., Thompson III, S., *Seismic stratigraphy and global changes of sea level– Applications to Hydrocarbon Exploration*, AAPG Memoir 26, pp. 83–97. 1977.

Viana, A. Figueiredo, A G. Faugères, J.C., Lima, A., Gonthier, E. Brehme, I. Zaragosi, S. The Sao Tomé deep-sea turbidite system (Southern Brazil Basin): Cenozoic seismic stratigraphy and sedimentary processes. *AAPG Bulletin*. 87. 2003.

Viana, A. R., Faugères, J.C., Kowsmann, R.O., Lima, J.A.M. Caddah, L.F.G. Rizzo, J.G. Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, v. 115, n. 1-4, p. 133-157, Jan. 1998.

Viana, A. R. Seismic expression of shallow- to deep-water contourites along the south-eastern Brazilian margin. *Marine Geophysical Researches*. 22. 2002.

Viana, A.R., Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., Bottom-current controlled sand deposits: A review of modern shallow- to deep-water environments. 115: 53-80, 1998A.

Viana, A. R., and J. C. Faugères. Upper slope sand deposits: the example of Campos Basin, a latest Pleistocene/Holocene record of the interaction between along and across slope currents, in M. S. Stoker and D. Evans, eds., *Geological processes on continental margins: sedimentation, mass-wasting and stability*: Geological Society (London), no. 129, p. 287–316. 1998B.

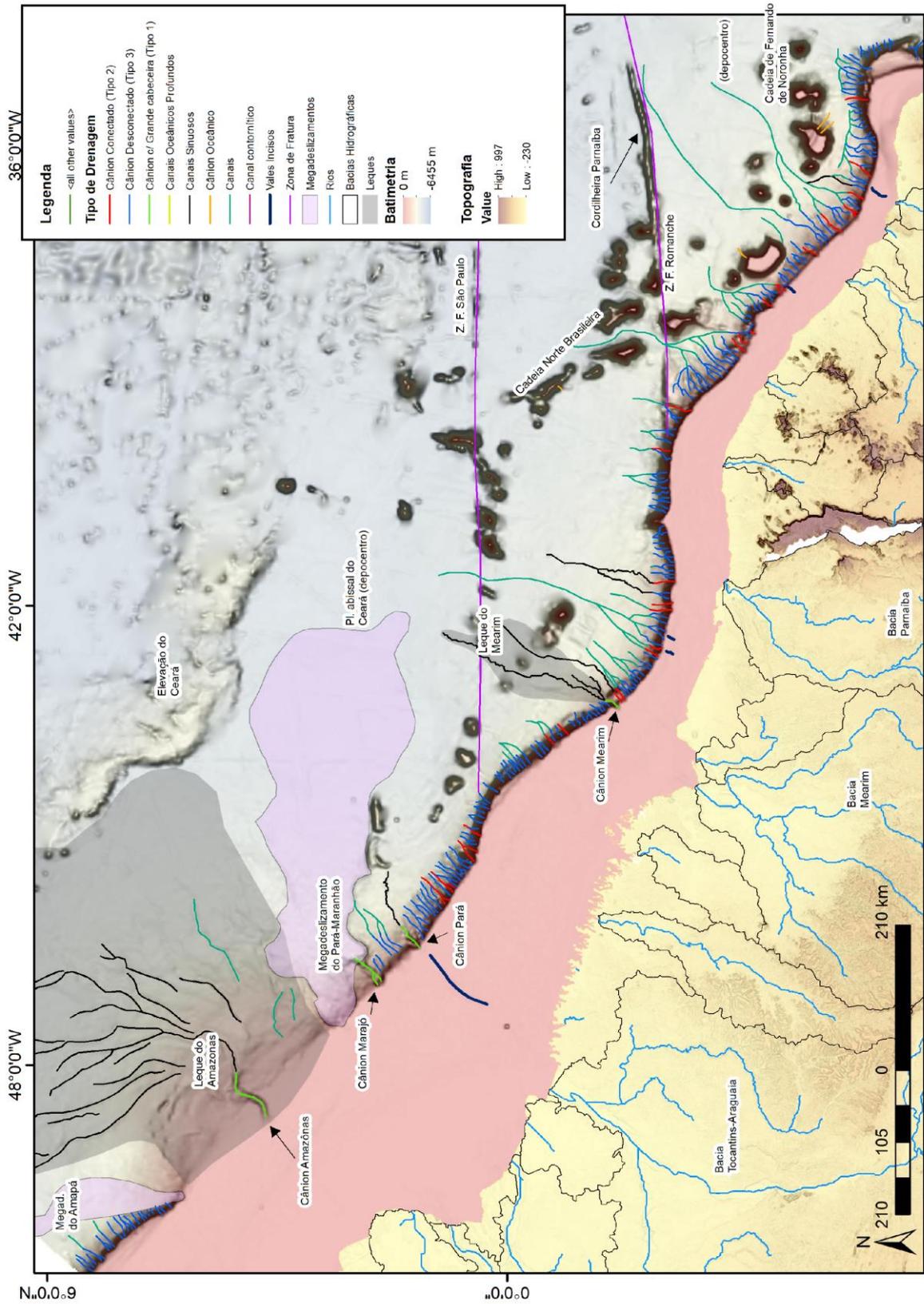
Weimer, P., Link, M.H., eds. *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*: New York, Springer-Verlag, 447 p. 1991.

Wynn, R., Masson, D., Stow, D., Weaver, P., The Northwest African slope apron: A modern analogue for deep-water systems with complex seafloor topography *Marine and Petroleum Geology* 17 p. 253-265. 2000.

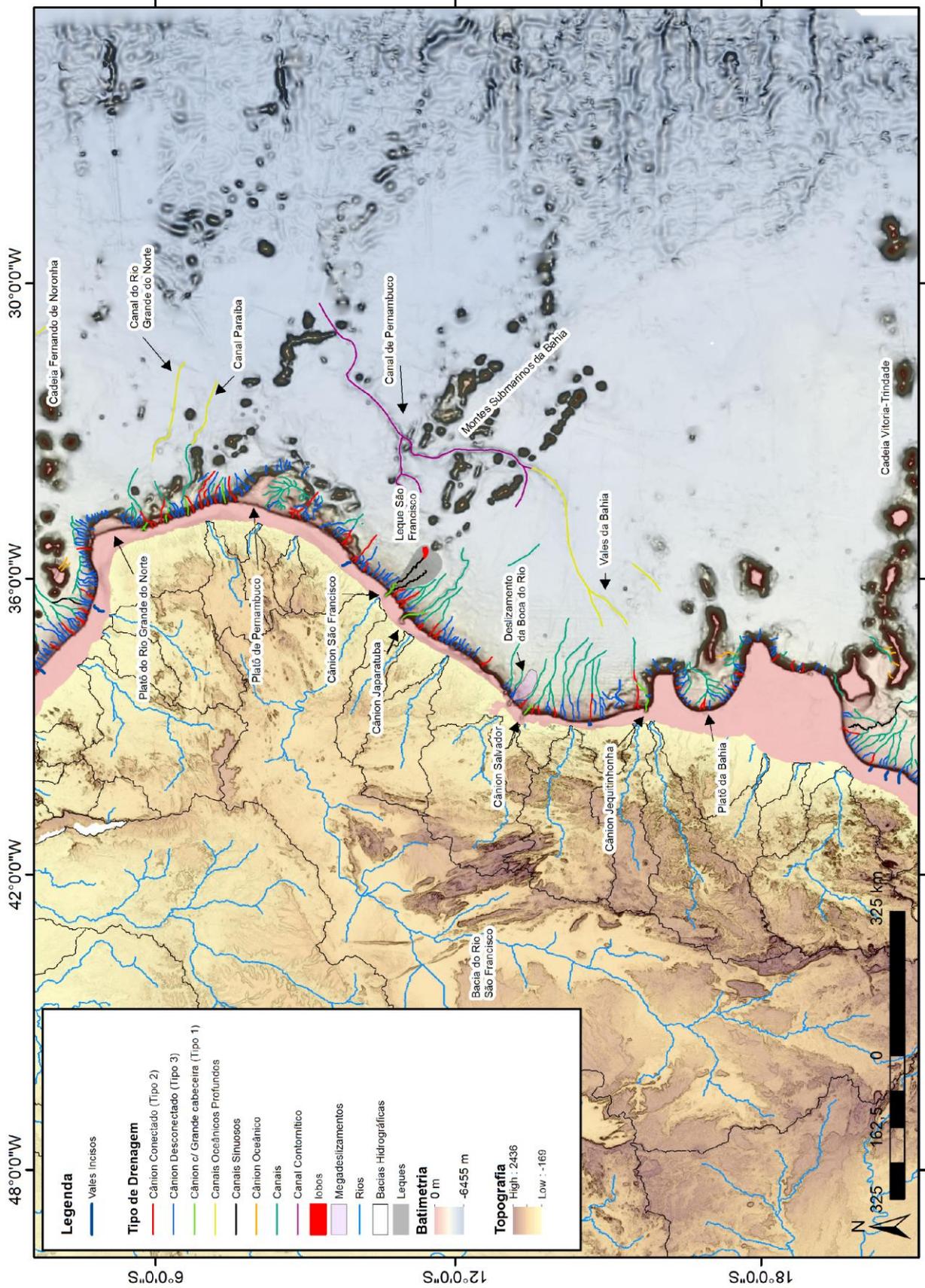
Weschenfelder, j. Baitelli, R., Corea, I.C.S., Bortolin, E. Quaternary incised valleys in southern Brazil coastal zone. *Journal of south america earth sciences*. (55) 83-93. 2014.

Zembruscki, S.G. Geomorfologia da Margem Continental Sul Brasileira e das Bacias Oceânicas adjacentes. . In: Chaves, H. A. F. *Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes: relatório final*. Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES/DINTEP. 177 p. (Projeto REMAC, V7). 1979.

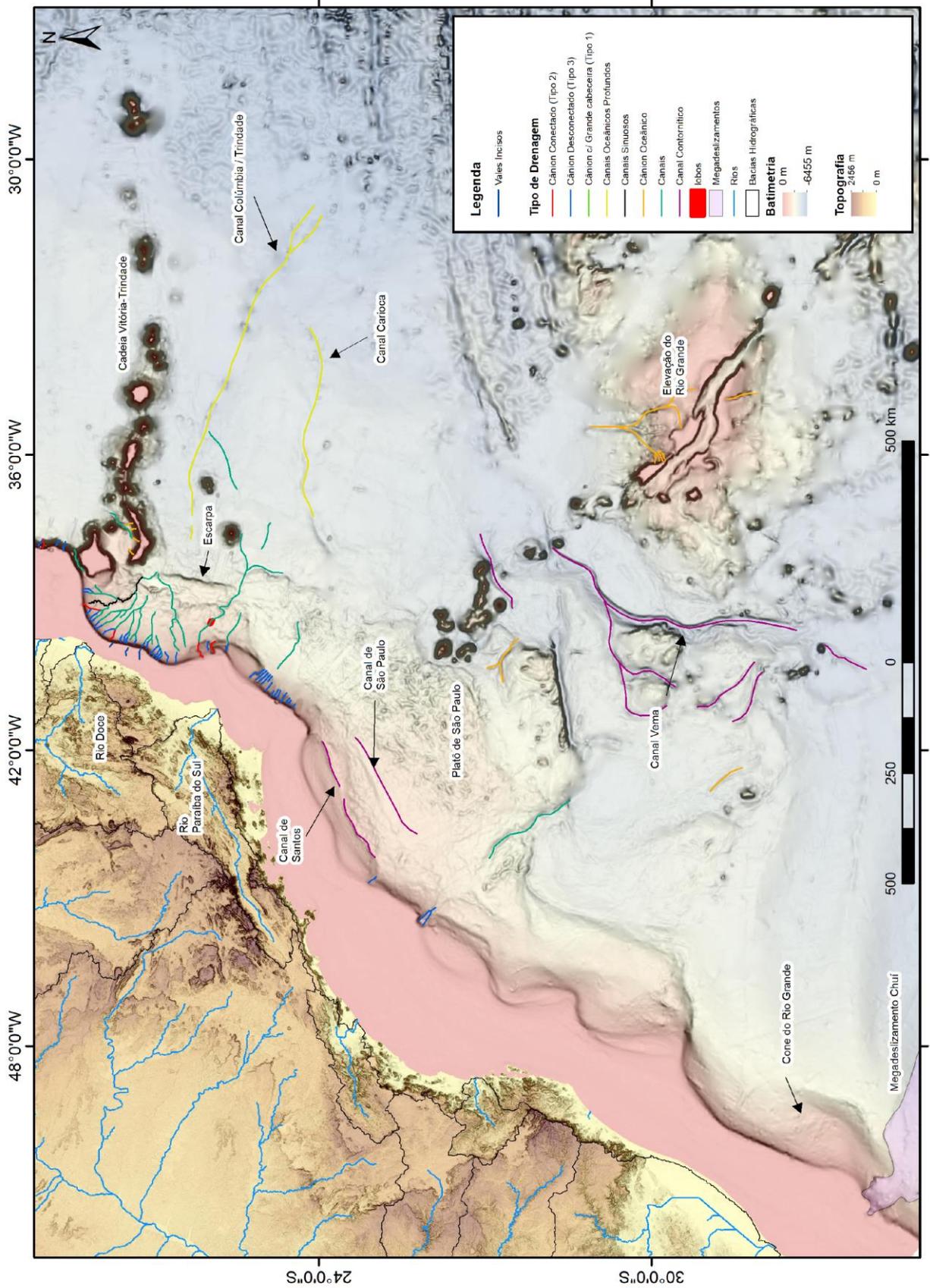
10. Apêndices



Apêndice 1: Visão regional das drenagens submarinas mais importantes da Margem Norte.



Apêndice 2: Visão regional das drenagens submarinas mais importantes da Margem Leste.



Apêndice 3: Visão regional das drenagens submarinas mais importantes da Margem Sul.