



PROGRAMA DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA
(PGGM)

PLATAFORMA CONTINENTAL BRASILEIRA

- SÉRIE I -

Estados do Rio de Janeiro, Santa Catarina e Rio Grande do Sul

ORGANIZAÇÃO
Marcelo Sperle Dias
Alex Cardoso Bastos
Helenice Vital



1ª Edição

Rio de Janeiro • P2GM Projetos e Produções • 2019



**PROGRAMA DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA
(PGGM)**

PLATAFORMA CONTINENTAL BRASILEIRA

- SÉRIE I -

Estados do Rio de Janeiro, Santa Catarina e Rio Grande do Sul

ORGANIZAÇÃO

Marcelo Sperle Dias

Alex Cardoso Bastos

Helenice Vital



1ª Edição

Rio de Janeiro • P2GM Projetos e Produções • 2019

Permitida a reprodução sem fins lucrativos, parcial ou total, por qualquer meio, se citados a fonte do Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM) ou sítio da Internet no qual pode ser encontrado o original em:

<http://www.pggmbrasil.org/publicações>

ORGANIZAÇÃO

Marcelo Sperle Dias
Alex Cardoso Bastos
Helenice Vital

ELABORAÇÃO DO PROJETO

Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM)

CAPA

Modificado de Grupo de Trabalho para o LEPLAC.
Cortesia da Diretoria de Hidrografia e Navegação - DHN

DIAGRAMAÇÃO

Claudia Solano

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Agência Brasileira do ISBN - Bibliotecária Priscila Pena Machado CRB-7/6971

P716 Plataforma continental brasileira : Estados do Rio de Janeiro, Santa Catarina e Rio Grande do Sul [recurso eletrônico] / orgs. Marcelo Sperle Dias, Alex Cardoso Bastos e Helenice Vital. — Rio de Janeiro : P2GM, 2019. Dados eletrônicos. — (Plataforma Continental Brasileira ; 1).

ISBN 978-65-80022-02-1

1. Plataforma continental - Brasil. 2. Geologia.
3. Geofísica. I. Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM). II. Dias, Marcelo Sperle. III. Bastos, Alex Cardoso. IV. Vital, Helenice. V. Título. IV. Série.

CDD 558.1



SUMÁRIO

Prefácio 5

Plataforma Continental do Rio de Janeiro 7

*Gilberto Tavares de Macedo Dias / Marcelo Sperle Dias /
Caroline Fontelles Ternes*

Plataforma Continental de Santa Catarina 56

*José Gustavo Natorf de Abreu / Norberto Olmiro Horn Filho /
João Thadeu de Menezes / Maria Inês Freitas dos Santos /
Rafael Sangoi Araujo / Carla Van Der Haagen /
Custódio Bonetti / Jarbas Bonetti*

Plataforma Continental do Rio Grande do Sul 73

*Iran Carlos Stalliviere Corrêa / Jair Weschenfelder /
Lauro Júlio Calliari / Elírio Ernestino Toldo Jr. /
Carlos Nunes / Ricardo Baitell*

**LEPLAC - Plano de Levantamento
da Plataforma Continental Brasileira /
DHN, Marinha do Brasil 159**

*Izabel King Jeck / Ana Angelica L. Alberoni /
Luiz Carlos Torres*

PREFÁCIO

O Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM), fundado em 1969, integra uma rede de pesquisadores que engloba 27 instituições acadêmicas e científicas brasileiras, desde o Amapá até o Rio Grande do Sul, dividido entre instituições efetivas (universidades, institutos e centros de pesquisa) e instituições colaboradoras (órgãos e empresas públicas). Desta integração, resultam publicações científicas nacionais e internacionais, livros, manuais metodológicos e guias de diretrizes, além do intercâmbio interinstitucional.

Ao longo dos últimos 50 anos o PGGM vem contribuindo ativamente na elaboração e execução de políticas públicas, para ampliar o conhecimento da margem continental brasileira e do Atlântico Sul, em seus vários aspectos: científicos, acadêmicos, estratégicos, de soberania nacional, de gestão ambiental, de divulgação e de formação de recursos humanos.

Desde sua fundação, representantes de cada uma das instituições reúnem-se anualmente para discutir e propor projetos em conjunto. Os resultados são apresentados em publicações nacionais e internacionais, livros, capítulos de livros, estágios e intercâmbio interinstitucional entre os pesquisadores e estudantes de pós-graduação das instituições de ensino superior. O PGGM é fruto da filosofia do trabalho pioneiro de 27 instituições, em “rede de pesquisa” no Brasil, ao longo desses 50 anos de história da Geologia e Geofísica Marinha.

Ao completar 50 anos, o Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM) lança uma séria inédita de livros que irão abordar os aspectos geológicos, sedimentológicos e morfológicos da Plataforma Continental Brasileira, desde o arcabouço tectônico até a evolução sedimentar no Quaternário.

Nesses 50 anos, o PGGM atravessou várias fases e ciclos que se misturam com a história política, econômica e social do Brasil. A maior virtude do PGGM foi justamente ser resiliente ao longo de todos esses anos, não deixando que o pequeno-grande grupo de pesquisadores da Geologia e Geofísica Marinha deixasse de se reunir um ano sequer.

Esta série inédita sobre a Plataforma Continental Brasileira apresenta, à luz desses 50 anos de vida do PGGM, uma visão moderna de uma feição fisiográfica de múltiplos usos e que está no centro de importantes

discussões que envolvem o planejamento sustentável do seu uso. A plataforma continental é uma importante fronteira da mineração no Brasil, historicamente com grande atuação da indústria de óleo e gás, bem como da indústria pesqueira e de transporte e serviços marítimos. Não obstante, a evolução do conhecimento da plataforma continental vem mostrando feições nunca antes descritas, refinando o nosso conhecimento e o igual interesse na criação de Unidades de Conservação. Sob esta ótica, o planejamento do uso do fundo marinho se torna a ferramenta mais sustentável a ser aplicada, tendo como base de conhecimento, o mapeamento do fundo marinho.

No entanto, deve-se salientar que, em face de um futuro regido por mudanças climáticas - a era do Antropoceno - a plataforma continental é a feição fisiográfica da margem continental mais afetada pelo aumento dos eventos extremos (tempestades, ressacas, erosão e inundação) e pela elevação do nível médio do mar. Neste aspecto, vale destacar que a população mundial depende dessa região seja por questões econômicas, estratégicas, energéticas, ambientais, de transporte, turismo ou lazer.

Sendo assim, com essa iniciativa de compilar o estado da arte da geologia, geofísica, sedimentologia e morfologia da plataforma continental brasileira espera-se contribuir para os diversos atores da gestão pública, da iniciativa privada e, principalmente, para servir de fonte de informação para os estudantes de graduação e pós-graduação de diversas áreas das Geociências.

Essa série celebra essa resiliência do PGGM, sendo inicialmente proposta pelo Prof. José Maria Landim Dominguez e pela Prof^a Helenice Vital, a quem agradecemos imensamente. Foram anos buscando essa produção, que agora começa a ser tornar pública. Temos certeza que, mais uma vez, a comunidade acadêmica, dentro da sua virtude maior que é “o desejo pelo saber e pelo descobrir”, está fazendo seu papel; fornecendo um produto de amplo alcance e de grande importância para o Estado Brasileiro.

A série está organizada em capítulos que representam as plataformas continentais por estado, sendo que, nesta publicação de abertura, temos os estados: do Rio de Janeiro, de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul. Além disto é feito um histórico do Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC).

Coordenação do PGGM
Gestão 2018-2019
Marcelo Sperle Dias
Alex Cardoso Bastos



PLATAFORMA CONTINENTAL DO RIO DE JANEIRO

Gilberto Tavares de Macedo Dias¹
Marcelo Sperle Dias²
Caroline Fontelles Ternes³

¹Universidade Federal Fluminense (UFF), Instituto de Geociências, gilbertotmd@gmail.com

²Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), Faculdade de Oceanografia, marcelo.uerj@globlo.com

³Universidade Federal Fluminense (UFF), Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, carolfontelles@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

A plataforma continental do Rio de Janeiro – com um comprimento em torno de 550km e uma largura que varia de 70 a 150km, de norte para sul – é uma das mais extensas províncias fisiográficas da margem continental brasileira. Um aspecto relevante da plataforma do Rio de Janeiro é a presença das Bacias de Campos e Santos; que concentram as maiores jazidas de hidrocarbonetos (óleo e gás) e contribuem com aproximadamente 66% da produção nacional (ANP, 2016).

Neste capítulo serão abordados os principais aspectos geológicos, geomorfológicos e oceanográficos, que condicionaram a gênese e evolução da plataforma continental do Rio de Janeiro, assim como a concentração de recursos minerais rasos (depósitos de areias quartzosas, minerais pesados e carbonatos) - com exceção dos hidrocarbonetos; que possuem vasta literatura disponível.

2. ARCABOUÇO GEOLÓGICO

A parte sudeste da margem continental brasileira, adjacente ao estado do Rio de Janeiro (**Fig. 2.1**), abrange importantes sub-províncias geológicas como as Bacias do Espírito Santo, de Campos, de Santos, e o Platô de São Paulo (*Almeida et al.*, 2013). A composição e o arcabouço estrutural do embasamento Pré-Cambriano determinaram as principais características geológicas dessas bacias (*Cordani et al.*, 1984); principalmente no que diz respeito à localização de falhas limítrofes e de altos estruturais entre elas (*Zalan & Oliveira* 2005). Segundo *Chang & Kowsmann* (1984), tais bacias sofreram graus de estiramentos distintos entre as suas evoluções. O riftamento resultou em uma estruturação de falhas normais antitéticas e sintéticas, bem como em zonas de acomodação e falhas de transferência (*Chang et al.*, 1992). O sistema de falhas compartimentou o embasamento Pré-Cambriano em uma série de *horsts* e *grabens*, com blocos rotacionados e escalonados. Esses diferentes graus de estiramento foram compensados por faixas de deformações que se estendem mar adentro em direção às Zonas de Fratura do Rio de Janeiro e do Rio Grande.

2.1 Bacia de Campos

A Bacia de Campos possui uma área total de aproximadamente 100.000km², dos quais apenas 500km² são em área emersa. Os limites ao norte com a Bacia do Espírito Santo, e ao sul com a Bacia de Santos, são evidenciados pelos Altos de Vitória e de Cabo Frio respectivamente (**Fig 2.1**). O Alto de Vitória em particular é um bloco elevado de embasamento que coincide com a terminação oeste da Cadeia de Montes Submarinos Vitória-Trindade. Em águas profundas, não existe uma separação efetiva entre as Bacias de Campos e do Espírito Santo.

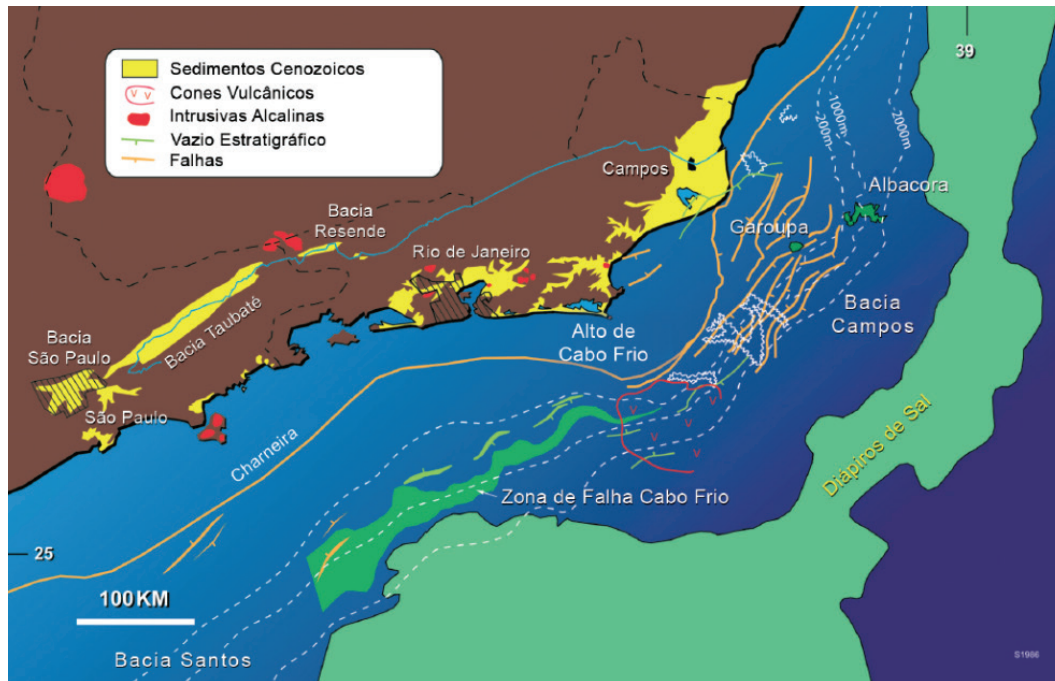


Figura 2.1 - Localização da região limítrofe entre as Bacias de Santos e Campos no contexto regional da porção emersa. Na plataforma continental destaca-se a linha de charneira aptiana que limita o rift do Eocretáceo, e na região de águas profundas ocorrem grandes diápiros de sal. Modificado de Mohriak (2004).

Classicamente, segundo Marroquim *et al.* (1984), do ponto de vista litoestratigráfico, pode-se agrupar os eventos ocorridos na Bacia de Campos em 5 unidades:

- 1- Ígneas básicas do Cretáceo:** rochas basálticas que são consideradas como o embasamento econômico da bacia, já que somente dois poços atingiram rochas pré-cambrianas.
- 2- Formação Lagoa Feia:** caracterizada por sedimentos fluvio-lacustres depositados na fase *rift* e sedimentos transicionais, depositados em um período de alargamento e depressão do sistema *rift*.
- 3- Formação Macaé:** marca o início da sedimentação marinha na bacia. Sua seção inferior é formada por calcarenitos e calcilutitos, passando a clásticos grossos no sentido oeste da bacia.
- 4- Formação Campos:** é constituída principalmente por folhelhos de águas profundas com corpos arenosos turbidíticos.

5- Formação Emboré: é formada por clásticos grossos e finos de águas rasas que passam localmente a carbonatos de plataforma.

A **Figura 2.1.1** mostra uma seção sísmica regional da Bacia de Campos representativa destas unidades estratigráficas.

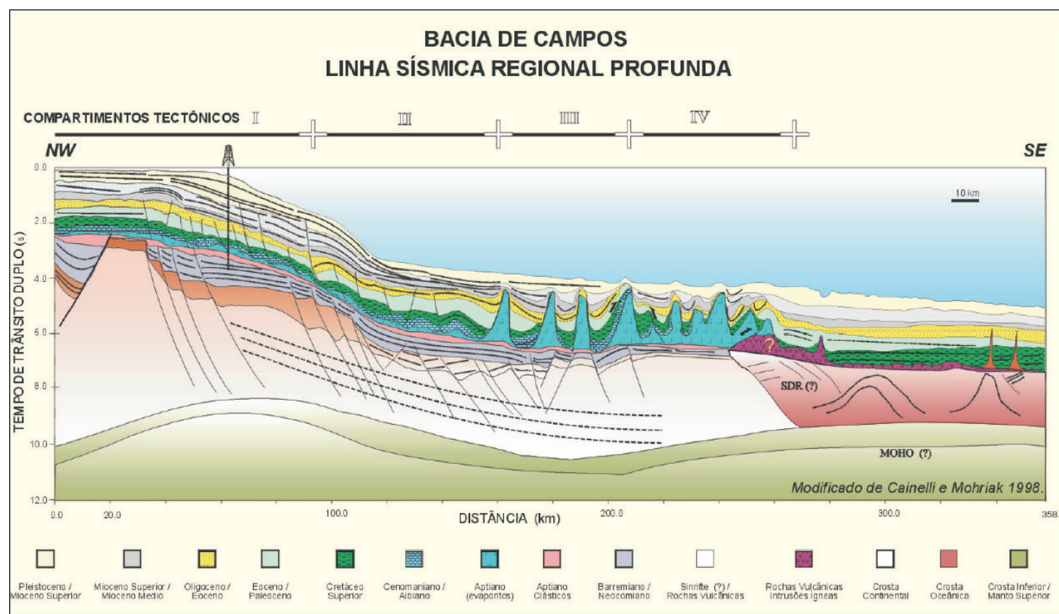


Figura 2.1.1 - Seção sísmica regional cruzando a Bacia de Campos (acima) e sua interpretação (abaixo) segundo *Cainelli & Mohriak (1998)*.

No entanto, recentemente, com a disponibilidade de novos dados geológicos e geofísicos, a coluna crono-estratigráfica da Bacia de Campos foi significativamente atualizada por *Winter et al. (2007)*. Com isto, novas sub-divisões foram incluídas e reclassificadas cronologicamente. Desta forma o que era classificado como “Formação” passou a “Grupo” e o que era “Membro” passou à “Formação” e assim sucessivamente. Por exemplo: os “Membros” pertencentes à antiga Formação Lagoa Feia foram elevados à categoria de “Formação”. Assim, o atual Grupo Lagoa Feia é composto pelas “Formações” Coqueiro e Retiro – anteriormente definidas como “Membros” por *Rangel et al. (1994)* - e pelas novas “Formações” Itabapoana, Atafona, Gargaú e Macabu – incluídas por *Winter et al. (2007)*.

2.2 – Bacia de Santos

A Bacia de Santos, essencialmente marinha, compreende uma das maiores depressões do embasamento da costa brasileira, com uma área de aproximadamente 350.000km². Abrangendo os litorais dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, limita-se ao norte com a Bacia de Campos, no Alto de Cabo Frio, e ao sul com a Bacia de Pelotas, na plataforma de Florianópolis.

A Bacia de Santos tem sua origem ligada aos processos tectônicos que causaram a ruptura e separação do Gondwana durante o Juro-Cretáceo (Pereira & Macedo, 1990). Seu embasamento é pouco conhecido, porém suas características estruturais indicam tratar-se do prolongamento para leste das rochas granito-gnáissicas do Cinturão Ribeira (Almeida, 1976). No entanto, dados sísmicos obtidos pelo Projeto LEPLAC (Levantamento da Plataforma Continental Brasileira – CIRM, DHN e PETROBRAS, 2000) revelam uma espessura de rochas com 13-14km em algumas depressões da bacia.

De acordo com Milani & Thomaz Filho (2000), a fase *rift* na região de Santos ocorreu entre o Neocomiano e o Eoaptiano, quando se acumularam os sedimentos lacustres da Formação Guaratiba, escassamente amostrados na bacia. Este pacote inclui cunhas de sedimentos siliciclásticos grossos avermelhados com fragmentos de basalto e quartzo com coquinas associadas. A ocorrência de depósitos anóxicos é suposta para os domínios mais distais da bacia (Pereira & Feijó, 1994).

Macedo (1989) salienta que um dos aspectos mais evidentes extraídos das seções geológicas, é o grande volume de sal e sedimentos da Bacia de Santos (Fig. 2.2.1).

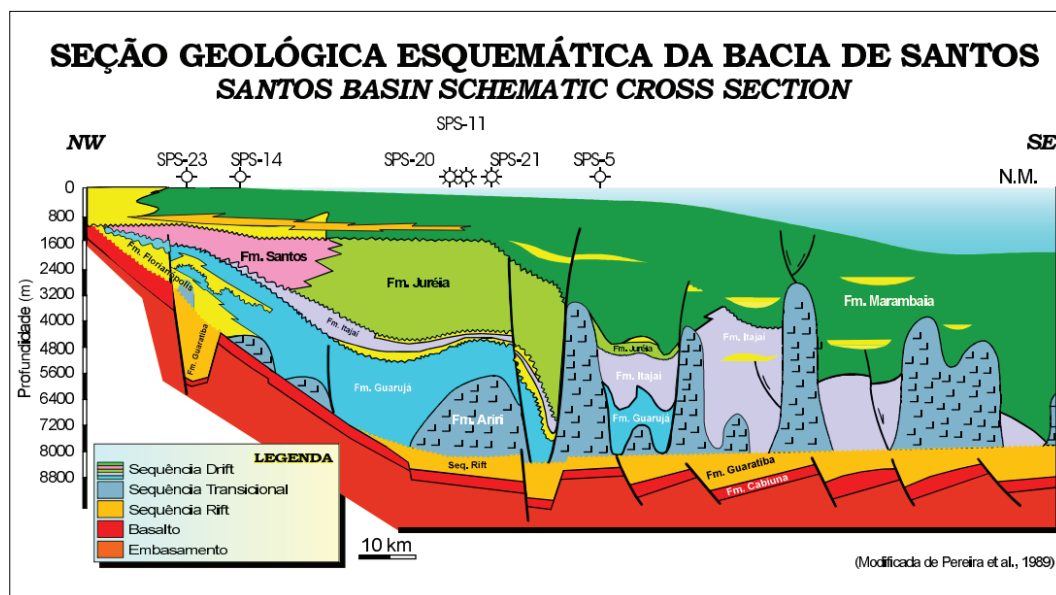


Figura 2.2.1 - Seção geológica representativa das diferentes seqüências estratigráficas observadas na Bacia de Santos (Mohriak, 2003).

2.3 Platô de São Paulo e Zonas de Fraturas Oceânicas

Em direção à bacia oceânica, encontra-se o Platô de São Paulo (Fig. 2.3.1), que representa uma região de crosta continental diferencialmente distendida durante a fase de abertura do Atlântico Sul (Gamboa, 1981; Chang et al., 1992; Sperle, 1993). Este platô constitui uma ampla feição morfológica localizada no talude continental da margem continental sudeste brasileira e possui mais de 600km de extensão.

Na bacia oceânica, três zonas de fratura são reconhecidas de norte para sul, como: Zona de Fratura de Martin Vaz, Zona de Fratura do Rio de Janeiro e Zona de Fratura do Rio Grande (Fig. 2.3.1). Estas importantes zonas de fratura oceânicas, comparti-

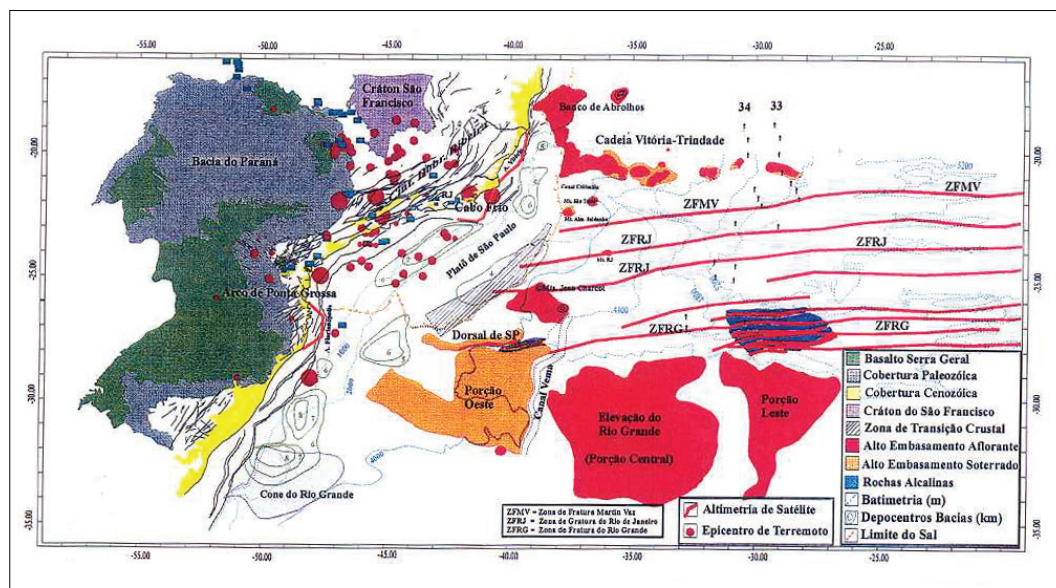


Figura 2.3.1 - Mapa Geotectônico mostrando a correlação das principais feições geológicas oceânicas e continentais que compartmentam a margem continental sul-sudeste do Brasil (Sperle, 1997).

mentaram a estruturação da margem continental e do bordo emerso, inclusive com relação aos epicentros de terremotos, sendo seu papel fundamental para o entendimento de suas gêneses e evoluções (Sperle, 1997).

A origem e evolução das Bacias de Campos, Santos e do Platô de São Paulo estão intimamente relacionadas aos eventos termo-tectônicas e deposicionais (*pré-rift* e *syn-rift*), condicionados pelo arcabouço estrutural do embasamento pré-cambriano. Estes determinaram as principais características geológicas dessas bacias, principalmente no que diz respeito à localização de falhas limítrofes e de altos estruturais entre elas (Cordani *et al.*, 1984).

Essas bacias possuem uma cobertura sedimentar típica de bacias de margens divergentes *rift*-vulcânicas; formadas por sequências estratigráficas continentais, transicionais e marinhas (Sperle, 1997). Na realidade, a estratigrafia geral das bacias, do Jurássico até o Cretáceo, pode ser representada por cinco megasequências (Fig. 2.3.2): continental (*Rift*), evaporítica transicional, plataforma carbonática rasa, transgressiva marinha e regressiva marinha (Ponte & Asmus, 1976; Guardado *et al.*, 1989; Winter *et al.*, 2007).

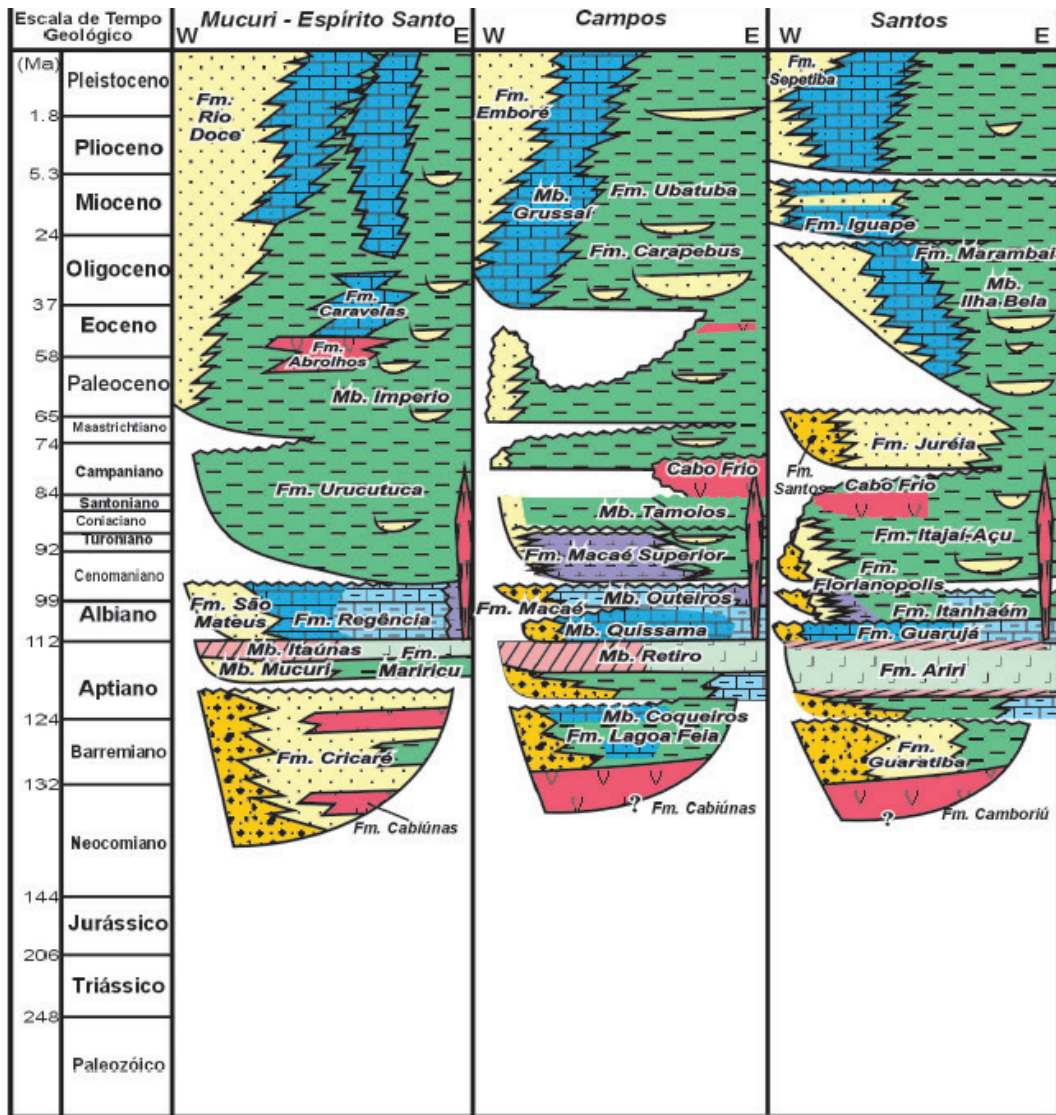


Figura 2.3.2 - Estratigrafia Geral Comparativa das Bacias de Espírito Santo, Campos e Santos. Modificado de Mohriak (2003).

3. ASPECTOS OCEANÓGRAFICOS

A dinâmica oceanográfica na plataforma continental do Rio de Janeiro apresenta uma alta complexidade de interações entre fatores atmosféricos e oceanográficos que influenciam a morfologia do fundo marinho da plataforma. A circulação das massas d'água constitui o elemento fundamental do transporte de sedimentos na plataforma continental e nas regiões adjacentes (Albuquerque et al., 2012).

3.1. Circulação Oceânica e Costeira

Segundo Garzoli e Matano (2011), o padrão geral de circulação oceânica no Atlântico Sul possui relação com a dinâmica das massas d'água e sua interação com a

morfologia submarina. A principal interação na margem continental brasileira se dá através da relação da Corrente do Brasil (CB) com as cadeias de montes submarinos de Pernambuco, da Bahia e de Vitória-Trindade, além da Elevação do Rio Grande (Figura 3.1.1).

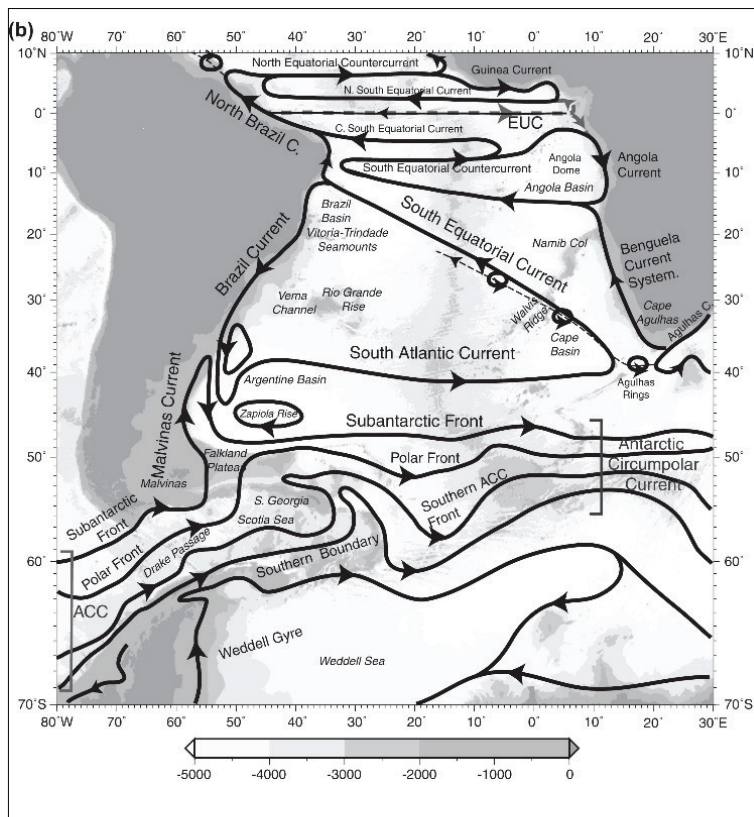


Figura 3.1.1 - Circulação geral do Atlântico Sul e sua relação com as principais feições morfológicas do fundo marinho.

Mais especificamente, na margem sudeste do Brasil, *Viana et al.* (1998) descreveram as características oceanográficas da plataforma na região da Bacia de Campos, baseados em medições efetuadas pela Petrobras. Segundo estes autores, a massa d'água superficial, denominada Água Superficial Tropical (STW), é o resultado da mistura de três tipos de água:

- (i) Água Tropical ($T > 18^{\circ}\text{C}$, Salin. > 36 ppm)
- (ii) Água Litorânea
- (iii) ressurgências periódicas da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) ($6 < T < 18$; $34 < \text{Salin ppm} < 36$). Toda essa massa d'água superficial é transportada para sul pela Corrente do Brasil (CB).

Os dados obtidos por *Viana et al.* (1998) mostraram um complexo sistema hidrodinâmico na borda da plataforma e talude continental com multicamadas estratificadas e diferentes padrões de circulação, associadas às correntes de marés, ondas de tempestades e aos vórtices e meandros da CB - com capacidade de causar erosão e deposição, bem como exportar areia da plataforma em direção ao talude e ao longo deste (Figura 3.1.2).

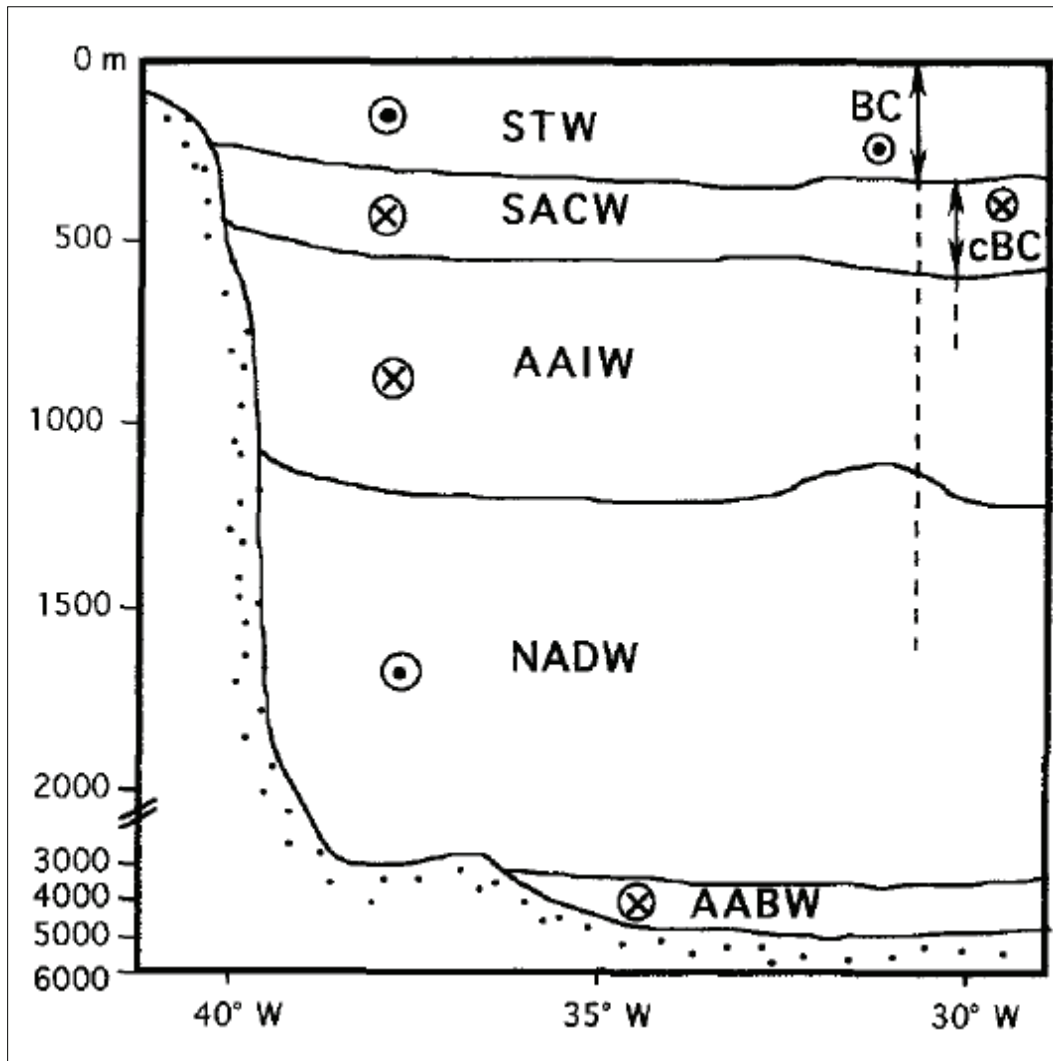


Figura 3.1.2 - Estratificação de massas d'água da margem sudeste brasileira, em 22°S.

STW= Água Superficial Tropical (composta pela Corrente do Brasil e águas de plataforma); SACW= Água Central do Atlântico Sul; AAIW= Água Intermediária Antártica; NADW= Água Profunda do Atlântico Norte; AABW= Água Antártica de Fundo. Os símbolos dentro dos círculos indicam a direção preferencial do fluxo. BC= Corrente do Brasil; cBC= Corrente de contorno do Brasil.

As linhas em negrito indicam a região atual da corrente na área de estudo. Linhas tracejadas indicam região de atividade destas correntes inferidas por alguns autores. Extraído de Viana et al.(1998).

As correntes em direção ao talude (*slopedward currents - eastward trend*) podem atingir picos de velocidades maiores que 50cm/s. Este fenômeno na borda da plataforma é fortemente influenciado por quatro forçantes principais:

i) pelo regime dos ventos Alísios de NE - que são responsáveis pela circulação costeira, gerando ondas oblíquas à costa que causam forte deriva litorânea para SSW. Na região *offshore*, pelo efeito de Eckman, estes ventos causam a mudança das correntes de fundo em direção ao oceano aberto.

(ii) pela passagem de frentes frias em intervalos de 4 a 11 dias. Fortes tempestades podem formar ondas de 6m e períodos maiores que 10s. Tais ondas têm frequência de 3 a 4 meses e podem induzir velocidades orbitais de fundo entre 8 e 12cm/s, na borda da plataforma, causando transporte de siltes e areias finas.

(iii) pela variação de marés. Mesmo sendo uma região de micro mares (0,5 a 1,5m de amplitude), as marés causam fluxos bidirecionais (*inshore-offshore*) com componente principal para *offshore*, sendo as marés responsáveis por correntes de fundo para NE.

(iv) por eventos com períodos maiores que 15 dias tais como vórtices e meandros da CB que são bem visualizados através de análises de imagens de satélite (AVHRR), dados de CCD e medições de correntes de fundo. Estes vórtices sinóticos são ciclônicos, de núcleo frio, e atingem diâmetros desde 50km a mais de 100km, causados por fortes instabilidades da Corrente do Brasil.

Portanto, este sistema “meandro-vórtice-ressurgência” caracteriza a interação entre os sistemas oceânicos e costeiros relacionados à Corrente do Brasil (CB): A imagem de satélite AVHRR (**Figura 3.1.3**), revela as principais feições dinâmicas entre Rio de Janeiro e Vitória. Neste sistema, temos como principal feição a frente da CB em superfície (0-150m), demarcada pelo maior gradiente de temperatura na imagem AVHRR. A frente começa a meandrar vigorosamente ao sul da Cadeia Vitória-Trindade, formando os vórtices de Vitória (20°S), de Cabo de São Tomé (22°S) e de Cabo Frio (23°S).

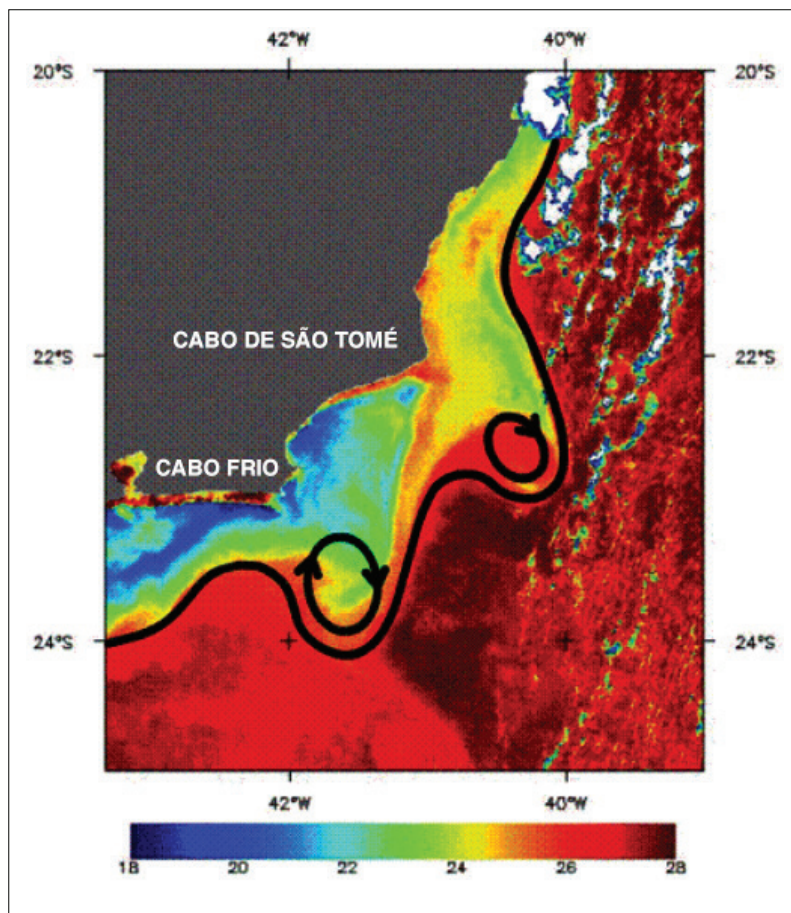


Figura 3.1.3 - Imagem AVHRR da região entre Rio de Janeiro e Vitória. Edição na imagem para realçar a frente térmica da CB e os Vórtices de São Tomé Cabo Frio foi efetuada. Cortesia de J. A. Lorenzetti (INPE). Extraído de *Silveira* (2004).

A **Figura 3.1.4** exemplifica esquematicamente as principais características oceanográficas atuantes na região sudeste: **i**) a frente térmica da CB, **ii**) as frentes associadas à Corrente de Contorno Intermediária (CCI) e Corrente de Contorno Profunda (CCP), **iii**) os vórtices de Cabo de São Tomé e de Cabo Frio, **iv**) os dipolos de vórtices na porção sul da Bacia de Santos (25°S) e **v**) a frente de ressurgência e a corrente costeira associada.

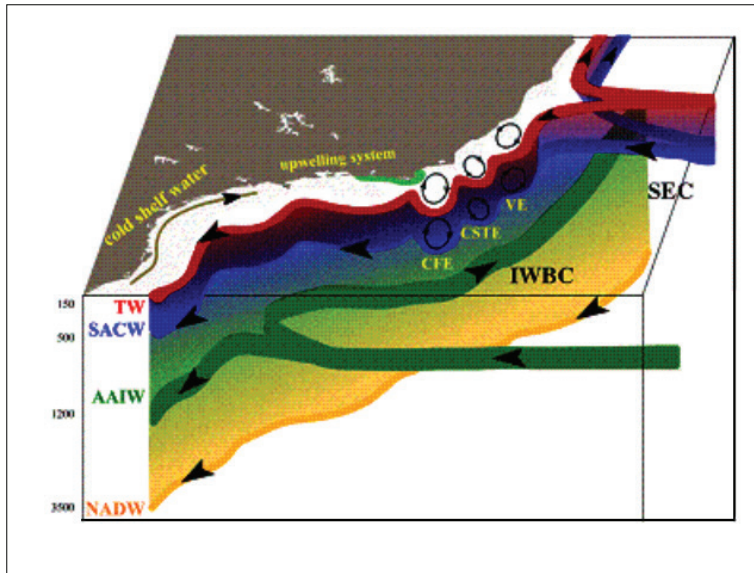


Figura 3.1.4 - Esquema sumário das importantes feições na região ao largo da Costa Leste Sudeste Brasileira. Extraído de Silveira (2004).

Como resultado deste padrão de circulação, ocorrem depósitos sedimentares contorníticos em lençóis (*contourite sheets*), extensos campos de dunas subaquosas (*sand waves*) e depósitos associados a canais, incluindo entre eles os “leques contorníticos” (*contourite fans*) construídos nas saídas de passagens profundas (Faugeres *et al.* 1993).

3.2 – Ventos e Clima de Ondas

Pinho (2003) e Violante-Carvalho (1998) descrevem a região da Bacia de Campos como sendo de clima de ventos fracos, com direção predominante do quadrante NE, acompanhada de ventos que se originam nos quadrantes N e E, totalizando aproximadamente 65% dos ventos observados por esses autores. As velocidades predominantes destes quadrantes estão entre 4,0 e 6,0m/s. As maiores velocidades médias se concentram nos quadrantes norte e nordeste com 8,32 e 8,22m/s respectivamente.

Ventos de sul e sudoeste são associados à passagem de ciclones extratropicais. À medida que o ciclone evolui, os ventos de sudoeste giram para sudeste, passando para as direções norte ou noroeste (Pinho, 2003), apresentando velocidades médias de 5 a 7m/s e valores de alturas médias de ondas de 3,6m com períodos médios de 9,5s (Machado, 2009).

Segundo Muehe *et al.* (2006) o clima de ondas que caracteriza o litoral do sudeste é condicionado pelas frequentes modificações das condições de vento, associadas à passagem de frentes frias, e a constante presença de marulho (*swell*), gerado por tempestades nas altas latitudes do Atlântico Sul e dissociadas do vento local.

Melo (1993) cita como exemplo de casos extremos, períodos de marulhos provenientes do quadrante sul de 10 a 16s, com alturas significativas de 1 a 4m. Em alguns

trechos, como o litoral da Baía de Campos, ocorrem áreas protegidas da ação direta das ondas de tempestade; como é o caso dos embaiamentos a norte do Cabo Frio e do Cabo Búzios e os flancos norte e sul da planície costeira do Rio Paraíba do Sul.

Como pode ser observado na **Figura 3.2.1**, as alturas de 2 a 3m apresentam maiores frequências nos quadrantes N-NE. Já os períodos médios observados se concentram entre 6 a 8s para o quadrante NE e 8 a 10s para o quadrante SE. Por sua vez, as ondas do quadrante SO possuem alturas médias que variam entre 1 a 2m e 3 a 5m, apresentando os maiores períodos (10 a 12s) para a área do Rio de Janeiro (*Machado, 2009*).

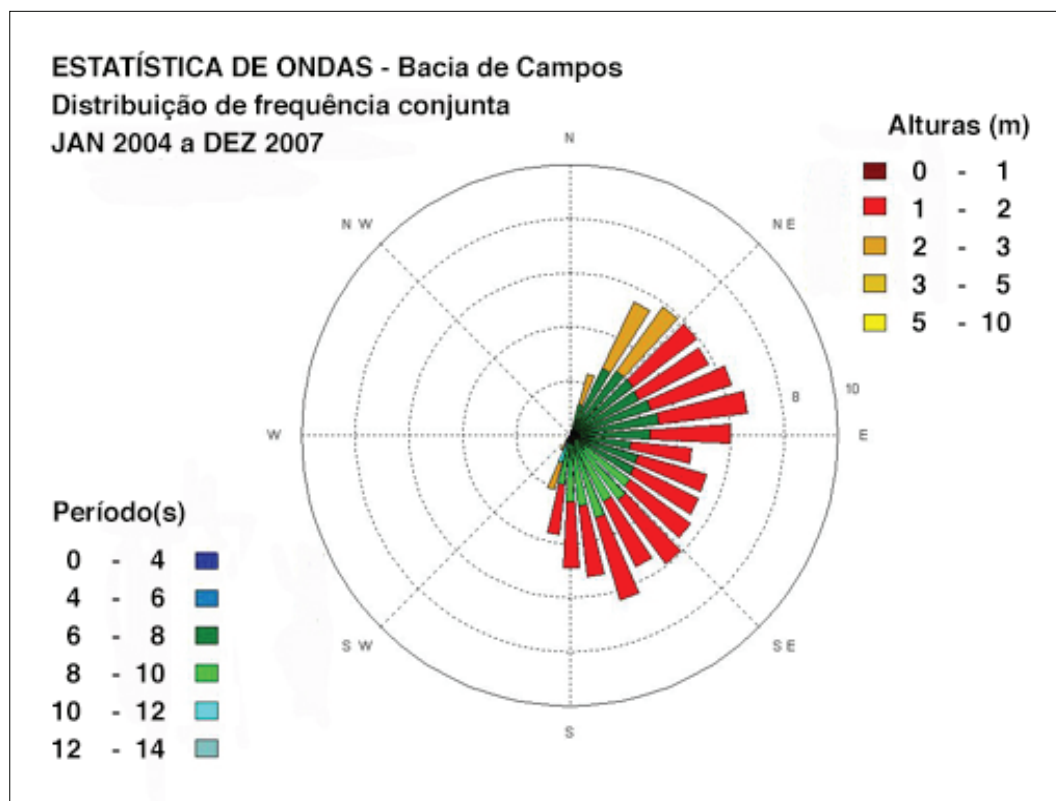


Figura 3.2.1 - Esquema sumário do espectro direcional de ondas que caracteriza o clima de ondas na plataforma continental do Rio de Janeiro (*Machado, 2009*).

4. BATIMETRIA E GEOMORFOLOGIA

4.1 - Geomorfologia Costeira

A principal característica geomorfológica do litoral do Rio de Janeiro, é a mudança abrupta na orientação da linha de costa e as extensas dimensões da plataforma continental adjacente (**Fig. 4.1**). A orientação E-W desde Paraty, no sul do estado, se altera bruscamente para NE-SW a partir de Cabo Frio, em direção ao norte do estado.

De acordo com a classificação geomorfológica descrita por *Muehe et al.* (2006), o litoral do estado do Rio de Janeiro está alinhado ao longo de dois segmentos distintos.

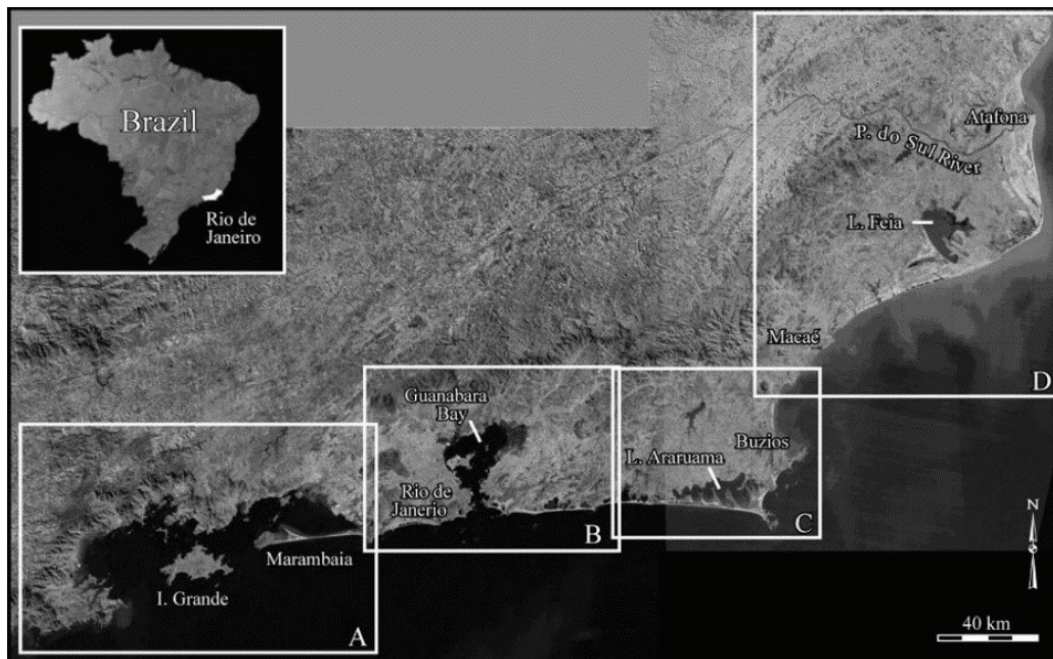


Figura 4.1 - Imagem do satélite Landsat 4 (2000) do relevo do Rio de Janeiro, mostrando os quatro diferentes setores geomorfológicamente distintos (Dias & Kjerfve, 2009).

Ao norte, no Macro-Compartimento Bacia de Campos (Muehe 1996, 1998), a linha de costa tende a seguir a direção NNE – SSO, sendo interrompida pela larga planície progradacional do Rio Paraíba do Sul que, em forma de delta, se projeta em direção ao mar formando o Cabo São Tomé.

De Cabo Frio, em direção a oeste, até à Marambaia, o litoral passa bruscamente para a direção leste-oeste como reflexo da influência da Zona de Fratura Rio de Janeiro, constituindo o Macro-Compartimento dos Cordões Litorâneos (Muehe 1996, 1998). A oeste deste Macro-Compartimento, já como parte do Macro-Compartimento das Escarpas Cristalinas Norte, a interceptação das estruturas geológicas fez com que a Serra do Mar gradativamente se aproximasse do litoral passando, na altura da baía da Ilha Grande, a constituir a própria linha de costa, e concomitantemente impedindo o desenvolvimento de planícies costeiras de expressão.

Mais recentemente, Dias & Kjerfve (2009) descrevem como unidades geomorfológicas encontradas no litoral do estado do Rio de Janeiro:

- i) costas rochosas,
- ii) planícies de cordões de praia,
- iii) planície sedimentar da Baixada Fluminense (sistemas de lagoas costeiras) e planícies arenosas
- iv) escarpas (Grupo Barreiras).

Um dos ambientes mais relevantes no estado é o sistema deltaico do Rio Paraíba do Sul. Neste sistema dominado por ondas, os sedimentos são rapidamente depositados

em frente à desembocadura do rio, posteriormente retrabalhados por ondas e correntes de deriva e redepositados em barras alongadas, paralelas ao litoral, formando um depósito de planícies de cristas de praia sucessivas (*Dias & Gorini, 1981*). No entanto, devido a uma série de represas existentes ao longo do rio, com consequente diminuição do aporte de sedimentos arenosos e aumento de lamas para a plataforma, esta região enfrenta graves problemas de erosão costeira, principalmente na área de Atafona, onde já houve uma retrogradação de mais de 300m da linha de costa (*Muehe et al. 2010*).

4.2 Geomorfologia da Plataforma

Nos primeiros estudos regionais, realizados através de interpretação sísmica, (*Kowmann et al., 1977, Zembruski, 1979; Brehme, 1984 e Alves & Ponzi, 1984*), foram identificados na porção superior da plataforma na região entre Cabo Frio e a divisa com o estado de SP, a presença de paleocanais transversais de desníveis variáveis (10-40m). Foi ainda observada a ocorrência de um extenso canal paralelo à costa, com profundidades de até 70m em sua porção central. Já na plataforma média e externa, foram evidenciadas paleolinhas de costa (*Alves, 1982*).

4.2.1 Plataforma da Bacia de Campos

Na porção norte da plataforma do Rio de Janeiro, *Della Giustina (2006)* mapeou lineamentos em forma de barras perpendiculares à linha de costa atual e patamares com relevo suave, entre a Lagoa Feia e o Cabo de São Tomé, na plataforma continental externa entre Cabo Frio e Búzios.

Figueiredo et al. (2015) observaram que entre Itabapoana e Cabo Frio, a topografia é relativamente suave, com a borda da plataforma situando-se em torno de 100m de profundidade, acompanhando os contornos da linha de costa. O contorno da borda da plataforma continental evidencia que os processos que modelaram esse relevo, em um nível de mar, 120m abaixo do atual, ainda se encontram presentes na plataforma continental da Bacia de Campos. Os autores dividiram a área norte da plataforma em quatro setores (**Fig. 4.2.1**).

Setor 1

Possui fundo rugoso, com lineamentos e predomínio de carbonatos, possui uma largura de aproximadamente 160km. Ocorrem predominantemente nas isóbatas de 120 e 150m, mas são também identificados localmente nas isóbatas de 70 e 80m, com 110km de comprimento, ambos com orientações sudoeste-nordeste. Observaram ainda a presença de um patamar carbonático expressivo, entre as isóbatas de 90 e 100m.

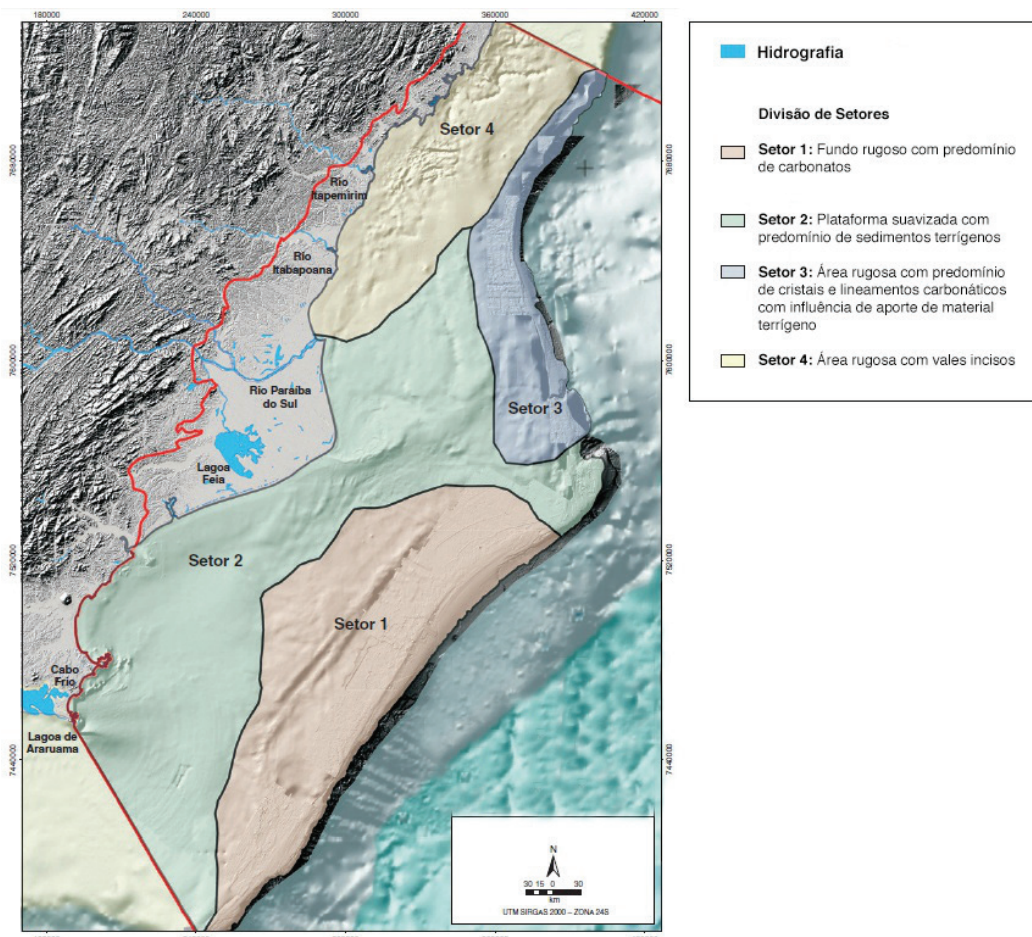


Figura 4.2.1 - Setores da plataforma continental da Bacia de Campos definidos a partir de suas características morfológicas e sedimentológicas. (Figueiredo et al., 2015).

Setor 2

Possui uma plataforma suavizada onde predominam sedimentos terrígenos. Ao largo do Cabo de São Tomé ocorrem declives de 0,25 graus, com orientação oblíqua entre as isóbatas de 10 e 30m, estando associados às ondas de areias (*sandwaves*) e dunas com orientação oeste-leste. Essas feições, são compatíveis com as ondas de tempestades vindas de sudoeste durante a passagem de frentes frias. A cúspide do Cabo de São Tomé, descrita por Kowsmann et al. (1978) e Zemruscki (1979), localizada entre as isóbatas de 10 e 20m foi uma das feições caracterizadas com mais detalhes por Figueiredo et al. (2015), assim como paleocanais soterrados do antigo Rio Paraíba do Sul que migram de sul para norte, anteriormente descritos por Kowsmann et al. (1977), Zemruscki (1979) e Brehme (1984).

Setor 3

Apresenta uma morfologia rugosa, com predomínio de cristas e lineamentos carbonáticos e com influência de aporte de material terrígeno. Devido à proximidade da borda da plataforma continental, as cristas carbonáticas são cortadas pelas drenagens das cabeceiras dos cânions Almirante Câmara, Itapemirim e São Tomé.

Setor 4

Apresenta morfologia de vales incisos, onde destacam-se os paleocanais de Itapemirim e Guarapari. Neste setor se observa o alto desenvolvimento de rodolitos/crostras de algas calcárias e briozoários de formas coloniais variadas. Essas paleodrenagens depositaram seus sedimentos diretamente sobre o talude na região norte da plataforma da Bacia de Campos.

Uma característica marcante presente na quebra da plataforma continental do Rio de Janeiro é a presença de vários cânions isolados e grupos de cânions (Almeida e Kownsmann, 2015), sendo observados de norte para sul: Almirante Câmara, Tabajara, Curumim, Grussaí, Itapemirim, São Tomé, Goitacá, Tupinambá, Temiminó, Tamoio, Tupiniquim e cânions do Grupo sul-sudeste (Fig. 4.2.2).

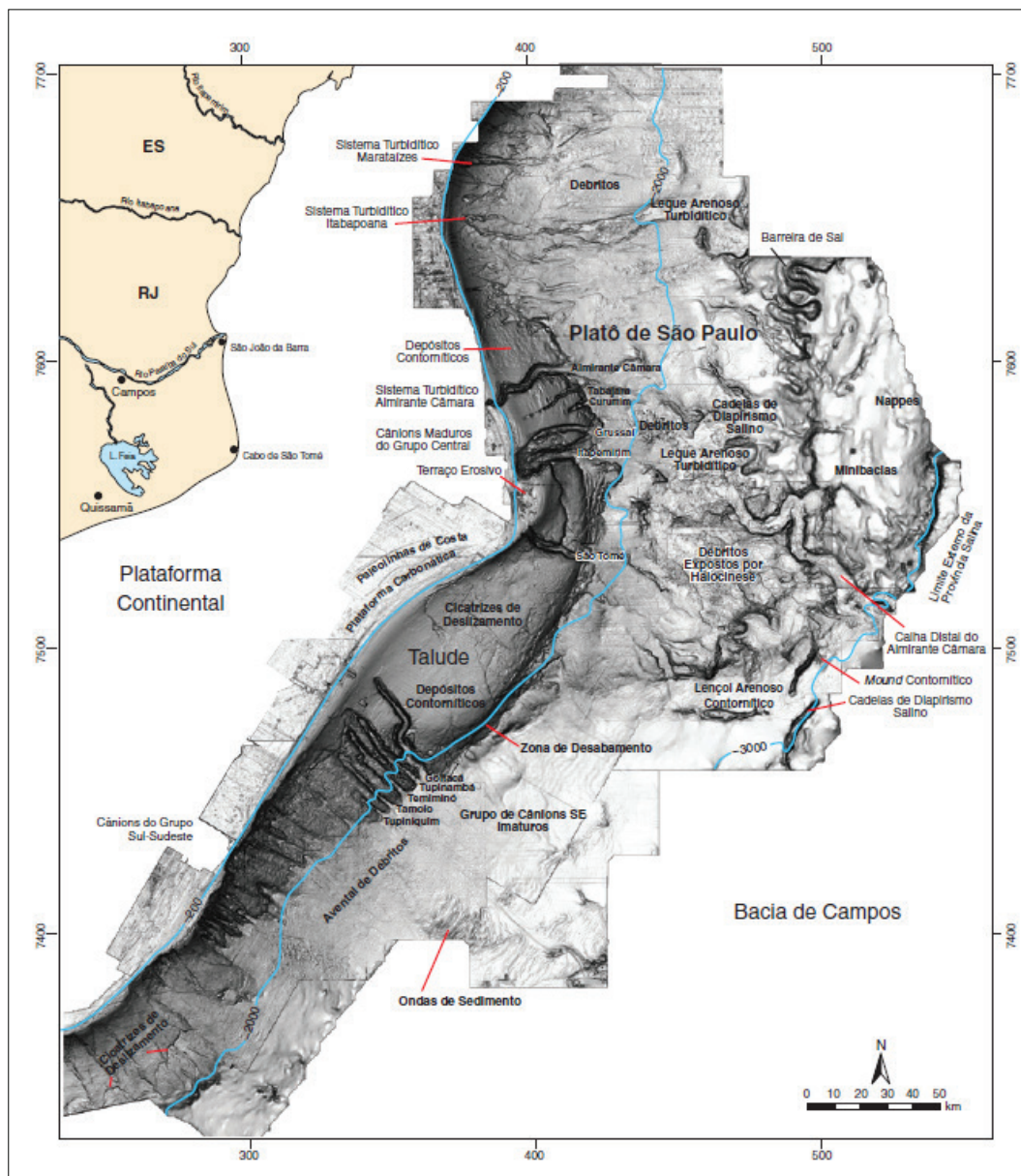


Figura 4.2.2 - Modelo digital da geomorfologia da margem continental norte do Rio de Janeiro, mostrando as principais feições geomorfológicas, com destaque para os diversos cânions submarinos presentes na quebra da plataforma e talude continental. Figura de Schreiner et al., (2007 e 2008).

4.2.1 - Plataforma da Bacia de Santos

A ocorrência de altas taxas de sedimentação terrígena na Bacia de Santos foi o principal fator da progradação da plataforma, principalmente durante o Cretáceo, (*Modica & Brush, 2004; Moreira & Carminatti, 2004*).

Estas condições de deposição perduraram até o Oligoceno, quando o rio Paraíba do Sul, que desaguava na Bacia de Santos, teve sua drenagem capturada e passou a correr paralelamente à costa, passando a desaguar na Bacia de Campos (*Modica & Brush, 2004*). Como consequência, a plataforma de Santos se tornou relativamente “faminta” de sedimentos terrígenos e sua quebra recuou mais de 50km em direção ao continente.

Vários autores investigaram em maior ou menor escala a morfologia da plataforma continental da Bacia de Santos. Dentre estes pode-se destacar os de *Kowsmann & Costa, 1979; Maia et al., 1984; Muehe, 1989; Muehe & Carvalho, 1993; Muehe & Valentini, 1998; Turcq et al., 1999; Martin et al., 2003; Artusi & Figueiredo, 2007; Mahiques et al., 2007; Fleming et al., 2009, Maia et al., 2010 e Reis et al., 2013*).

A quebra da plataforma é bastante irregular entre Cabo Frio e São Sebastião, ocorrendo em torno de 70km e -170m e 120km e -200m de profundidade, respectivamente (*Maia et al., 2010*). Sua morfologia irregular é provavelmente fruto da mudança abrupta na direção da linha de costa (em Cabo Frio) e da ação de correntes de contorno (*Duarte & Viana, 2007*) e está registrada nas variações batimétricas plataforma. Por exemplo, na região de Cabo Frio a isobata de 100m se encontra a apenas 10km do litoral, enquanto na região da Baía da Ilha Grande ocorre a cerca de 80km. Este fato tem implicações importantes nas variações do regime hidrodinâmico da Corrente do Brasil (*Signorini, 1978; Campos et al., 2000; Silveira et al., 2000; Rodrigues & Lorenzetti, 2001*) e, conseqüentemente, na distribuição dos sedimentos (*Duarte & Viana, 2007*).

De acordo com *Reis et al. (2013)*, a plataforma de Santos possui uma inclinação suave à norte, em torno de 0,04°, que aumenta para 0,07° na região das baías de Sepetiba e Ilha Grande, onde a sua quebra ocorre a 125km da costa na isóbata de 177m. Já na região de São Sebastião, ocorre em torno de 148m de profundidade. Pode-se observar (**Fig.4.2.1.1**) que existem duas depressões (Leste e Oeste) alongadas na plataforma média-externa.

A depressão Oeste corresponde a uma zona de erosão mais profunda, a -30m, e a Depressão Leste a uma zona de erosão rasa, a cerca de -15m. Além disto, nota-se que a isóbata de 100m separa duas áreas com morfologias distintas, sendo lobada e mais íngreme (8 a 10km e 0,2°) até -100m, com vários degraus nas isóbatas de 20/30m, 40/50m e 80/70m, principalmente em frente às baías de Sepetiba e Ilha Grande. A

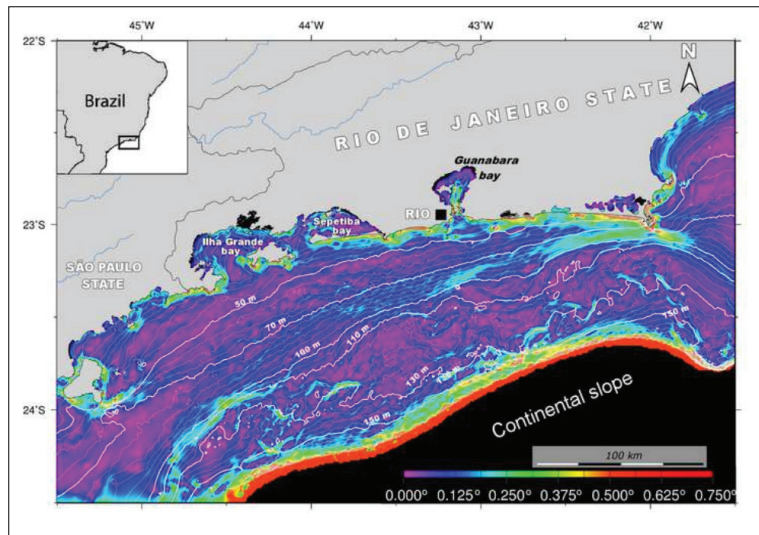


Figura 4.2.1.1 - Mapa de gradientes da plataforma continental na Bacia de Santos mostrando as profundidades (em metros) e as inclinações (em graus). Figura de *Reis et al.* (2013).

partir da isobata de 100m a plataforma apresenta uma inclinação menor (0.023° - 0.051°) com várias escarpas paralelas, de direção NE-SW, nas isóbatas de 110, 130 e 150m, ao longo de quase 400km de extensão.

5. SEDIMENTOS SUPERFICIAIS, TEXTURA E COMPOSIÇÃO

A cobertura sedimentar da plataforma continental adjacente ao estado do Rio de Janeiro apresenta dois domínios bem definidos:

- i) terrígeno/siliciclástico, formado por areias siliciclásticas na plataforma interna e média.
- ii) carbonático, na plataforma externa.

A partir da análise de amostras de sedimentos de expedições oceanográficas (Projeto REMAC, Geomar XII, Geomar XVI e Geomar XX) e de descrições macroscópicas de amostras (“Tenças”) do BNDO-DHN, foi elaborado um mapa de fácies sedimentares do fundo marinho para a plataforma continental do Rio de Janeiro (Fig. 5.1); com base na classificação de *Larsonneur* (1977), modificada por *Dias* (1996).

5.1. - Areias Quartzosas

A sedimentação terrígena entre Itabapoana e Cabo Frio é constituída por areias quartzosas com baixo percentual de carbonato (5-25%). Entre Itabapoana e São Tomé predominam areias de granulometria média, com grau de selecionamento moderado, grãos subangulosos a subarredondados, com textura superficial variando de polida a oxidada; semelhantes às areias de cristas de praia (*beach ridges*) existentes na área continental adjacente. São areias pleistocênicas, relacionadas a antigos

lobos deltaicos do Rio Paraíba do Sul, submersos durante a transgressão marinha holocênica (Dias & Gorini, 1980).

Ao largo de Macaé (do Cabo de São Tomé a Cabo Frio), Alves & Ponzi (1984), identificaram um ambiente de transição, através da interdigitação de fácies, evidenciado pela mistura de grãos grossos e médios, capeados por óxido de ferro, junto a grãos arenosos muito finos polidos, associados a minerais pesados, que atribuem tonalidade acinzentada a essas areias finas.

As areias finas e lamas, localizadas nas proximidades da foz do Rio Paraíba do Sul, relacionam-se à dinâmica atual do rio (depósito prodeltaico). Adjacente ao complexo deltaico do Rio Paraíba do Sul, observa-se ampla área de ocorrência de areias médias litoclásticas correspondendo a vestígios de antigos lobos deltaicos deste rio, desenvolvidos em condições regressivas do nível de mar. Estas areias ocupam também o fundo de paleo-canais em determinadas áreas, como ao largo dos rios Itabapoana e Itapemirim (Fig. 5.1).

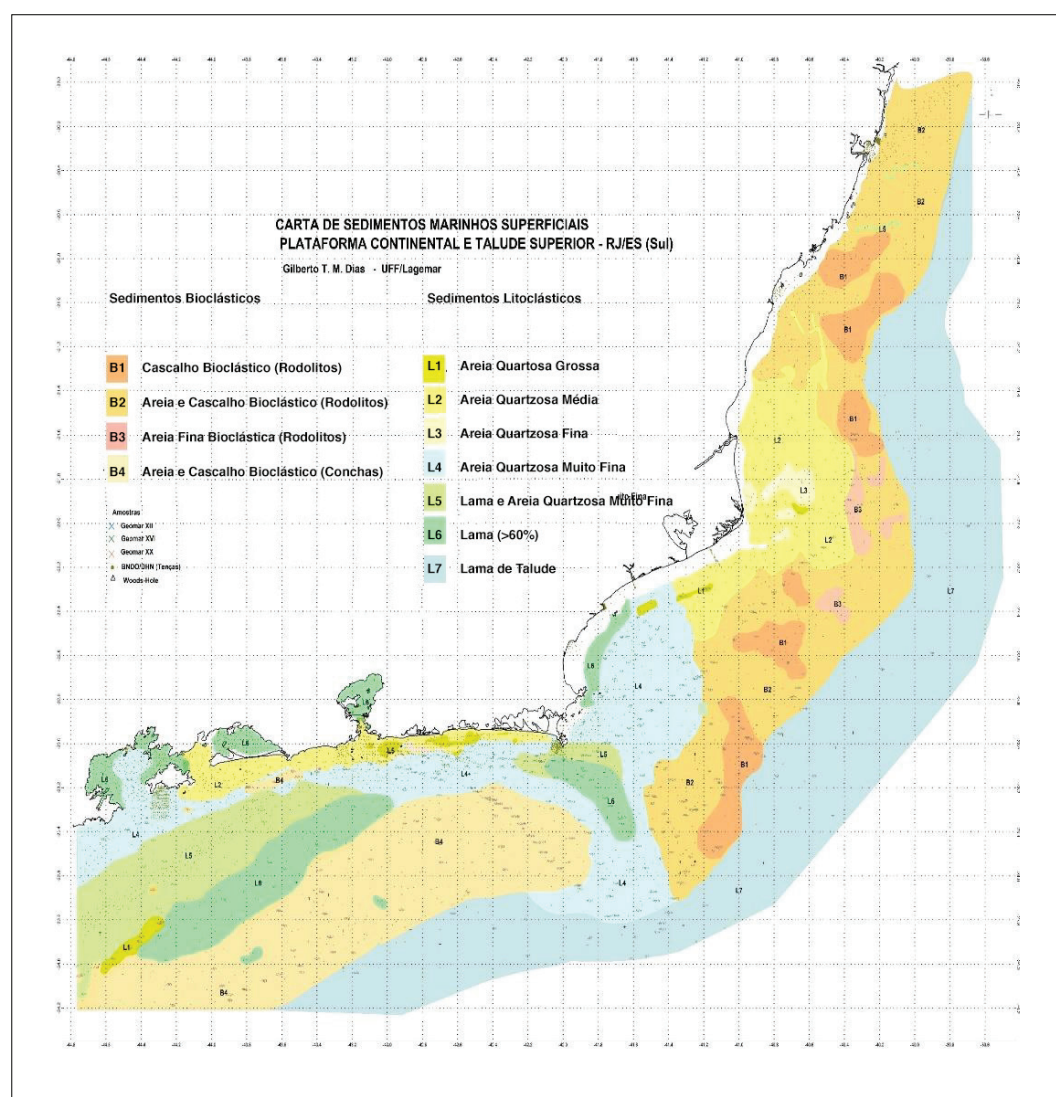


Figura 5.1 - Mapa dos sedimentos superficiais da plataforma do RJ com base em análises de amostras das expedições oceanográficas Geomar XII, Geomar XVI e Geomar XX nas descrições macroscópicas (Tenças) obtidas no BNDO-DHN.

Uma extensa área de areia muito fina foi mapeada na plataforma continental interna-média, imediatamente após esse sistema de transição descrito por *Alves & Ponzi* (1984), entre Cabo Frio e a Baía de Guanabara. Estas areias se restringem à plataforma interna, mas em prosseguimento ao sul da área (até São Sebastião-SP) sua extensão atinge os limites da plataforma externa. São areias subarcoseanas de coloração acinzentada, de grãos subarredondados a subangulosos, bem polidos com acentuadas proporções de minerais pesados e leves (especialmente micas) o que atesta sua proveniência terrígena. De acordo com as características texturais, *Alves & Ponzi* (1984) sugerem que essas areias seriam mais antigas do que as localizadas ao norte.

5.1.1 – Lamas Terrígenas

Dias et al. (1982) mapearam um extenso depósito lamoso, condicionado perpendicularmente a costa, a SE de Cabo Frio, sobre as areias muito finas anteriormente descritas. As lamas apresentam teores de silte e argila (20 e 40%) crescentes com o aumento de profundidade (**Fig. 5.1**). Possuem pronunciada fluidez, o que as diferenciam das lamas essencialmente silticas e plásticas do talude. *Alves & Ponzi* (1984) confirmaram essa diferenciação das lamas, através da análise de testemunhos para esta região. A origem dessas lamas foi atribuída aos rios da região costeira adjacente, à ação de correntes litorâneas e aos vórtices da corrente do Brasil (associadas aos ventos de NE) (*Dias et al.*,1982).

A região de São Tomé, ao longo de todo o Quaternário, foi abastecida pelo Rio Paraíba do Sul, como pode ser evidenciada pela extensa planície deltaica formada por esse curso fluvial. Diferentemente, a região de Cabo Frio não dispõe de grandes rios que possam depositar areias, apresentando uma grande área lamosa. Através da análise de argilominerais contidos nestas lamas, *Dias et al.* (1982), constataram a ocorrência elevada de caulinita (<70%), teores entre 10 e 30% de montmorilonita e illita, além do enriquecimento de montmorilonita ao sul de Cabo Frio - indicando possível contribuição de sedimentos oriundos da Baía de Guanabara na formação dessas lamas.

Na região ao sul da planície costeira do Rio Paraíba do Sul, entre Cabo de São Tomé e Macaé, *Machado* (2010) constatou que, além da presença de bolsões de lama e de areia muito fina, boa parte dos sedimentos que recobrem a plataforma interna é composta por areias grossas e médias. Estas frações se concentram de maneira bastante homogênea e apresentam-se com granulometria mais grossa à medida que se distanciam da linha de costa (**Fig. 5.1**).

Estudos do Projeto Ressurgência (*Albuquerque et al.*, 2012) na plataforma continental da região de Cabo Frio, encontraram grandes acumulações de lama de plataforma, derivada da drenagem continental, em áreas de baixa energia hidrodinâmica,

adjacente à Búzios e Cabo Frio, na porção mais proximal da costa. A espessura da camada de lama superior variou entre 1 e 21m, com duas sequencias sedimentares separadas por um forte refletor sísmico, ~10m sob o fundo atual (*Mendoza et al.*, 2014), com as maiores espessuras observadas ao longo de uma faixa de 7km de largura, atravessando toda a área mapeada na direção NE-SW. Nesta faixa, os valores de espessura variaram entre 7 e 21m, com os valores máximos sendo observados no extremo norte da área.

Perfis ecobatimétricos e sísmicos de alta resolução (3,5KHz) mostraram que os sedimentos lamosos formam uma camada transparente ao sinal acústico, e diminuem de espessura em direção ao Cabo de São Tomé (*Alves*, 1982). Os aspectos da sedimentação e as relações sismo-estratigráficas demonstram que estas lamas são holocênicas, de origem terrígena, depositadas em equilíbrio com as condições oceanográficas atualmente vigentes na plataforma continental. *Mendoza et al.* (2014) estudaram em detalhe estas lamas, ao largo de Cabo Frio, através de sísmica de alta resolução, análise de testemunhos e 35 datações por C14 (AMS). As datações mostraram que a unidade superior é holocênica e a inferior pleistocênica. As taxas de sedimentação variaram entre 1,33cm/ano e < 0,11cm/século nos últimos mil anos.

Entre Cabo Frio e São Sebastião, foi mapeada outra faixa lamosa (em torno da isóbata de 100m) sobre as fácies de areias muito finas acinzentadas, de proveniência terrígena, que se alarga até a plataforma interna nas imediações das baías de Sepetiba e Ilha Grande (**Fig. 5.1**). Em contraste com as de Cabo Frio, estas lamas são predominantemente silticas e plásticas. Testemunhos analisados por *Alves & Ponzi* (1984), revelaram uma redução de espessura deste pacote lamoso sobre esta areia muito fina, em direção ao sul, visto que nas proximidades da Baía de Guanabara a espessura fica em torno de 1m, e ao largo de Sepetiba, reduz-se para aproximadamente 50cm, apresentando intercalações biodetríticas. Deste limite para o sul da área, estas lamas atingem cerca de 8cm, cedendo lugar às areias muito finas, associadas a biodetritos, conforme atestam os testemunhos situados em frente a Baía de Ilha Grande.

5.2 – Domínio Carbonático

Os estudos pioneiros sobre os depósitos carbonáticos biodetríticos mostraram que estes atingem maior desenvolvimento na plataforma externa, onde os teores de carbonato nos sedimentos normalmente são maiores que 75%, podendo atingir em alguns locais até 95% (*Rocha et al.*, 1975).

Ao norte de Cabo Frio as algas calcárias são predominantes e dominam a plataforma por grandes extensões, até a região N-NE brasileira (*Figueiredo et al.* 2014),

sendo representado por nódulos (rodolitos), cascalhos e areias biodetríticas (resultantes de algas calcárias nodulares e ramificadas), e secundariamente por moluscos e briozoários.

De Cabo Frio para o sul, a presença destas algas torna-se restrita, e passam a ser substituídas pela dominância de carapaças de moluscos (conchas) inteiras e ou fragmentadas, associadas a um contingente acentuado de briozoários e foraminíferos bentônicos “Foramol” descrito por *Vicalvi & Milliman* (1977).

Em áreas mais profundas, próximo à borda da plataforma continental, aparecem outros tipos de algas coralinas incrustantes, constituídas por sucessivas crostas carbonáticas, com espessuras variadas (milimétricas a centimétricas) dependendo da área de ocorrência. Ao largo do Cabo de São Tomé (RJ) as crostas são mais finas, podendo inclusive apresentar intercalações com lamas litoclásticas.

Um dos motivos da maior concentração dos depósitos de algas calcárias na plataforma externa deve-se às grandes regressões marinhas durante as glaciações quaternárias. De acordo com *Lea et al.*, 2002; *Waelbroeck et al.*, 2002; *Berger*, 2008; *Blum and Hattier-Womack*, 2009), citados por *Dominguez et al.* (2013), durante a maior parte do período quaternário, o nível do mar esteve em profundidade média de -62m, particularmente durante o último milhão de anos. Neste período as áreas da plataforma interna e média ficaram expostas, em condições subaéreas, na maior parte desse tempo. Segundo *Dominguez et al.* (2013), entre 10 mil e 7 mil anos BP, o nível do mar transgressivo aumentou na ordem de 1-5m/100 anos, criando condições oligotróficas na plataforma externa, quase instantaneamente na escala geológica, favorecendo o desenvolvimento da sedimentação carbonática das algas calcárias (*non-framework carbonate sedimentation*).

Spadini et al. (1994) detalharam a evolução da sedimentação carbonática nos últimos 210.000 anos, na plataforma norte do Rio de Janeiro, através da análise de sondagens geotécnicas, realizadas a 90m de profundidade, que atingiram espessuras de 120 a 150m abaixo do fundo atual. De acordo com estes autores, a lâmina d'água no período interglacial, há 125.000 anos, foi semelhante a atual (-90m) e há 210.000 anos foi apenas 20m menor. A sedimentação nesses eventos de mar alto corresponde a margas de cor cinza oliva, ricas em foraminíferos planctônicos e outros bioclásticos, principalmente briozoários e algas calcárias, foraminíferos bentônicos e ainda moluscos e corais. Os siliciclásticos correspondem a lamas silto arenosas depositadas na borda da plataforma.

A inundação do último pós-glacial, iniciada há 15.000 anos, resultou na acumulação de calcarenitos depositados em águas rasas. As condições atuais de mar alto

propiciaram novamente, na borda da plataforma, a deposição de margas ricas em planctônicos, similares àquelas correspondentes aos eventos de mar alto pleistocênicos anteriores. Não foram detectados sedimentos característicos da transgressão de 125.000 anos, possivelmente por causa da rápida inundação da plataforma. A sedimentação carbonática mais expressiva sempre ocorreu durante as fases regressivas do nível do mar, durante os períodos glaciais, em profundidades de poucas dezenas de metros.

6. AS BAÍAS DE GUANABARA, SEPETIBA E ILHA GRANDE

Na região costeira do sul estado do Rio de Janeiro encontram-se três importantes baías: Guanabara, Sepetiba e Ilha Grande (**Fig. 6.1**).

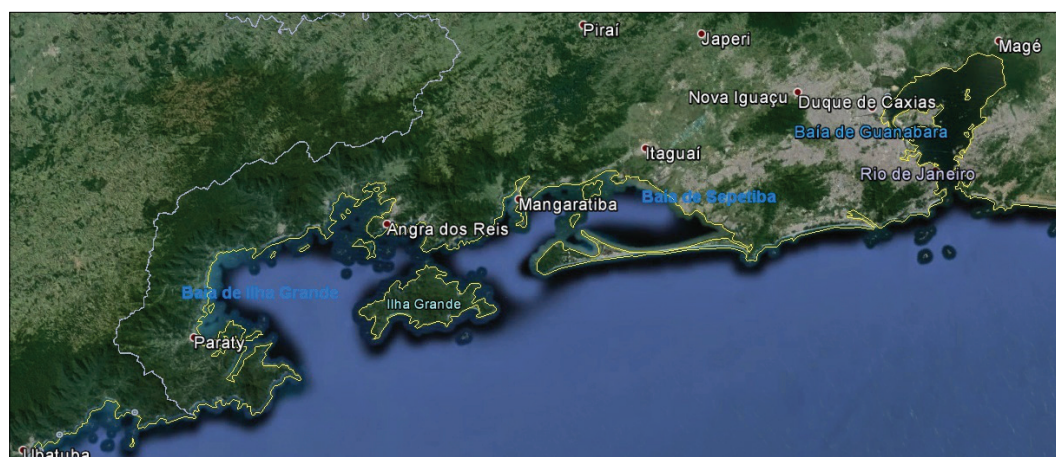


Figura 6.1 - Localização geográfica das Baías de Guanabara, Sepetiba e Ilha Grande, modificado de *Google Earth*.

6.1 Baía da Guanabara

A Baía da Guanabara situa-se na região metropolitana que compreende as cidades de Niterói, São Gonçalo e Rio de Janeiro. Apresenta perímetro de 131km, com extensão máxima de 28km de leste a oeste e cerca de 30km de norte a sul, apresentando um estreitamento em sua barra (entre a Fortaleza de Santa Cruz e o Forte de São João), com largura de 1,6km (*Kjerfve et al., 1997*).

Caracteriza-se como um sistema estuarino complexo, em região de micromaré, com circulação verticalmente homogênea de massas d'águas. De forma geral, não há grande variação nas direções das correntes, com padrão anti-horário, seja em períodos de maré ou em escala sazonal (*Kjerfve et al., 1997*).

Após o último período glacial, quando o mar estava 110m abaixo do nível atual, a baía não existia, mas sim uma grande bacia de drenagem fluvial convergindo para um canal central, por onde fluíam as águas continentais até a borda da atual plataforma continental, que também estava emersa.

Atualmente, observa-se uma relação entre as principais drenagens emersas e os canais submersos, destacando a continuidade entre o sistema de canais dos rios Macacu, Guapimirim e Guaxindiba e a drenagem submersa a nordeste da baía (Área 1); os canais dos rios Iguaçu, Sarapuí e Estrela com a drenagem submersa a noroeste da baía (Área 2) e os canais dos rios São João de Merití e Irajá com a drenagem submersa a oeste da baía (Área 3).

O vestígio morfológico deste paleocanal pode ser visto no mapa batimétrico da Baía da Guanabara (Fig. 6.1.1).

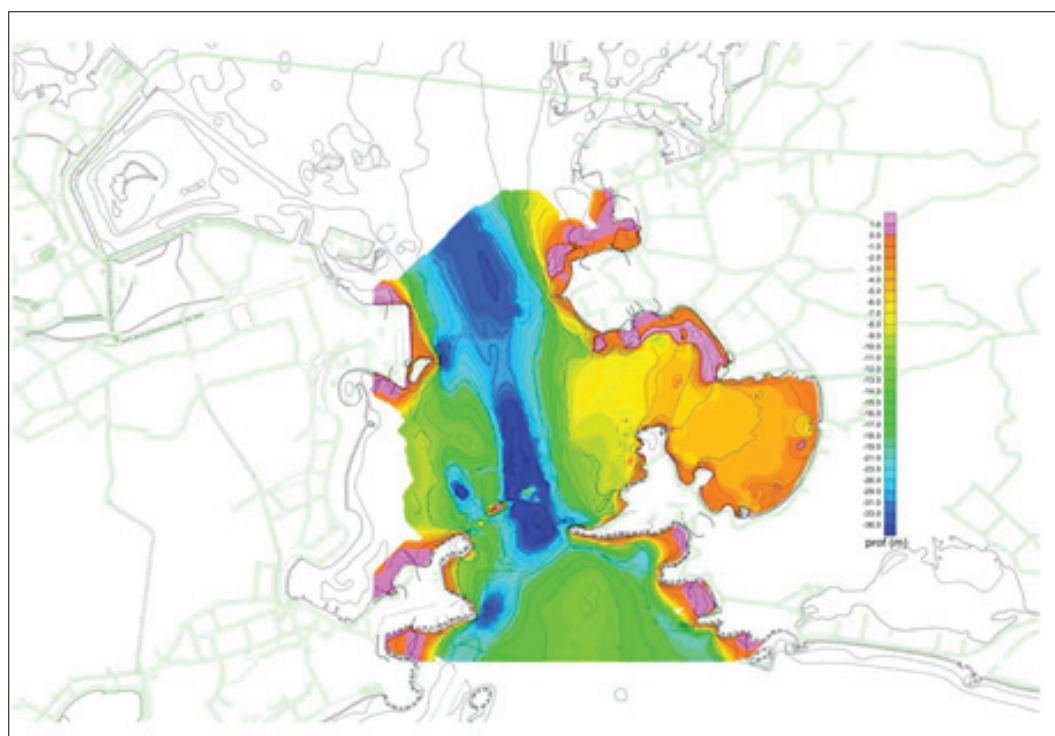


Figura 6.1.1- Mapa batimétrico do Setor Sul da Baía de Guanabara, com destaque para o paleocanal. Extraído de *Dias*, 2010.

Marino et al. (2011), analisando dados de levantamentos de sísmica de alta resolução, descrevem a presença de pelo menos duas unidades sísmicas: uma inferior com características acústicas e de geometria deposicional compatíveis com deposição em ambiente fluvial, recobertos pela unidade superior que representa o preenchimento estuarino sub-atual e atual. A sedimentação estuarina, predominantemente lamosa suaviza a paleotopografia irregular do embasamento e das incisões fluviais. Estas observações corroboram os estudos de *Carnevale et al.* (2007) e *Sperle et al.* (2005), que identificaram um padrão sísmico altamente refletivo, na base de paleocanais da

porção norte da Baía de Guanabara, associado à areias grossas fluviais, devidamente parametrizado por testemunhos/sondagens.

A distribuição sedimentar superficial (**Fig. 6.1.2**) possui correlação direta com o regime hidrodinâmico, apresentando uma progressiva diminuição da granulometria desde areias grossas até lamas, em direção ao interior do estuário ou em áreas mais protegidas no interior das enseadas (*Catanzaro, 2002; Quaresma, 1997*).

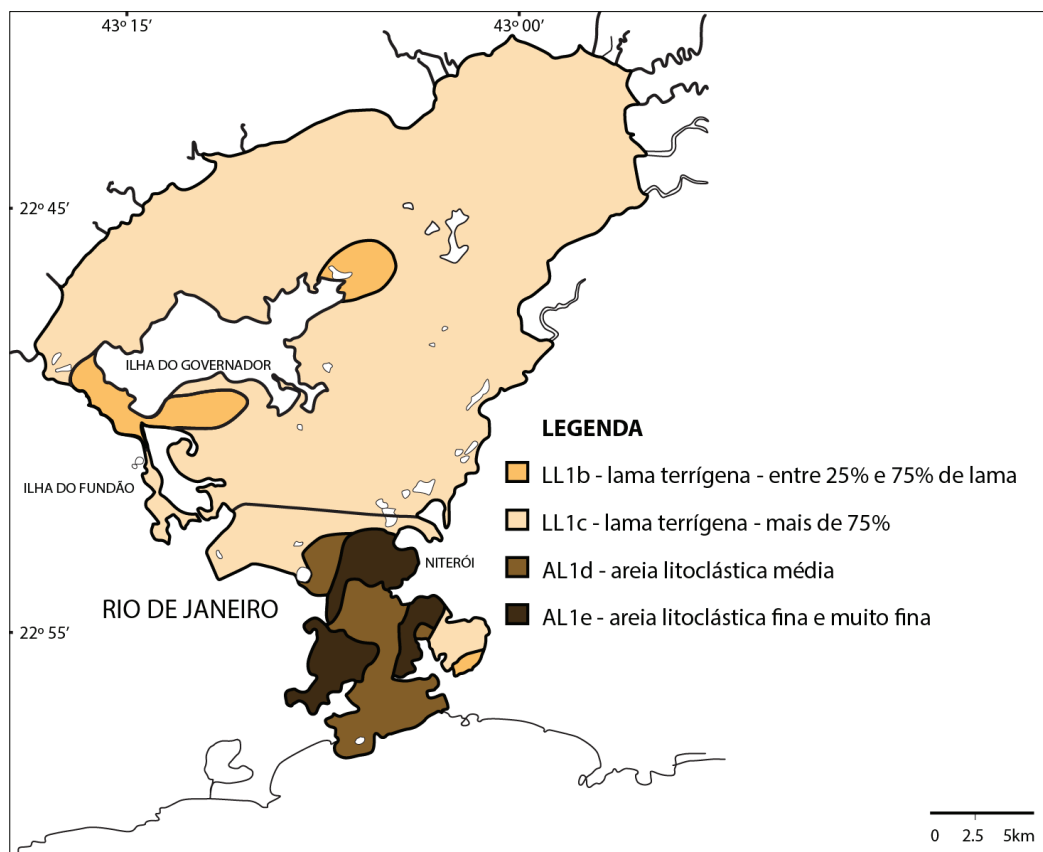


Figura 6.1.2 - V. S. Quaresma¹, G. T. M. Dias² & J. A. Baptista Neto² Os sedimentos foram classificados seguindo metodologia proposta por Larsonneur (1977) e modificada por Dias (1996). *Brazilian Journal of Geophysics*, Vol. 18(2), 2000

Valores menores de concentração de matéria orgânica estão associados às frações arenosas e maiores concentrações associados a sedimentos lamosos (*Catanzaro, 2002*). Estes sedimentos lamosos, ricos em matéria orgânica, revelam elevados teores de metais pesados, caracterizando o impacto da atividade antrópica atual, principalmente nas regiões de fundo da baía e próximas à Ponte Rio-Niterói e ao Aeroporto Santos Dumont (*Stefano et al., 2012 e Donnici et al., 2012*).

Nas proximidades da ponte Rio-Niterói, dominada por processos marinhos, o estreitamento da entrada da barra e a existência de um banco de areia promovem um aumento da velocidade das correntes de maré, ocasionando selecionamento e retrabalhamento de areias médias de fundo, com transporte de areias da região oceânica para dentro da baía (*Kjerfve et al., 1997*), impedindo a sedimentação lamosa nesta região (*Quaresma, 1997*).

Em uma pequena faixa que se estende desde a entrada da Baía de Guanabara até regiões proximais ao aeroporto Santos Dumont, e em porções isoladas próximas as ilhas do Governador, do Fundão e cerca de 5km da ilha de Paquetá, são encontradas areias litoclásticas grossas a médias (Quaresma, 1997). Areias litoclásticas finas a muito finas encontram-se distribuídas na entrada da enseada de Jurujuba, na enseada de Botafogo e na zona de transição entre as areias médias e lamas terrígenas ao sul da Ponte Rio – Niterói (Fig. 6.1.2).

Áreas com cobertura sedimentar lamosa (lamas terrígenas, caracterizadas pela presença de siltes e argilas) são encontradas a partir da porção central, nas intermediações da ponte até o fundo da baía e adjacências da cidade de Niterói, onde a dinâmica das ondas e as velocidades das correntes de maré são pouco significativas na maior parte do tempo, devido ao considerável alargamento da baía em direção ao norte a partir do alinhamento entre o Forte de Gragoatá e o Aeroporto Santos Dumont, possibilitando assim a deposição de sedimentos mais finos como as areias finas e lamas (Quaresma, 1997; Quaresma et al., 2000).

6.2 Baía de Sepetiba

A Baía de Sepetiba representa uma grande reentrância na costa sul do estado do Rio de Janeiro, localizada entre a baixada de Jacarepaguá e a Baía da Ilha Grande, possuindo uma área total de 300km² (Fig. 6.2.1). É limitada ao norte pela Serra do Mar, a nordeste pela Serra de Madureira, a sudeste pelo maciço da Pedra Branca e ao sul pela Restinga da Marambaia (Roncarati & Carelli, 2012). As profundidades variam de 0 a 45m, sendo estas últimas próximas aos canais principais das ilhas de Itacuruça e Jaguanum, localizadas no seu interior. Em sua porção NE desagüam vários rios, sendo o Rio Guandú e o Canal de São Francisco os mais importantes. A comunicação da baía com o oceano é feita a oeste, próximo a Mangaratiba, por canais amplos e profundos, e à leste por estreitos canais meandantes de maré na região de Barra de Guaratiba.

A Restinga da Marambaia, um extenso cordão litorâneo arenoso, com aproximadamente 40km de comprimento e largura que varia de 120m a 3km, é a principal feição observada. Separa os ambientes estuarinos e marinho raso, protegendo a baía da ação de ondas oceânicas e propiciando um ambiente de sedimentação (Villena et al., 2012). Apresenta dunas, muitas estabilizadas por vegetação, em sua porção leste. Em eventos de tempestade, pode ocorrer transporte de sedimentos marinhos para dentro da laguna, em pontos de “overwashing”, na sua parte central, formando leques de arrombamento (Roncarati & Carelli, 2012).



Figura 6.2.1 - Mapa de localização da Baía de Sepetiba mostrando os seus principais limites geográficos.

(1) Baixada de Jacarepaguá, (2) Baía da Ilha Grande, (3) Serra do Mar, (4) Serra de Madureira, (5) Maciço da Pedra Branca, (6) Restinga da Marambaia, (7) Ilha de Marambaia, (8) Ilha de Itacuruça, (9) Mangaratiba e (10) Barra de Guaratiba.

O mapa batimétrico da Baía de Sepetiba (Villena, 2004) mostra que as menores profundidades são encontradas próximo ao continente (à leste, norte e nordeste) e na área próxima a restinga (Fig. 6.2.2).

Estudos de evolução geomorfológica ao longo de 113 anos, realizados por Borges *et al.* (1989) a partir da comparação entre cartas batimétricas, apontam processos de intensa sedimentação na parte norte e na porção sul processos de erosão (ao longo da parte interna da Restinga da Marambaia). Essas áreas de erosão e deposição são consequências do modelo de circulação interna da baía (Pereira, 1998).

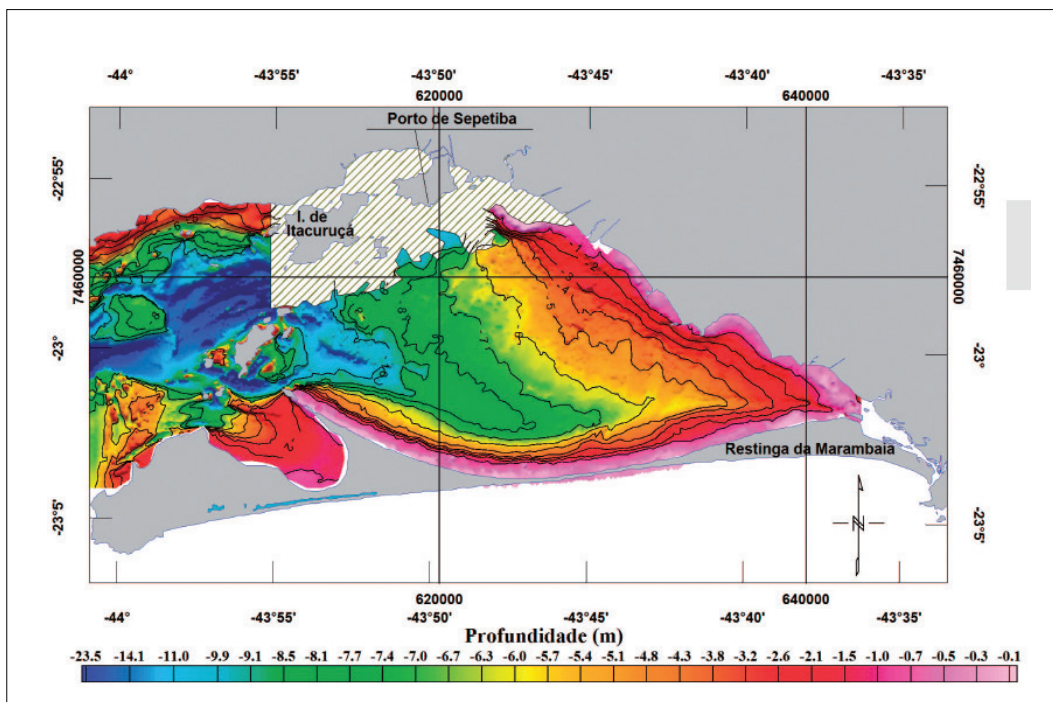


Figura 6.2.2 - Mapa batimétrico da baía de Sepetiba (Villena, 2004). A área hachurada representa falta de dados.

A descrição da cobertura sedimentar foi inicialmente realizada por *Pereira et al.* (2003 e 2004). Os autores descreveram sedimentos arenosos na porção SE, na entrada da baía e canal central, com maiores profundidades e correntes mais intensas. Sedimentos lamosos são depositados em áreas mais abrigadas e rasas, ao centro da baía. Depósitos transicionais (areia lamosa e lama arenosa) localizam-se na porção intermediária entre a entrada e fundo da Baía.

Com base nessa descrição e a luz de novos dados sonográficos e de amostras superficiais, *Fabri* (2011) confeccionou um novo mapa de distribuição textural dos sedimentos superficiais da Baía de Sepetiba (**Fig. 6.2.3**). Os padrões sonográficos identificados mostraram que o padrão lama com areia estende-se até a porção central em duas direções; o padrão lama, encontrado em grande parte da baía (margeando de norte a leste o continente, e grande parte da restinga) apresentou duas mudanças marcantes: a primeira na porção central onde está dividido em três partes pelo padrão lama com areia e a segunda na porção norte onde aparece em um pequeno bolsão cercado de areia. Outra mudança observada foi a união dos dois bolsões que ocorrem no padrão areia com lama, um localizado a leste da Ilha de Jaguanum e o outro na porção sudeste da Ilha da Marambaia, formando um grande bolsão nessa área. Os sedimentos arenosos estão depositados na entrada da baía, canal central e na porção sudeste. Sedimentos transicionais lama com areia são encontrados principalmente na porção central da baía. Já grande parte dos depósitos transicionais, areia com lama, são encontrados do nordeste da Ilha de Jaguanum até a enseada da Marambaia (*Fabri*, 2011).

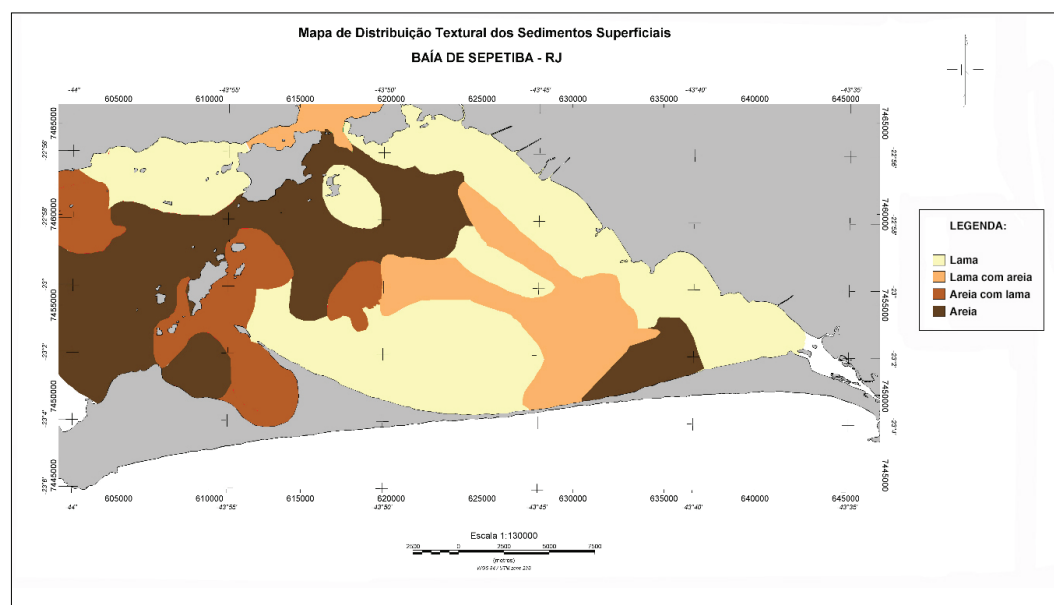


Figura 6.2.3 - Mapa de distribuição textural de sedimentos superficiais na Baía de Sepetiba. Extraído de *Fabri* (2011).

A sismo-estratigrafia da Baía de Sepetiba foi descrita por *Fabri (2011)* e *Villena et al. (2012)* e revelou que o embasamento é irregular, variando de -4 a -14m , em suas extremidades SW e NE (**Fig. 6.2.4**). O pacote sedimentar possui espessura média de 5m , podendo atingir um máximo de até 11m a SW nas proximidades da Restinga da Marambaia. Na porção NE verifica-se aporte sedimentar vindo do continente, principalmente pelo Rio Guandú. Foram observados ainda a feições que indicam a existência de paleocanais de drenagem.

Foram identificadas 05 seqüências sismo-estratigráficas (C1-C5) associadas às variações relativas do nível do mar durante o Holoceno, inclusive com evidência de neotectonismo associados à falhas recentes na seqüência C4.

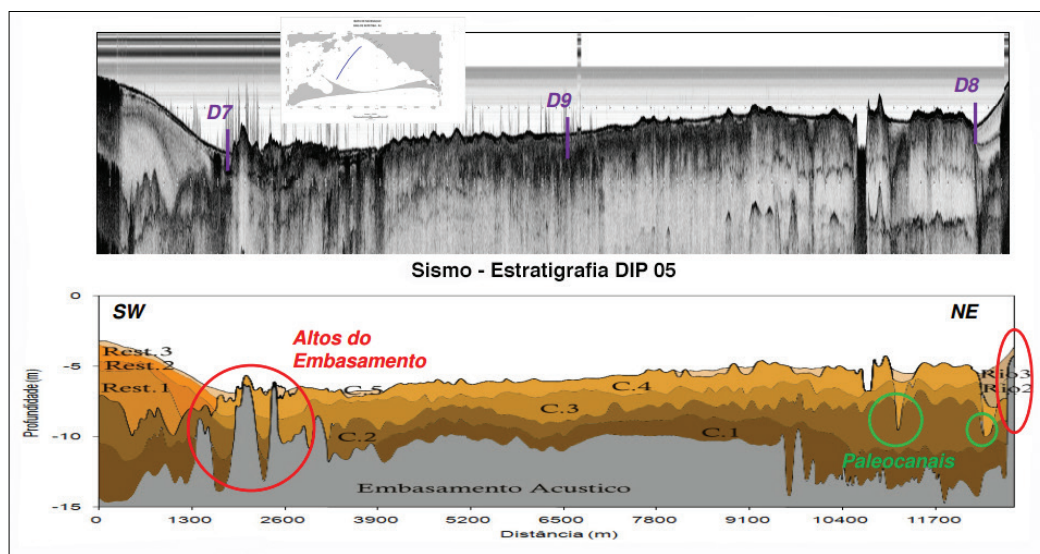


Figura 6.2.4 - Perfil sismo-estratigráfico cruzando Baía de Sepetiba desde a Restinga da Marambaia (SW) até as proximidades do Rio Guandú (NE) mostrando 05 seqüências sedimentares holocênicas (C1-C5), acima do embasamento, evidenciando a presença de paleocanais e neotectonismo. Extraído de *Fabri (2011)*.

6.3 Baía de Ilha Grande

A Baía da Ilha Grande, juntamente com a Baía de Sepetiba (sua principal fonte de aporte de água doce), compõe um sistema estuarino parcialmente misturado, com ligação para o oceano nas suas extremidades leste e oeste (**Fig. 6.3.1**).



Figura 6.3.1 - Mapa de localização da Baía da Ilha Grande evidenciando a porção oeste, leste e Canal Central, assim como os seus principais limites geográficos.

Situa-se em uma região relativamente bem preservada, com remanescentes da floresta atlântica insular. Possui significativa diversidade de ecossistemas marinhos, em função da presença de escarpas íngremes (Serra do Mar) que terminam abruptamente junto à costa, apresentando um litoral extremamente recortado, marcado pela presença de promontórios, afloramentos rochosos, planícies costeiras estreitas, praias encaixadas em baías, enseadas e sacos, e centenas de ilhas, das quais merece destaque a Ilha Grande (*Dias et al.*, 1990). Canais de fundo, baixos batimétricos, terraços marinhos e regiões de declividade mais suave compõem o fundo marinho (*Ceccopieri et al.* 2003). Desde a década de 70 esta região vem se desenvolvendo com a instalação de indústrias, intensificação do turismo, pesca e atividades ligadas ao setor de petróleo e gás. Localizam-se na região as usinas nucleares de Angra I, II e III, o Terminal Marítimo de Petróleo da Petrobrás (TEBIG) e vários estaleiros (*Bispo et al.*, 2013).

Mahiques (1987) subdividiu a porção submersa da Baía da Ilha Grande em três unidades fisiográficas distintas: porções oeste, leste, e denominou de “canal central” o canal estreito que separa as mesmas.

Os padrões sedimentares de fundo consistem em transições de areias siliciclásticas mais grossas, associadas a um ambiente de sedimentação de maior energia à leste, para tipos mais finos, associados a ambientes de sedimentação de menor energia a oeste, intercalados por tipos transitórios (*Ceccopieri et al.*, 2003). Na porção leste o contato de frações finas com as frações mais grossas se dão de forma abrupta, próximo à enseada de Abraão (*Mahiques*, 1987; *Dias et al.*, 1990; *Ceccopieri*, 2001).

Areias siliciclásticas finas ocorrem na parte central, na parte oeste da baía e também na transição entre as lamas do canal central e as areias grossas a muito grossas da parte leste. Sedimentos lito-bioclásticos e bioclásticos são encontrados apenas em pequenas áreas (*Dias & Medeiros*, 2005). *Mahiques* (1987) aponta para um predomínio de teores de carbonato entre 10 e 30%, podendo ser observados valores acima de 50% junto às ilhas e também em uma ampla área da plataforma continental. *Medeiros* (2005) verificou valores em geral inferiores a 10% de carbonato na porção oeste. Valores entre 10 e 50% foram encontrados pela autora espalhados na região central e a sudoeste da Ilha Grande.

Dias et al. (1990) constataram a ocorrência de areias grossas a médias, (sedimentos relíquia), na parte leste da baía, desde a parte externa da Baía de Sepetiba até o sul da Ilha Grande. As areias muito finas são mais amplamente distribuídas na baía. São areias subarcoseanas de coloração cinza, grãos subarredondados a subangulosos, bem polidos e com elevados teores de mineirais pesados que adentram pela parte

oeste da baía. Lamas compostas basicamente por mais de 50% de argila e silte, se estendem em direção oeste através de um contato gradativo com areias finas (*Mahiques, 1987*). Encontram-se principalmente nas áreas de pouca agitação como no canal central junto à Ilha Grande, interior da Baía da Ribeira e enseadas de Parati, Parati Mirim e Saco de Mamanguá (**Fig. 6.3.2**).

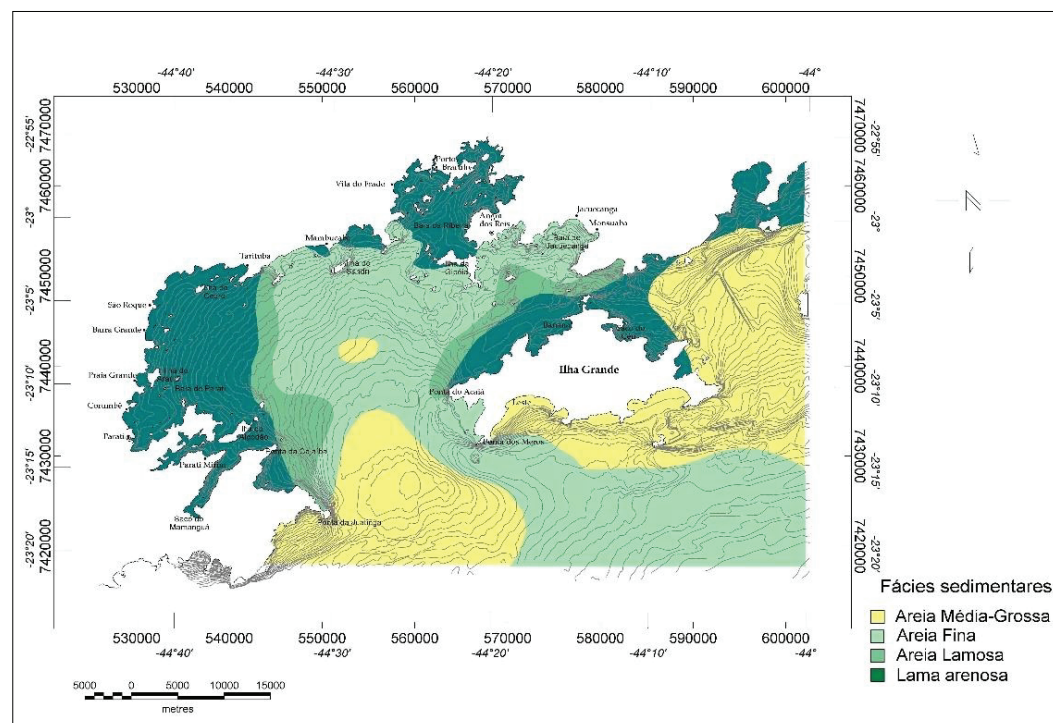


Figura 6.3.2 - Mapa de distribuição textural de sedimentos superficiais na Baía de Ilha Grande. Modificado de *Medeiros (2005)*.

Com relação à batimetria (**Fig. 6.3.3**), o Canal Central apresenta as maiores profundidades da baía (25 a 55m) e geomorfologia bastante heterogênea (*Mahiques, 1987*). *Ceccopieri et al. (2003)*, identificaram oito padrões sedimentares superficiais de fundo (ecofácies) na região centro-leste do Canal Central da Baía da Ilha Grande. Estes padrões ocorreram onde o relevo submarino é relativamente complexo. Segundo os autores, parece existir uma gradação na energia do escoamento das correntes de fundo e na ação de ondas, de leste para oeste (maior para menor), com reflexos na sedimentação do canal central. *Fontoura (2001)* observou feições típicas de erosão por correntes no eixo do Canal Central, onde o embasamento mostra-se praticamente aflorante e uma fina camada de lama presente, com aumento da espessura à medida que se afasta do eixo do Canal Central.

Na porção Oeste as menores profundidades são inferiores a 10m e as máximas, da ordem de 40m. Predominam sedimentos superficiais imaturos tanto textural quanto mineralogicamente. A porção oeste, até o extremo leste do canal central, é marcada por sedimentos areno-lamosos, existindo inclusive, locais com predomínio de areias finas localizadas principalmente na saída da Baía da Ribeira, desembocadura

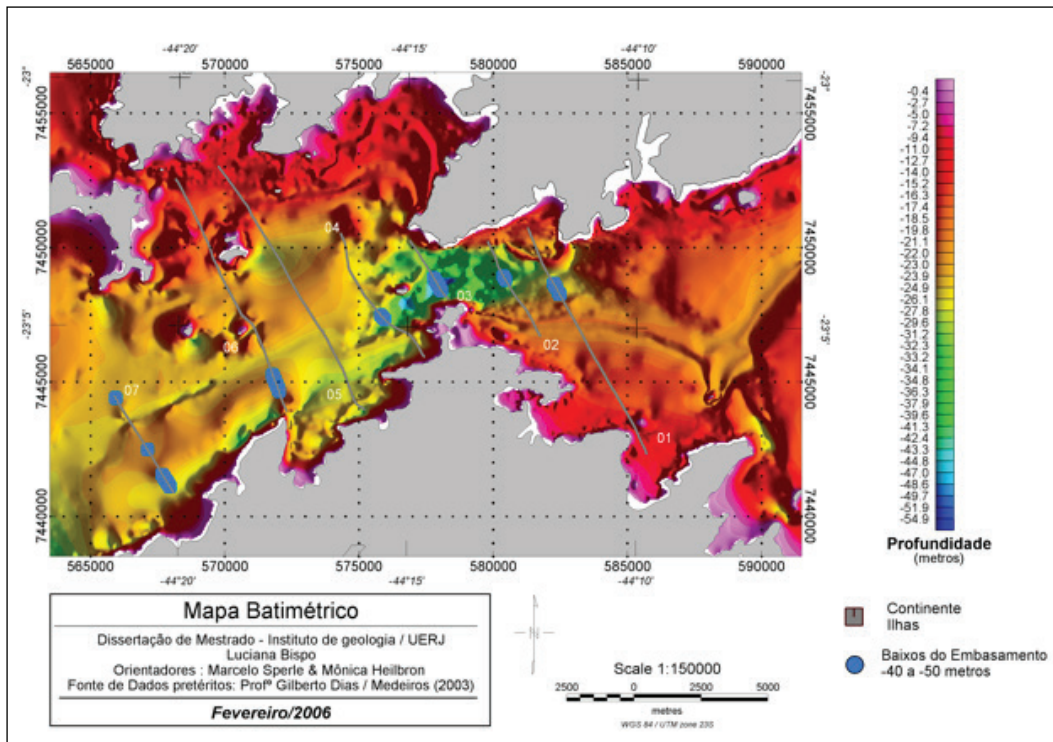


Figura 6.3.3 - Mapa batimétrico da porção insular da Baía da Ilha Grande (Bispo, 2006) com destaque para a associação entre paleo-canais e depressões do embasamento cristalino identificados na sísmica de alta-resolução.

do Rio Mambucaba e barra oeste, seguindo em direção à plataforma continental, apresentando grãos moderadamente selecionados à bem selecionados, margeada por sedimentos pobremente selecionados (Bispo, 2006; Medeiros e Dias, 2005).

Na porção Leste o relevo encontra-se mais aplainado com as menores profundidades da Baía da Ilha Grande variando entre 10 e 25m. Esta porção é ligada ao oceano por uma barra levemente assimétrica (Barra Leste), com profundidades em torno de 30m. Nesta porção os sedimentos são moderadamente selecionados com predominância de areia média e grossa, essencialmente quartzosas (litoclásticos) que se estendem da saída da Baía de Sepetiba até parte da plataforma média (Medeiros e Dias, 2005). A ausência de lamas nesta região pode estar associada à presença de fortes correntes que impediriam a deposição de sedimentos mais finos (Fontoura, 2001). Texturalmente são sedimentos imaturos com baixo índice de arredondamento e características superficiais de retrabalhamento incipiente. Estes sedimentos podem ser caracterizados como relíquias; possivelmente depositados durante o evento regressivo do Pleistoceno (Bispo, 2006; Mahiques, 1987).

De acordo com Ceccopieri (2001) a geomorfologia atual do fundo marinho é resultado da interação entre processos tectônicos, oceanográficos e sedimentares que vêm esculpindo feições modernas e retrabalhando as pretéritas, recobrando e erodindo estruturas submersas.

As feições submarinas, aliadas à presença de formas de fundo e à ação de forças hidrodinâmicas, podem contribuir para explicar a distribuição e a ocorrência das ecofácies. A regularidade do relevo submarino mostra, portanto, uma importante

relação com o tipo de ambiente de sedimentação na Baía da Ilha Grande (*Ceccopieri et al.* 2003).

Em relação a evolução sedimentar, a região central do canal central parece funcionar como uma região não propícia a deposição respondendo aos processos sedimentares da mesma forma desde estabilização do nível do mar na cota de -20m até o presente. Desta forma a sedimentação quaternária foi controlada principalmente pelo seu condicionamento tectônico-estrutural e por fluxos hidrodinâmicos junto ao fundo marinho. Além disso, observações a respeito da morfologia de determinados padrões geo-acústicos associados a morfoestrutura do embasamento e do relevo emerso levantam a hipótese da influência de eventos neotectônicos para a região de estudo (*Bispo*, 2006).

7. EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA

Os estudos sobre as variações relativas do nível médio do mar para o sudeste do Brasil estimam o nível de base da plataforma entre 110 e 130m abaixo do nível atual, quando a regressão marinha alcançou seu clímax, entre 20.000 e 18.000 anos atrás - expondo vastas áreas da plataforma ao redor de todo o mundo. No entanto, estas estimativas não são conclusivas por apresentarem lacunas de datação isotópicas, que não permitem estabelecimento de posições espaço temporais mais precisas (*Furtado*, 2013). Estes estudos, principalmente durante o Pleistoceno e Holoceno, estabeleceram diferentes curvas de variações do nível do mar (*Suguio & Martin*, 1976; *Kowsmann & Costa*, 1979; *Suguio et al.*, 1985; *Martin & Suguio*, 1989; *Angulo & Lessa*, 1997; *Martin et al.*, 2003; *Angulo et al.*, 2006) que não podem ser extrapoladas de uma forma geral para todas as regiões.

Quando o nível do mar se encontrava em torno de 130m abaixo do nível atual, quase toda a plataforma continental brasileira encontrava-se emersa, exceto sua borda na região Sul (*Kowsmann & Costa*, 1979). Na plataforma externa, desde o Rio Amazonas até Cabo Frio, expuseram-se subaereamente os calcários sendo a maior parte construções recifais. Eles vinham se desenvolvendo em ritmo quase contínuo desde o Terciário, e seus edifícios carbonáticos apresentavam-se localmente recortados por cursos fluviais, que atravessavam toda a plataforma. De Cabo Frio para o Sul, o limite externo da plataforma estava submerso. Sedimentos prográdantes, depositados durante a Regressão Wisconsiniana, eram retrabalhados em ambientes costeiros, e concentrados na borda da plataforma seus componentes mais grossos (biodetríticos).

Entre os cursos fluviais mais expressivos da plataforma nordeste/leste brasileira, próximos a atual linha de costa, encontravam-se expostas estreitas facies arenosas terrígenas, fruto da erosão de sedimentos do Grupo Barreiras em ambientes costeiros regressivos do winscosiano. A Transgressão Flandriana caracterizou-se pela ascensão relativamente rápida do nível do mar, sujeito a interrupções por períodos curtos de estabilização. Em termos de registro de ambientes sedimentares costeiros pretéritos, duas estabilizações ficaram bem demarcadas, há cerca de 13.000 anos AP (isobata de 110m) e 11.000 anos AP (isóbata de 60m) (*Kowsmann & Costa, 1979*).

No início dessa transgressão, os rios ainda estavam ligados aos seus canions. As plataformas nordeste e leste continuavam emersas (como no último período glacial). Com o afogamento da rede de drenagem, começaram a se formar regiões estuarinas (*Kowsmann & Costa, 1979*). Após 7.000 anos AP, a taxa de elevação do nível do mar decresceu consideravelmente, passando a oscilar próxima ao nível atual após 6.000 anos AP. Nos estágios primitivos do período de mar atual, com o mar a cerca de 20m abaixo do nível atual, implantavam-se em toda plataforma continental interna as feições morfológicas de primeira ordem e os ambientes de sedimentação, cujas migrações posteriores em direção ao continente resultariam na configuração da linha de costa hoje delineada. (*Kowsmann & Costa, 1979*).

7.1 Evidências de Paleoníveis de Mar na Plataforma Continental do Rio De Janeiro

Corrêa et al. (1980) com base em cartas batimétricas e registros sísmicos de 3,5kHz observou na plataforma continental do RJ a presença de 5 desníveis topográficos situados nas profundidades de 20 a 25m, 32 a 45m, 50m, 60 a 75m e 80 a 90m. Nota-se uma correlação desses níveis com os descritos por outros autores em várias partes do mundo. Estes desníveis estão relacionados, provavelmente, às antigas facies de cordões litorâneos formados quando o nível do mar estabilizou-se temporariamente durante a última transgressão. Os sedimentos que recobrem estes níveis são compostos praticamente de areias e biodetrítitos.

Alguns desses níveis topográficos apresentam-se bem preservados enquanto outros não; devido à rapidez do reinício do processo transgressivo (*Sanders & Kumar, 1975*). Se a transgressão se desenvolver rapidamente, observa-se uma escarpa preservada, havendo somente um truncamento e um aplainamento da crista do cordão. Se a transgressão for lenta, ocorrerá um recuo ou a destruição total ou parcial do cordão.

O primeiro caso adaptasse aos níveis topográficos de 60-75m e 80-90m, que se apresentam bem preservados na maioria dos perfis. O segundo caso aplicasse aos níveis topográficos de 20-25m, 32-45m e 50m, os quais se apresentam menos desenvolvi-

dos, revelando uma destruição parcial ou em alguns casos até mesmo total. Alguns dos níveis não são visíveis em todos os perfis, concluindo que nestas áreas devido a topografia a transgressão tenha ocasionado uma destruição total destes níveis.

Lineamentos recifais de arenitos de praia (*beach rock*) indicativos de antigas posições do nível do mar são comuns na plataforma continental, em todos os níveis batimétricos (Costa et al., 1988; Ponzi et al., 1990; Leite Mansur et al., 2011; Scott Harris et al., 2013). A origem destas feições ainda é motivo de discussão. De modo geral são interpretados como tendo sido formados durante a última transgressão marinha; sendo considerados remanescentes erosivos de antigas posições da linha de praia.

Uma das feições mais evidentes e contínuas na plataforma do Rio de Janeiro é o lineamento que acompanha aproximadamente a isobata de 110m. Della Giustina (2006), através de batimetria multifeixe (*multibeam*), denominou de *Facies boudstone ridges* (FBR) os lineamentos recifais encontrados nas profundidades de 70m, 85m, 100m, 110m, 170m e 230m. Estes lineamentos (Fig. 7.1.1) foram relacionados pelo autor à escarpas erosivas da linha de praia ou a formações de arenitos de praia (*beach rocks*), formados nas estabilizações do nível do mar durante o evento transgressivo holocênico. Dias et al., (1982), a partir de registros sísmicos e sonográficos, também relacionaram o lineamento de -110m a formações de arenitos de praia.

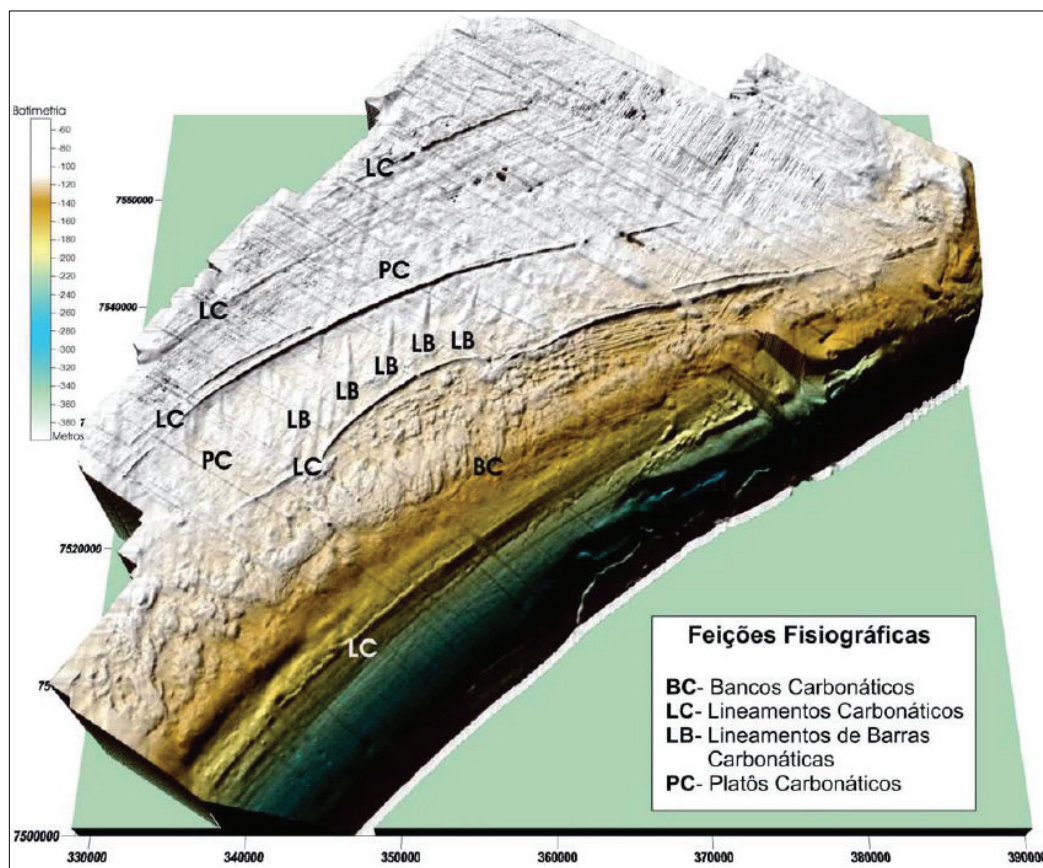


Figura 7.1.1 - Perspectiva do fundo marinho com feições fisiográficas dos carbonatos da plataforma média e externa da área de estudo (seção da Bacia de Campos).

1- Bancos carbonáticos (BC).

2- Lineamentos carbonáticos com direção próxima ou paralela à linha de costa atual (LC).

3- Lineamentos em forma de barras, de direção oblíqua em relação à linha de costa atual (LB).

4- Platôs, caracterizados pelo relevo mais suave (PC).

Figura de Della Giustina (2006).

Reis et al., (2013) relacionaram o lineamento de -110m a uma escarpa batimétrica *bathymetric step*. Esse lineamento mapeado em perfis sísmicos na plataforma entre Cabo Frio-RJ e São Sebastião- SP, foi interpretado como sendo feições remanescentes de prismas de regressão forçada (*erosional remnant of offlapping detached forced-regressive wedges*).

No entanto, a descoberta de um afloramento contínuo de arenito de praia (Fig. 7.1.2) por Mendoza et al. (2014), com ~10km de extensão, orientado quase perpendicularmente a costa, a -110m de profundidade, mostra que o lineamento também ocorre a NE de Cabo Frio; sendo então uma feição contínua ao longo de toda a plataforma do Rio de Janeiro. Devido à sua continuidade e orientação, paralela ao litoral, além de suas características de relevo tabular, o lineamento de -110m deve, portanto, estar relacionado a afloramentos de arenito de praia - representando assim o contorno do litoral no início da transgressão holocênica.

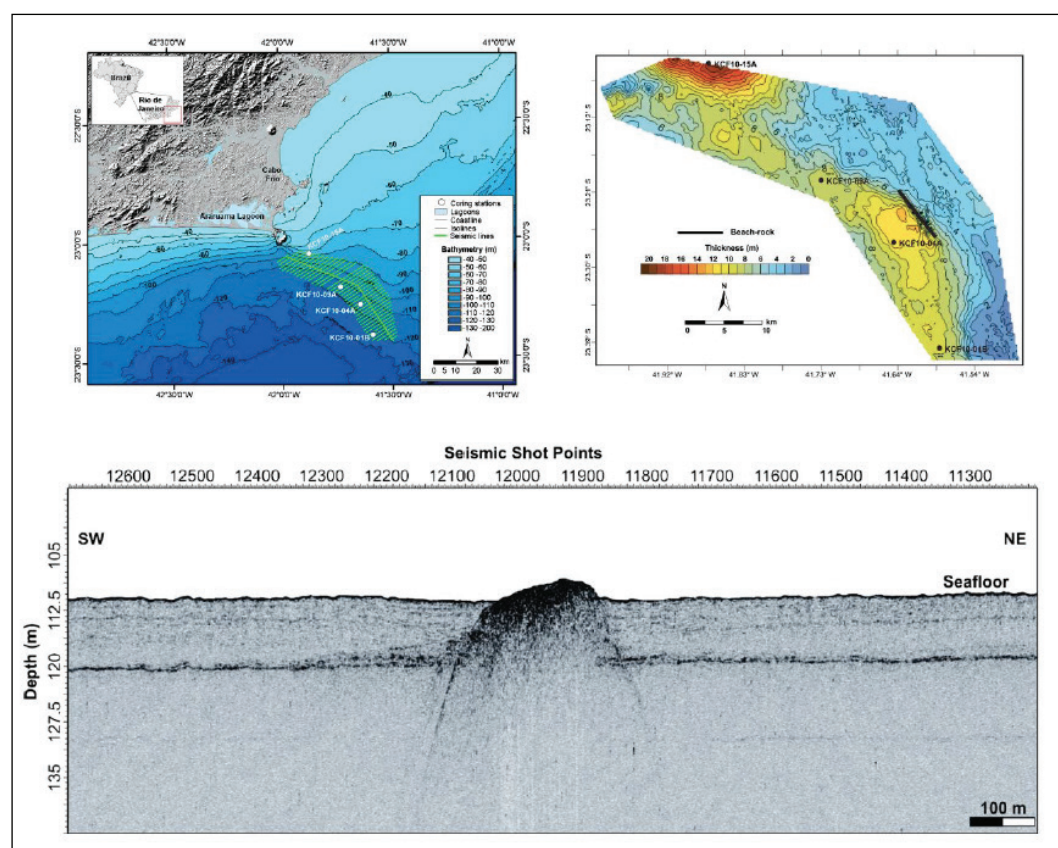


Figura 7.1.2 - Mapa de localização das linhas sísmicas do Projeto Ressurgência (à esquerda) e de localização do extenso arenito de praia (*beach rock*) (à direita), identificado nos perfis sísmicos de alta-resolução (abaixo). Figuras de Mendoza et al. (2014).

Os estudos sismo-estratigráficos de Maia et al. (2010), com base na análise de dados sísmicos de *sparker* das Operações GEOMAR, permitiu a elaboração de um primeiro arcabouço estratigráfico da seção rasa (~300msec) da plataforma continental do Rio de Janeiro ao norte da Bacia de Santos.

Dois conjuntos de sequências sísmicas foram interpretados como sequências deposicionais induzidas por oscilações glacio-eustáticas (Fig. 7.1.3). O Conjunto I (SqA-

-SqC), composto por sequências predominantemente sigmoidais, reflete condições de geração de espaço de acomodação sedimentar capaz de preservar seus componentes agradacionais-progradacionais; o Conjunto II (Sq1-Sq5), composto principalmente por prismas de regressão forçada, indica diminuição relativa de espaço de acomodação. Dados cronoestratigráficos de poços permitiram posicionar a seção sísmica investigada na janela plio-quadernária: à maior parte do Conjunto I (SqA e parte inferior da SqB) foi atribuída uma idade Plioceno (indiferenciado); à seção estratigráfica que se estende da porção superior da SqC até o Conjunto II foi atribuída idade quadernária.

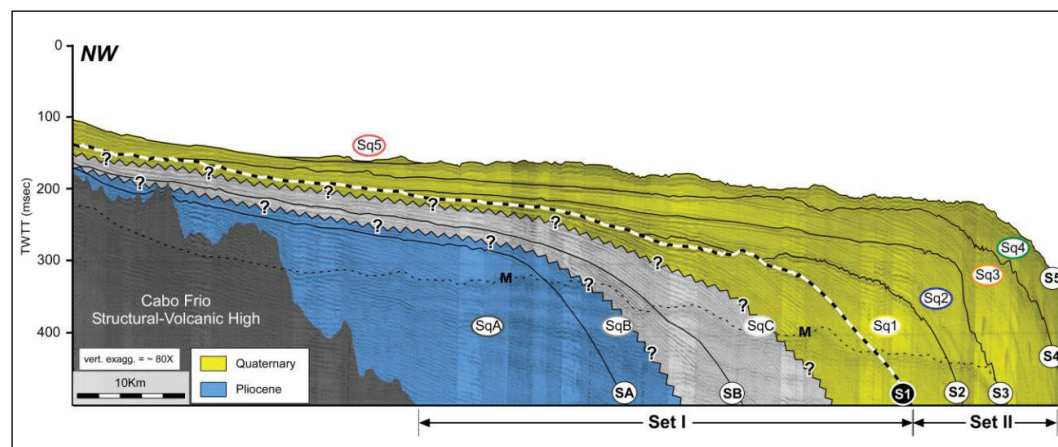


Figura 7.1.3 - Seção sísmica monocanal cruzando a porção leste da plataforma continental do Rio de Janeiro, mostrando as diferentes sequências sísmo-estratigráficas (Maia et al., 2010).

A correlação entre a base de dados e curvas globais de variações isotópicas permitiu sugerir que as sequências Sq1-Sq4 registram sequências regressivas de quarta ordem (ciclos glacio-eustáticos de cerca de 100-120ka) durante os últimos 440-500ka. A sequência Sq5 representaria a deposição holocênica, constituída por depósitos transgressivos e de sistemas de mar alto.

Já na Bacia de Campos, os estudos de Bernardo (2012) e Marangoni et al. (2013) – com base na análise de dados de sísmica monocanal de boomer adquiridos na plataforma continental rasa entre Macaé e Cabo de São Tomé - possibilitou o reconhecimento de uma sucessão sedimentar preservada entre ~30-40m abaixo do fundo submarino, sísmicamente interpretada como ambientes fluviais, fluvios-estuarinos e marinhos rasos. As unidades sísmicas mapeadas (Fig. 7.1.4) foram interpretadas como sequências deposicionais induzidas por oscilações glacioeustáticas (Sq1, Sq2, Sq3, Sq4 e Sq5).

A correlação entre os dados sísmicos com dados cronoestratigráficos possibilitaram posicionar o registro estratigráfico mapeado na janela quadernária, atribuindo ~450ka para a deposição das cinco sequências sísmicas encontradas. Desse modo, as quatro superfícies limitantes principais (S0, S1, S2 e S4) que intercalam as sequências citadas foram reconhecidas pelo aspecto erosivo no período de máxima

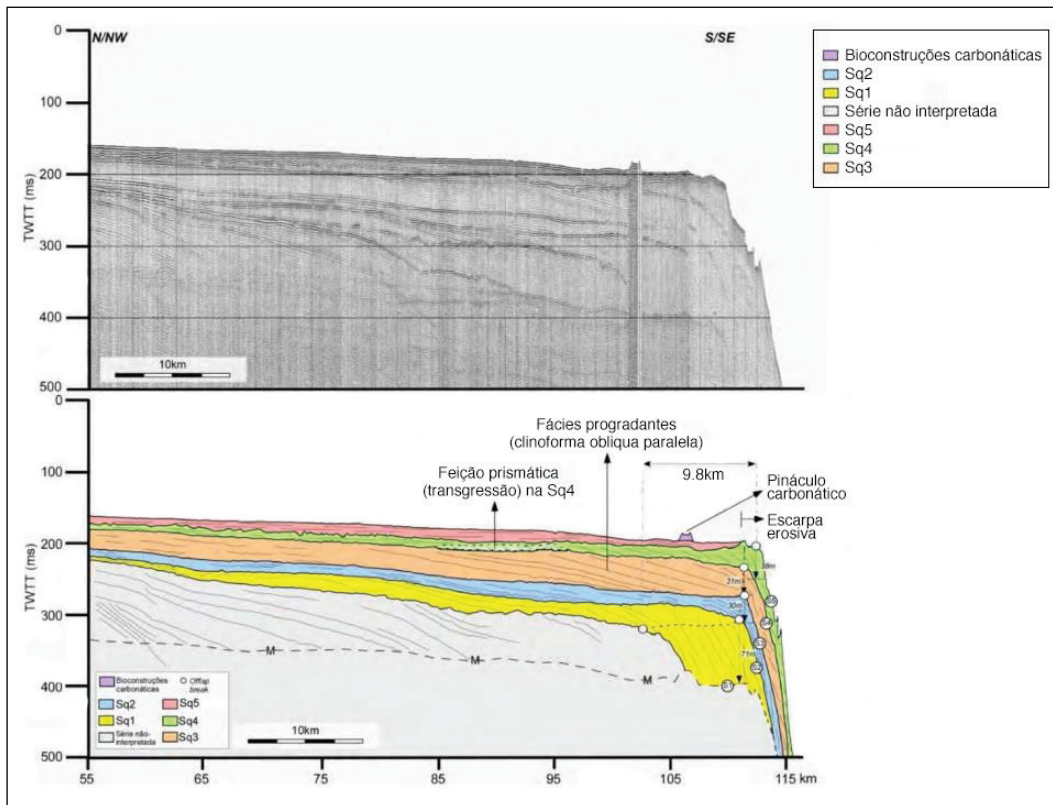


Figura 7.1.4 - Perfil sísmico interpretado propondo uma ciclicidade deposicional de quarta ordem (100-120 ka de duração) para as sequências sedimentares da plataforma da Bacia de Campos (Marangoni et al., 2013).

exposição subaérea da plataforma continental que ocorre durante o máximo glacial, sendo posteriormente retrabalhadas (erodidas) durante o período de subida relativa do nível do mar (superfícies de regressão máxima). A correlação entre as curvas globais de variações eustáticas, baseadas em variações isotópicas de O, possibilitou inferir que as primeiras sequências (Sq1, Sq2, Sq3, Sq4 e Sq5) refletem a deposição durante ciclos glacioeustáticos de ~100-120ka, e a registra a sequência em formação referente ao Pleistoceno Superior-Holoceno.

De modo geral, pode-se sintetizar as variações eustáticas do nível médio do mar durante o Holoceno (Fig. 7.1.5), para a plataforma continental leste brasileira, inclusive do Rio de Janeiro, com base nas curvas de variação mostradas por Angulo et al. (2006).

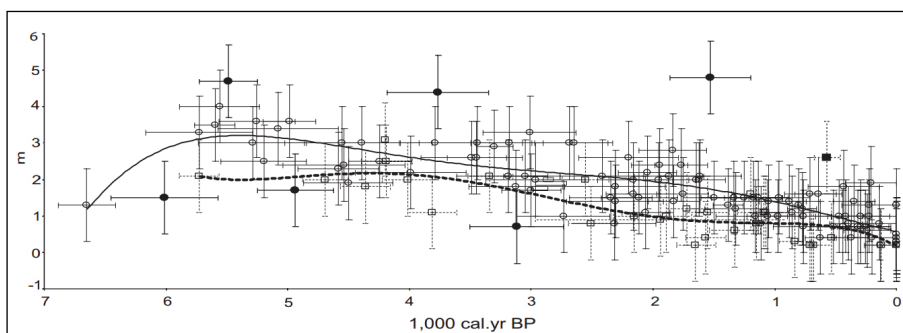


Figura 7.1.5 - Gráfico de dispersão dos dados de vermetídios (círculos e quadrados) e suas margens de erro, obtidos por diversos autores, mostrando as variações relativas do nível médio do mar para a costa leste brasileira durante o Holoceno. As linhas contínua e tracejada mostram o ajuste de um polinômio de quinta ordem, respectivamente aos dados a norte e a sul de Santa Catarina, revelando a tendência distinta de variação do nível do mar entre estes setores da costa brasileira.

8. RECURSOS MINERAIS SUPERFICIAIS

A margem continental brasileira possui áreas prospectáveis para uma série de recursos minerais importantes, além de petróleo e gás. Com o esgotamento e restrições ambientais das reservas emersas, são cada vez mais desenvolvidas tecnologias de pesquisa e exploração adequadas aos ambientes submarinos.

No entanto, os recursos minerais rasos da plataforma continental brasileira, e em particular do estado do Rio de Janeiro, são ainda pouco conhecidos em escala de detalhe e mesmo semi-detalhe. De forma geral, grande parte do conhecimento sobre estes recursos foram descritos inicialmente por *Amaral* (1979) e *Palma* (1979), no âmbito do Projeto REMAC.

A partir da década de 2000, o atual Serviço Geológico do Brasil (antiga CPRM) vem tentando desenvolver, com o apoio do PGGM, o Projeto REMPLAC (Programa de Reconhecimento dos Recursos Minerais da Plataforma Continental Brasileira), cujo principal objetivo é identificar e estudar sítios potenciais para a ocorrência de recursos minerais, visando delimitação de possíveis jazidas.

Nesse âmbito, na plataforma continental do Rio de Janeiro encontram-se alguns registros de jazidas de minerais pesados, depósitos carbonáticos, e areias utilizadas na indústria e na regeneração de praias (*Cavalcanti*, 2011), conforme descritos a seguir.

8.1. Minerais Pesados

As oscilações do nível do mar no Quaternário, ora expondo grandes áreas da plataforma continental, ora afogando porções das planícies costeiras; aliadas ao soerguimento do litoral, propiciaram condições ótimas para o retrabalhamento dos sedimentos do Grupo Barreiras pelos agentes oceânicos (ondas e correntes ao longo da costa). Em razão destes eventos, os depósitos aluviais e coluviais, que contém importantes concentrações de minerais pesados, são afogados e permanecem preservados na plataforma continental (*Silva*, 2000), onde são retrabalhados, promovendo a reconcentração dos minerais mais densos, como a ilmenita, zircão, cassiterita, ouro, diamantes, rutilo e monazita (**Figura 8.1.1**).

Dessa forma, os minerais pesados encontram-se concentrados nas praias e cordões arenosos litorâneos e também dando origem aos placeres atualmente elevados, muitas vezes adjacentes a linhas de falésias “fósseis” que marcam o limite interno das planícies costeiras quaternárias (*Silva*, 2000).

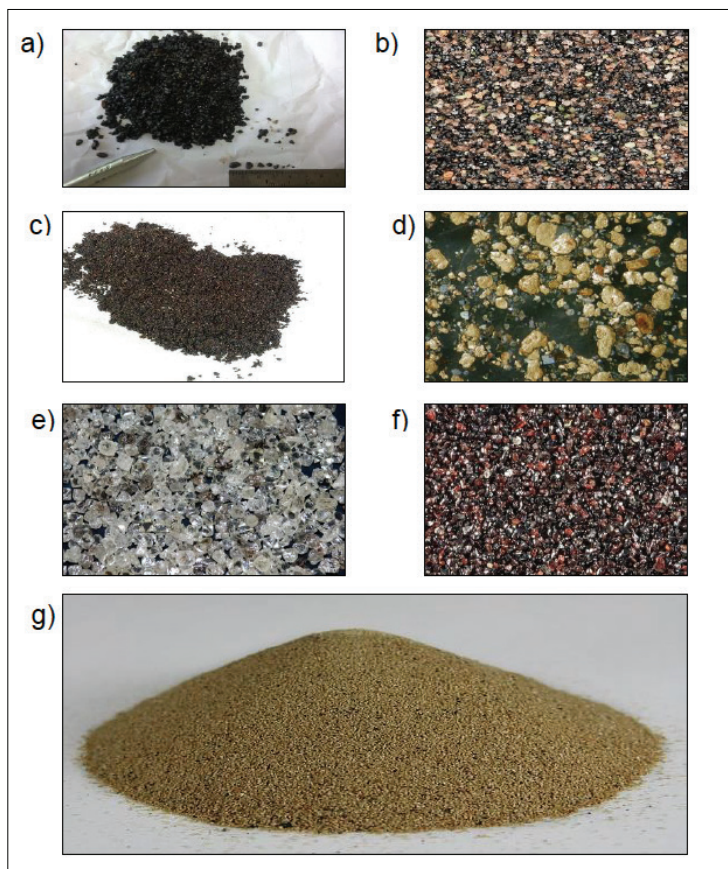


Figura 8.1.1 - Principais minerais pesados que com potencial de formar *placers* na plataforma continental: a) ilmenita, b) zircão, c) cassiterita, d) ouro, e) diamantes, f) rutilo e g) monazita.

A rigor, os depósitos de minerais pesados (ilmenita, rutilo, monazita e zircão) emersos e submersos, estão presentes ao longo de quase toda a zona costeira brasileira, desde o Pará até o Rio Grande do Sul (*Cavalcanti, 2011*). Porém, as principais áreas de exploração de minerais pesados ocorrem em *placers* associados a terraços marinhos elevados situados acima, ou adjacentes às falésias do Grupo Barreiras, principalmente no litoral sul da Bahia, Espírito Santo e norte do estado do Rio de Janeiro (*Silva, 2000*).

Ao longo do Delta do Paraíba do Sul, por exemplo, foram detectados teores de até 5,2% de minerais pesados na amostra total, composto de areias ilmeníticas, com zirconita, rutilo e monazita como constituintes secundários. Os teores mais elevados concentram-se na plataforma interna a média, e a área parece que se alarga em direção à borda da plataforma. Na região de Itabapoana as concentrações de minerais pesados podem ultrapassar o teor de 1% em trechos ao largo da desembocadura de rios e em trechos esparsos (*Palma, 1979*).

A exploração destes recursos minerais foi exercida pela Nuclemon (Nuclebrás Monazita S.A.) na década de 70, sendo posteriormente sucedida pelas Indústrias Nucleares Brasileiras (INB), cuja base operacional situa-se na localidade de Buena, no litoral norte do estado do Rio de Janeiro. A produção reportada pela INB era de 20 mil toneladas/ano de ilmenita, 720 toneladas/ano de rutilo, 9 mil toneladas/ano de zircão e mil toneladas/ano de monazita.

Na década de 70, foram executados através de convênio CNEN/CPRM os projetos Cumuruxatiba, no litoral da Bahia, e Buena, no litoral norte do Estado do Rio de Janeiro, englobando a plataforma continental adjacente. No Projeto Buena foram calculadas reservas em torno de 758.000 toneladas de ilmenita, 47.000 toneladas de monazita e 365.000 toneladas de zirconita/rutilo (*Santana, 1999 in Cavalcanti, 2011*).

Atualmente a principal empresa que explora estes recursos no Brasil é a INB (Indústrias Nucleares do Brasil S.A.). No entanto, apesar dessas ocorrências, em nossa plataforma continental, ainda não foram confirmados depósitos de minerais pesados de relevante interesse econômico (*Silva, 2000*).

8.2. Depósitos Carbonáticos

De acordo com *Dias (2000)*, as áreas explotáveis de algas calcárias na plataforma continental são limitadas em função da profundidade e dos teores de mistura com areias quartzosas. De modo geral, no Brasil, as ocorrências mais contínuas encontram-se numa região compreendida entre a plataforma média e a externa, muitas vezes em profundidades maiores que 50m, impedindo a exploração por métodos tradicionais de dragagem que atingem geralmente a profundidade máxima de 30m.

Ao nível de detalhe observa-se grande variação dos tipos morfológicos das algas calcárias em função da profundidade de ocorrência e dos setores geográficos ao longo da plataforma continental brasileira. Um exemplo disto é a existência de amplos depósitos de algas do gênero *halimeda* no Nordeste e a inexistência destes depósitos na região SE.

Na plataforma do Rio de Janeiro, os depósitos de algas calcárias ocorrem na plataforma média-externa e longe da influência do sistema deltaico pretérito do Rio Paraíba do Sul. Apenas ao norte, em direção ao Espírito Santo, areias e cascalhos de algas, com rodolitos passam a ser dominantes na plataforma interna a média e passíveis de constituírem potenciais jazidas. Em expedições do Programa REVIZEE, as dragagens biológicas revelaram, próximo à borda da plataforma na região SE, amplas áreas constituídas por algas coralinas em crostas superpostas, de espessuras variadas (milimétricas a centimétricas) dependendo da área de ocorrência. Ao largo do Cabo de São Tomé (RJ) estas crostas podem estar intercaladas com lamas terrígenas litoclásticas (*Dias, 2000*).

8.3. Areias Quartzosas

Areias siliciclásticas (quartzosas) presentes na plataforma continental excedem em volume e potencial o valor de qualquer outro recurso não vivo, exceto óleo e gás.

Por serem commodities de baixo custo é importante que o material seja minerado em local próximo ao mercado consumidor. A plataforma continental brasileira, em especial nas regiões sul, sudeste e norte-nordeste apresenta grande potencial econômico ligado a depósitos de areias e cascalhos siliciclásticos (Corrêa, 2010).

Além das melhores condições de disponibilidade, as areias quartzosas marinhas possuem outra vantagem em relação às reservas continentais. O percentual de quartzo das reservas marinhas é cerca de 99%, enquanto o percentual em arenitos e quartzitos continentais é em média de 60 a 70%. Essa diferença ocorre em função das impurezas pela presença de óxidos de ferro, argilas e outros minerais.

As areias quartzo-feldspáticas são bens minerais consumidos em larga escala, na construção civil. Amaral (1979) e Palma (1979), descrevem a ocorrência de depósitos de areia quartzo-feldspática (sedimento constituído por mais de 75% de quartzo e feldspato) do Cabo de São Tomé até o sul de Macaé em uma larga faixa arenosa, englobando duas ocorrências sub-orto-quartzíticas. Já do oeste-sudoeste de Cabo Frio, até quase o norte de Ubatuba, há outra faixa, desta vez sem ocorrência sub-orto-quartzítica.

O uso de métodos geofísicos acústicos (ecobatimetria, sonografia e sísmica rasa) é fundamental para o mapeamento e cubagem desses depósitos. Na plataforma continental do Rio de Janeiro as pesquisas de Medeiros (2010 e 2013), Medeiros & Sperle (2013) e Medeiros et al. (2014), são bons exemplos do uso destas tecnologias na busca por recursos minerais marinhos (Figura 8.3.1).

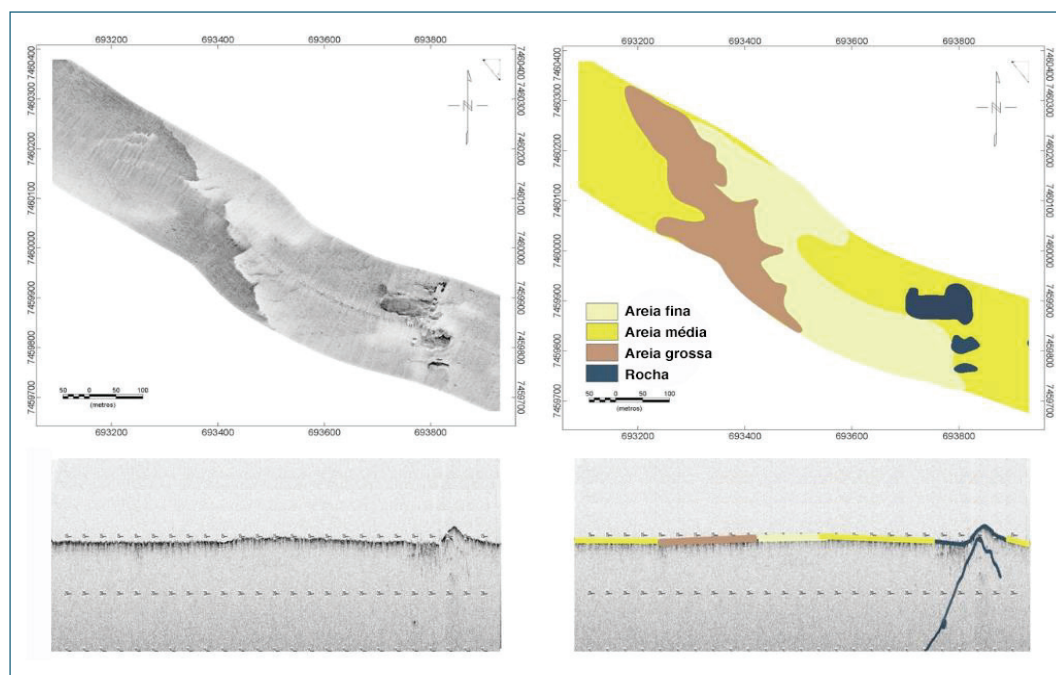


Figura 8.3.1 - Exemplo do uso de métodos geofísicos acústicos no mapeamento e cubagem de areias quartzosas na plataforma continental do Rio de Janeiro (Medeiros, 2013).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBUQUERQUE, A.L.S.; BELÉM, A.L.; PORTILHO-RAMOS, R.C.; MENDOZA, U.; BARBOSA, C.F. 2012. Projeto Ressurgência: processos geoquímicos e oceanográficos no limite entre as bacias de Campos e Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, nov.2012. v. 20, n. 1/2, p. 193-210.
- ALMEIDA, A.G.; KOWSMANN, R.O. 2015. Geomorfologia do talude continental e do Platô de São Paulo. In: KOWSMANN, R.O. (Ed). *Caracterização ambiental regional da Bacia de Campos, Atlântico Sudoeste*. Geologia e Geomorfologia. 152p.
- ALMEIDA, J.C.H; HEILBRON, M.C.PL.; SCHMITT, R.S.; VALERIANO, C.M.; RUBIM, I.N.; MOHRIAK, W.U.; MACHADO Jr.,D.L.; TETZNER, W. 2013. Guia de campo na área continental do Alto de Cabo Frio. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 21, n. 2, p. 325-355, maio/nov. 2013.
- ALVES, E.C. 1982. Geomorfologia, estrutura e sedimentação da região entre Vitória e Rio de Janeiro. Relatório CNPq.
- ALVES, E.C.; PONZI, V.R.A. 1984. Características morfológico-sedimentares da plataforma continental e talude superior da margem continental sudeste do Brasil. In: XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Rio de Janeiro. 1984. Anais. 1629-1642pg.
- AMARAL, C.A.B., 1979. Recursos minerais da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. Projeto REMAC, vol. 10, Petrobras, Rio de Janeiro: 112p.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C. 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, 1997. v. 140, n. 1, p. 141-166.
- ANGULO, R.F.; LESSA, G.C.; SOUZA, M.C. 2006. A critical review of mid to late Holocene sea level fluctuations on the eastern brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 2006. vol. 25. p. 486-506. ANP. 2016.
- ARTUSI, L.; FIGUEIREDO, A. G. 2007. Sismografia rasa da plataforma continental de Cabo Frio - Araruama - RJ. *Revista Brasileira de Geofísica*. 2007. v. 25. n. 1, p. 7-16.
- BERNARDO G.A. 2012. Estratigrafia sísmica dos sistemas de plataforma rasa entre Macaé e cabo de São Tomé-RJ. 2012. 125p. Dissertação. (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha). Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2012.
- BISPO, L. 2006. Mapeamento em subsuperfície da região do canal central da Baía da Ilha Grande com base em dados de sísmica rasa de alta resolução. Dissertação (Mestrado em Ciências). 119p. UERJ, Rio de Janeiro, 2006.
- BISPO, L. SPERLE, M., HEILBRON, M. 2013. Relações entre a sedimentação quaternária, o condicionamento tectônico e as variações relativas do nível médio do mar no canal central da baía da Ilha Grande, Rio de Janeiro, RJ. cap.13. In: *Interações Homem - Meio nas zonas costeiras Brasil/Portugal*. RODRIGUES. M.A.C; PEREIRA, S. D.; BERGAMASCHI, S. (Ed.) - Rio de Janeiro: Corbã, 2013. 296p.
- BORGES, H.V.; FIGUEIREDO, A.G.; BEISL, C.H. 1989. Baía de Sepetiba - Evolução Geomorfológica nos últimos 100 anos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro. 1989. *Boletim de Resumos*, p. 59-60.
- BREHME, I. 1984. Vales submarinos entre o Banco de Abrolhos e Cabo Frio. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1984.
- CAINELLI, C.; MORIAK, W.U. 1998. Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. In: AAPG, INTERNATIONAL CONFERENCE & EXHIBITION SHORT COURSE - Brazilian Geology, Part II, Rio de Janeiro. 67p.
- CAMPOS, E.; VELHOTE, D.; SILVEIRA, I.C. 2000. Shelf-break upwelling driven by 752 Brazil Current cyclonic meanders. *Geophysical Research Letters*. v. 27, p. 751-754. 2000.
- CARNEVALE, M.; SPERLE, M. ; LOPES, I. T. P. 2007. Sismo-estratigrafia do Holoceno na porção noroeste da Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brasil. In: *Proceedings of the 10th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, Rio de Janeiro. v. 3.

- CATANZARO, L.F. 2012. Distribuição de sedimentos e características de ecocarater (7,0kHz) na baía de Guanabara, RJ-Brasil. Dissertação. (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha). Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2012. 58p.
- CAVALCANTI, V. M. M. 2011. Plataforma Continental: A Última Fronteira da Mineração Brasileira – Brasília: DNPM, 2011. 104p.
- CECCOPIERI, W. 2001. Estudos integrados do fundo marinho da Baía da Ilha Grande, RJ. Dissertação. (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha). Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2001. 84p.
- CECCOPIERI, W.; DIAS, G. T. M.; DIAS, M. S. 2003. O fundo marinho da baía da Ilha Grande, RJ: o relevo submarino e a sedimentação no canal central. *Revista Brasileira de Geofísica*. 2003. São Paulo. v. 20, n. 1, p. 5-15.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O. 1984. Subsidência térmica e espessura crustal na Bacia de Santos. In: 33 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, 2: 1602-1614.
- CHANG, H.K., KOWSMANN, R.O., FIGUEIREDO, A.M.F, BENDER, A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil rift system: an overview. *Tectonophysics*. 1992. 213(1/2): p. 97-138.
- CORDANI, U.G., NEVES, B.B.B., FUCK, R.A., PORTO, R., THOMAZ FILHO, A., CUNHA, A.F. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. In: PETROBRAS, Série Ciência Técnica Petróleo: Exploração de Petróleo. Rio de Janeiro, 15-70.
- CORRÊA, I.C.S.; PONZI, V.R.A.; TRINDADE, L.A. F. 1980. Níveis marinhos quaternários da Plataforma Continental do Rio de Janeiro. In: XXXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA v.1, p. 578-587.
- CORRÊA, I.C.S. 2010. Mapeamento de Recursos Minerais na Plataforma Continental e Área Oceânica Internacional. 62A REUNIÃO ANUAL DA SBPC. Anais. Natal,RN. Julho-2010.
- COSTA, M.P.A., ALVES, E.C., PACHECO, P.G.; MAIA, A.S. 1988. Prováveis estabilizações do nível do mar holocênico em trechos da plataforma continental entre o norte de São Paulo e sul do Rio de Janeiro, constatadas através de morfologia de detalhe. In: XXXV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Belem, PA. v.2. 436-450pg.
- DELLA GIUSTINA, I.D. 2006. Sedimentação carbonática de algas vermelhas coralíneas da plataforma continental da Bacia de Campos: Um modelo carbonático análogo para o Terciário. Dissertação. (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006. 134p.
- DIAS, G.T.M. 1996. Classificação de sedimentos marinhos. Proposta de representação em cartas sedimentológicas. In: XXXIX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. ANAIS. V. 3.
- DIAS, G.T.M. 2000. Granulados bioclásticos. Algas calcáreas. *Brazilian Journal of Geophysics*, vol. 18(3).
- DIAS, G.T.M.; GORINI, C.A. 1980. Baixada campista – Estudo morfológico dos ambientes litorâneos. In: XXXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Anais. Balneário Camboriú-SC. 1980. V.1. p 588-602.
- DIAS, G.T.M.; PALMA, J.J.C.; PONZI, V.R.A. 1982. Matéria orgânica no Quaternário da margem continental entre Rio de Janeiro e Guarapari. LAGEMAR/PETROBRAS/CENPES, Rio de Janeiro, Brazil, 1982.
- DIAS, G.T.M.; KJERVE, B. 2009. Barrier and beach ridges systems of the Rio de Janeiro coast. In: *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. (Eds.). Springer. 2009. 390p.
- DIAS, G.T.M.; PEREIRA, M.A.; DIAS, I.M. 1990. Mapa geológico geomorfológico da Baía da Ilha Grande e zona costeira adjacente, escala 1:80.000. Texto explicativo. Laboratório de Geologia Marinha. Publicação interna. LAGEMAR/UFF.
- DIAS, G.T.M.; GORINI, C.; GALLEA, C.G.; ESPINDOLA, C.R.S.; MELLO, S.M.; DELLAPIAZZA, H.; CASTRO, J.R.J.C. 1982. Bancos de arenito de praia (*beach rocks*) submersos na plataforma con-

tinental SE brasileira. In: XXXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Anais. Salvador, Bahia, 1982. V.4. p.1540-1546.

DIAS, G.T.M.; MEDEIROS, M. F. 2005. Proposta de metodologia para a elaboração de cartas sedimentológicas. In: X CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO. 2005. Guarapari. Anais. Guarapari: ABEQUA.

Acessado em 25/06/2015. http://www.abequa.org.br/trabalhos/0240_dias_medediros_csedimento.pdf

DIAS, G.T.M. 2010. Evolução da Paisagem. In: Rainha dos Anjos, Mistério na Baía de Guanabara.

JAVIER, G.; CURTIS, E.B.; OLIVEIRA, C.R.; DIAS, G.T.M. (Eds.). Rio de Janeiro, 2010. 200p.

DOMINGUEZ, J.M.L.; DA SILVA, R.P.; NUNES, A.S.; FREIRE, A.F.M. 2013. The narrow, shallow, low-accommodation shelf of central Brazil: sedimentology, evolution, and human uses. *Geomorphology*. V.203. p 46-59. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.07.004>

DONNICI, S.; Barbero, R. ; BONARDI, M. ; SPERLE, M. 2012. Benthic foraminifera as proxies of pollution: The case of Guanabara Bay (Brazil). *Marine Pollution Bulletin.*, v. 64, p. 2015-2028.

DUARTE, C.S.L., VIANA, A.R. 2007. Santos drift system: stratigraphic organization and implications for late Cenozoic palaeocirculation in the Santos Basin, SW Atlantic Ocean. In: Economic and palaeoceanographic significance of contourite deposits. VIANA, A.R., REBESCO, M. (Eds.). Geological Society of London. Special Publications. p.171-198.

FABRI, J.B. 2011. Padrões geoacústicos de fundo e sub-fundo na Baía de Sepetiba: implicações no conhecimento da geologia do Holoceno. Dissertação. (Mestrado em Oceanografia). Instituto de Geociências. UERJ, 2011. 119p.

FAUREGES, J.C.; MEZERAIS, M.L; STOW, D.A.V. 1993. Contourite drift types and their distribution in South Atlantic ocean basins. *Sedimentary Geology*. V.82. 1-4, P 189-203.

FIGUEIREDO, A.G Jr.; PACHECO, C.E.P.; VASCONCELOS, S.C.; SILVA, F.T. 2015. Geomorfologia e sedimentologia da plataforma continental. In: KOWSMANN, R.O. (Ed). Caracterização ambiental regional da Bacia de Campos, Atlântico Sudoeste. *Geologia e Geomorfologia*. 152p.

FLEMING, F. P.; MAIA, R. M. C.; REIS, A. T.; ALVES, E. C.; GORINI, C.; SILVA, C. G.; GUERRA, J. V. 2009. Variability and evolution of shallow continental shelf systems off Rio de Janeiro State, Santos Basin – Brazil. *Journal of Coastal Research*, v. 1, Special Issue 56, p. 617-621.

FONTOURA, C. 2001. Caracterização da espessura sedimentar no Canal Central da Baía da Ilha Grande com base na sísmica rasa 7,0kHz. Dissertação. (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha). Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2001. 108p.

GAMBOA, L.A.P. 1981. Marine geology of brazilian continental margin and adjacent oceanic basin between the latitudes 23S and 37S. PhD Thesis. Columbia University. 200p.

GARZOLI, S.L.; MATANO, R. 2011. The South Atlantic and the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Deep-Sea Research II*, 58, p.1837–1847.

GUARDADO, L.R., GAMBOA, L.A.P., LUCCHESI, C.F. 1989. Petroleum geology of Campos Basin, Brazil: a model for producing Atlantic type basin. In: *Divergent/Passive Margins Basins*. EDWARDS, J.D., SANTAGROSSI, P.A. (Eds.). AAPG Memoir. 48p. 3-36.

KJERFVE, B., RIBEIRO, C.H.A., DIAS, G.T.M., FILIPPO, A.M.; QUARESMA, V.S. 1997. Oceanographic characteristics of an impacted coastal bay: Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brazil. *Continental Shelf Research*, 17(13). p.1609-1643.

KOWSMANN, R.O.; COSTA, M.P.A.; VICALVI, M.A.; COUTINHO, M.G.M.; GAMBÔA, L.A.P. 1977. Modelo da sedimentação holocênica na plataforma continental sul brasileira. In: Projeto REMAC - Evolução sedimentar holocênica da plataforma continental e do talude do Sul do Brasil. Rio de Janeiro, PETROBRAS/ CENPES/DINTEP. Série Projeto REMAC, 2: 7-26.

KOWSMANN, R.O.; COSTA, M.P.A.; GAMBOA, L.A. 1978. Evidencia de estabilizações holocenicadas do nível do mar na plataforma continental do Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, Petrobras, 1978. 36p. (Serie Projeto REMAC).

- KOWSMANN, R.O.; COSTA, M.P.A. 1979. Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES/DINTEP. Projeto RE-MAC. 1979. Vol.8. 55p.
- LARSONNEUR, C. 1977. La cartographie des dépôts meubles sur le plateau continental français: méthode mise au point et utilisée en Manche. J. Rech. Oceanogra. 2 :34-39.
- LEITE MANSUR, K.; RAMOS, R.R.C.; GODOY, J.M.O.; NASCIMENTO, V.M.R. 2011. *Beachrock* de Jacaré, Maricá e Saquarema – RJ: importância para a história da ciência e para o conhecimento geológico. Revista Brasileira de Geociências, 41(2): 290-303.
- MACEDO, J.M. 1989. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. Boletim de Geociências da Petrobras. Rio de Janeiro, 1989. v. 3, n. 3, p. 159-173.
- MACHADO, K.M. 2009. Dinâmica sedimentar da planície do Paraíba do Sul/RJ. Dissertação. (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha). Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2009.
- MAHIQUES, M.M. 1987. Considerações sobre os sedimentos de superfície de fundo da Baía da Ilha Grande, Estado do Rio de Janeiro. 1987. Dissertação. (Mestrado). Instituto Oceanográfico, USP. São Paulo, SP. 139p.
- MAHIQUES, M.M.; FUKUMOTO, M.M.; SILVEIRA, I.C.A.; FIGUEIRA, R.C. L.; BÍCEGO, M.C.; LOURENÇO, R.A.; SOUSA, S.H.M. 2007. Sedimentary changes on the Southeastern Brazilian upper slope during the last 35000 years. In: ANAIS DA ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS. V. 79, p.171-181.
- MAIA, M.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. 1984. Evolução holocênica da planície costeira de Jacarepaguá (RJ). In: XXXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, v. 1, p.105-118,
- MAIA, R.M.C., REIS, A.T., ALVES, E.C., SILVA, C.G., GUERRA, J.V., GORINI, C., SILVA, A., ARANTES-OLIVEIRA, R. 2010. Architecture and stratigraphic framework of 871 shelf sedimentary systems off Rio de Janeiro state, northern Santos basin-Brazil. Brazilian Journal of Oceanography. 58 (n.s.2), p.15-29.
- MARANGONI, M.B.; REIS, A.T.; SILVA, C.G.; MAIA, R.M.C.; RABINEAU, M.; GUERRA, J.V.; GORINI, C.; OLIVEIRA, R.A.; PASSOS, M.M.; BERNARDO, G.A. 2013. Arcabouço estratigráfico e ciclicidade deposicional dos sistemas sedimentares do Pleistoceno Médio-Holoceno da plataforma sul da Bacia de Campos, Brasil. Braz. J. Geol. [online]. 2013, vol.43, n.2, pp. 285-330.
- MARINO, I.K. 2011. Caracterização do registro sedimentar quaternário da baía da Guanabara. Trabalho Final de Curso. (Bacharelado em Geofísica). Instituto de Geociências. Universidade Federal Fluminense. 84p.
- MARINO, I.K.; SILVA, C.G.; BAPTISTA NETO, J.A. 2011. Correlação entre dados geofísicos, sedimentológicos e geoquímicos na caracterização dos depósitos quaternários e influência da ação antrópica na baía de Guanabara. In: XIII CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO ABEQUA. III ENCONTRO DO QUATERNÁRIO SULAMERICANO. XIII ABEQUA CONGRESS - THE SOUTH AMERICAN QUATERNARY: CHALLENGES AND PERSPECTIVES. Buzios, RJ.
- MARROQUIM, M.; TIGRE, C.A.; LUCCHESI, C.F. 1984. Bacia de Campos: Resultados e perspectivas. In: XXXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Rio de Janeiro. Anais. V.3. p 1366-1379.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. 1989. Excursion route along the brazilian coast between Santos (State of São Paulo) and Campos (north os State of Rio de Janeiro). In: INTERNACIONAL SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGES IN SOUTH AMERICA DURING THE QUATERNARY. São Paulo. Special Publication, nº 2. 136p.
- MARTIN, L., DOMINGUEZ, J.M.L., BITTENCOURT, A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. Journal of Coastal Research. V.19, p.101-124.
- MEDEIROS, M. 2005. Estudo da Sequência Sedimentar Holocênica das Baías da Ribeira e Parati (Ilha Grande - RJ) através de métodos sísmicos e análise de testemunhos. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) - Universidade Federal Fluminense, Niterói.
- MEDEIROS, M.; DIAS, G.T.M. 2005. Cartas sedimentológicas da Ilha Grande. In: X CONGRESSO ABEQUA. Anais. 2005.

- MEDEIROS, N. 2010. Mapeamento de jazidas de areias quartzosas na plataforma continental interna do Rio de Janeiro: estudo de caso no trecho Fortaleza de Santa Cruz – Itaipuaçu. Monografia (Bacharelado em Oceanografia). UERJ. Rio de Janeiro, 90p.
- MEDEIROS, N. 2013. Identificação de areias siliciclásticas para recuperação de praias em erosão através de métodos geofísicos acústicos. Dissertação (Mestrado em Oceanografia). UERJ. Rio de Janeiro, 2013. 92p.
- MEDEIROS, N.; SPERLE, M. 2013. Mapeamento de areias silicilásticas para recuperação de praias do Rio de Janeiro através de métodos geofísicos acústicos. In: XXX CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA. RIO DE JANEIRO. Anais, 6p.
- MEDEIROS, N., SPERLE, M.D., AYRES NETO, A., MUEHE, D. 2014. Mapeamento acústico de areias submersas para recuperação de praias do Rio de Janeiro, Brasil. *Revista da Gestão Costeira Integrada*. V.14(1). P.149-158.
- MELO, E. 1993. The sea sentinel project: watching waves in Brazil. In: PROCEEDINGS OF THE VIII SYMPOSIUM ON COASTAL AND OCEAN MANAGEMENT — COASTAL ZONE 93. 19-23 de julho de 1993, New Orleans, USA.
- MENDOZA, U.; AYRES NETO, A.; ABUCHACRA, R.C.; BARBOSA, C.F.; FIGUEIREDO Jr., A.G.; GOMES, M. C.; BELEM, A.L.; CAPILLA, R.; ALBUQUERQUE, A.L.S. 2014. Geoacoustic character, sedimentology and chronology of a cross-shelf Holocene sediment deposit off Cabo Frio, Brazil (southwest Atlantic Ocean) 2014. *Geology Marine Letters*. 2014. 34:297–314. DOI 10.1007/s00367-014-0370-6
- MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A. CAMPOS, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st. IGC, 389-449.
- MODICA, C.J.; BRUSH, E.R. 2004. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. 88, 923-945.
- MOHRIAK, W. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. Cap.3. In: *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M; GONÇALVES, E.J.H. (Eds.) CPRM, Brasília, 643p.
- MOREIRA, J. L. P.; CARMINATTI, M. 2004. Sistemas deposicionais de talude e bacia no Eoceno da Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 12, n. 1, p. 73-87.
- MUEHE, D. 1989. Distribuição e caracterização dos sedimentos arenosos da plataforma continental interna entre Niterói e Ponta Negra. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 19,n.1,p.25-36.
- MUEHE, D. 1996. Caracterização físico-natural da plataforma continental interna e área costeira adjacente. In: MMA/UFRJ/FUJB/LAGET. *Macrodiagnóstico da zona costeira do Brasil na escala da União*. p. 83-100.
- MUEHE, D. 1998. O litoral Brasileiro e sua compartimentação. In: *Geomorfologia do Brasil*. CUNHA, S.B.; GUERRA, A.J.T. (Eds.). Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. Cap.07.
- MUEHE, D.; CARVALHO, V.G. 1993. Geomorfologia, cobertura sedimentar e transporte de sedimentos entre a Ponta de Saquarema e o Cabo Frio (RJ). *Boletim do Instituto Oceanográfico. USP*, v. 41, n. 1/2, p. 1-12.
- MUEHE, D.; VALENTINI, E. 1998. O Litoral do Rio de Janeiro: uma caracterização físico-química. FEMAR, Rio de Janeiro, 1998. 123 p.
- MUEHE, D.; LIMA, C.F.; LINS DE BARROS, F.M. 2006. Rio de Janeiro. In: *Erosão e progradação no litoral brasileiro*. MUEHE, D. (Ed.). Brasília: MMA, 2006. 476p.
- MUEHE, D.; SPERLE, M. ; TESSLER, M. ; SOUSA, S. R. . 2010. Can the trapping of shoreface sand by mud layers induce coastal erosion? The example of the Paraíba do Sul river outlet, northern Rio de Janeiro state. *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 58, p. 65-68.
- PALMA, J.J.C. 1979. Minerais pesados. Recursos Minerais da margem continental brasileira e das áreas adjacentes. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES/DINTEP. 1979. Projeto REMAC. V.10. p 33-50.

- PEREIRA, S. D. 1998. Influência da variação relativa do nível do mar no manguezal de Guaratiba – Baía de Sepetiba – RJ. Tese de Doutorado. Centro de Geologia Costeira e Oceânica. UFRGS. 133 p.
- PEREIRA, S. D. 2004. Sedimentos de Fundo. In: Caracterização Oceanográfica da Costa do estado do Rio de Janeiro: Trecho I – Baía de Sepetiba. Cap.4. Relatório de Pesquisa à FAPERJ, Departamento de Oceanografia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, p. 31-40.
- PEREIRA, M.J.; FEIJO, F.J. 1994. Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobras.v.8(1). P. 219-234.
- PEREIRA, S. D.; VILLENA, H.H.; BARROS, L.C. LOPES, M.B. , PANAZIO, W.; WANDECK, C. 2003. Baía de Sepetiba: caracterização sedimentar. In: IX CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO. Arquivo Digital (CD). 2003.
- PINHO, U.F. 2003. Caracterização dos estados de mar na Bacia de Campos. Dissertação. (Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2003.
- PONTE, F.C.; ASMUS, H.E. 1976. The Brazilian Marginal Basins: Current state of knowledge. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 48:215-239.
- PONZI, V.R.A, OLIVEIRA, K.P; REIS, M.C.B. 1990. Evidências paleoambientais em testemunhos da plataforma continental do Rio de Janeiro. In: XXXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Natal,RN. 1990. Vol.2. pag.567-579.
- QUARESMA, V.S. 1997. Caracterização da dinâmica sedimentar da baía de Guanabara, RJ. Dissertação. (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha). Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 97p. 1997.
- QUARESMA, V. S.; DIAS, G. T. M.; BAPTISTA NETO, J. A. 2000. Caracterização da ocorrência de padrões de sonar de varredura lateral e sísmica de alta frequência (3,5 e 7,0 kHz) na porção sul da Baía de Guanabara - RJ. Revista Brasileira de Geofísica. São Paulo, v. 18, n. 2, p. 201-214, Aug. 2000. Available from <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-261X200002000008&lng=en&nrm=iso>. access on 15 Sept. 2015. <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-261X2000000200008>.
- REIS, A.T.; MAIA, R.M.C.; SILVA, C.G.; RABINEAU, M.; GUERRA, J.V.; C. GORINI, C.; AYRES, A.; ARANTES-OLIVEIRA, R.; BENABDELLOUAHED, M.; SIMÕES, I.; TARDIN, R. 2013. Origin of step-like and lobate seafloor features along the continental shelf off Rio de Janeiro State, Santos basin-Brazil. *Geomorphology* 203 p.25–45.
- ROCHA, J. MILLIMAN, J.D., SANTANA, C.I.; VICALVI, M.A. 1975. In: Contributions to Sedimentology, Vol 4. Série Projeto REMAC, vol.1. 1975.
- RODRIGUES, R.R., LORENZZETTI, J.A. 2001. A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. *Continental Shelf Research* 21, 371-394.
- RONCARATI, H. E CARELLI, S.G. 2012. Considerações sobre o estado da arte dos processos geológicos cenozóicos atuantes na Baía de Sepetiba. In: Baía de Sepetiba: estado da arte. RODRIGUES, M.A.C; PEREIRA, S.D.; SANTOS, S.B. (Eds.). Rio de Janeiro. Ed. Corbã, 2012.
- SANDERS, J. E.; KUMAR, N. 1975. Evidence of shoreface retreat and in-place drowning during Holocene submergence of barriers, shelf off Fire Island, New York. *Bull. geol. Soc. Am.* 86, p.65–76.
- SCHREINER, S., SOUZA, M.F.P., MIGLIORELLI, J.P.R. 2007/2008. Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico da Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras.* 16(1): 157-160.
- SCOTT HARRIS, M.; SAUTTER, L.R.; JOHNSON, K.R.; LUCIANO, K.E.; SEDBERRY, G.R.; WRIGHT, E.E.; SIUDA, A.M.S. 2013. Continental shelf landscapes of the southeastern United States since the last interglacial. *Geomorphology.* V.203. p.6-24. doi:10.1016/j.geomorph.2013.02.014
- SECIRM, 2014. acessado em 04-11-2014. <http://www.mar.mil.br/secirm/remplac.html#links>
- SIGNORINI, S.R. 1978. On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Research.* 25, 481-490.
- SILVA, C.G. 2000. Placeres marinhos. *Brazilian Journal of Geophysics,* v. 18, p. 3.

- SILVEIRA, I.C, SCHMIDT, A., CAMPOS, E., GODOI, S., IKEDA, Y. 2000. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*. 928 48, 171-183.
- SILVEIRA, I.C.A. 2004. Protótipo de Sistema de Previsão Oceânica e Costeira para o Leste Brasileiro. Fase I: Modelos Paramétricos de Feições Oceanográficas da Costa Sudeste Brasileira (Projeto SPOC I). Setembro, 2004. Acessado em abril-2016. Disponível em: <http://docplayer.com.br/2210182-Prototipo-de-sistema-de-previsao-oceanica-e-costeira-para-o-leste-brasileiro.html>
- SPADINI, A.R.; MONTEIRO, M.C.; KOWSMANN, R.O. E VIANA, A.R. 1994. A sedimentação carbonática na borda da plataforma da Bacia de Campos em resposta as oscilações do nível do mar durante o quaternário superior. In: XXXVIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. V.3.
- SPERLE, M. 1993. Análise isostática na região do Platô de São Paulo. Dissertação. (Mestrado em Geofísica). Observatório Nacional. Rio de Janeiro, 140p.
- SPERLE, M. 1997. Significado tectônico da topografia do Sudeste do Brasil e suas prováveis relações com a margem continental adjacente. Tese de doutorado. Observatório Nacional, 1997. 188p.
- SPERLE, M.; CARNEVALE, M.; DIAS, G.T.M. ; BONARDI, M. 2005 . Sismo-Estratigrafia do Quaternário na Baía de Guanabara: Porção ao Norte da Ilha do Governador. *Anais do Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA)*. Vitória, v. 1, p. 156-162.
- STEFANO, C. ; Protopsalti, I. ; Acquavita, A. ; SPERLE, M. ; BONARDI, M. ; EMII, A. 2012 . Spatial variation, speciation and sedimentary records of mercury in the Guanabara Bay (Rio de Janeiro, Brazil). *Continental Shelf Research*, v. 35, p. 29-42.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. 1976. Brazilian coastline quaternary formations the States of SLo Paulo and Bahia littoral zone evolutive schemes. *Anais Acad. Bras. Cien.* 48 (Suppl.): 325-334.
- SUGUIO K., MARTIN L., BITTENCOURT, A. C. S. P., DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 15: 273-286.
- TURCQ, B.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M.; SUGUIO, K.; PIERRE, C.; TASAYACO-ORTEGA, L. 1999. Origin and Evolution of the Quaternary Coastal Plain between Guaratiba and Cabo Frio, State of Rio de Janeiro, Brazil. In: *Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon Systems*. KNOPPERS, B.; BIDONE, E.D.; ABRÃO, J.J. (Eds). Série Geoquímica Ambiental, Rio de Janeiro, Brazil, v. 6, p. 25-46.
- VIANA, A.R., FAUGÈRES, J.C., KOWSMANN, R.O., LIMA, J.A., CADDAAH, L.F., RIZZO, J.G. 1998. Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos Basin continental margin, Offshore Brazil. *Sedimentary Geology*. 115(1/4): 133-157.
- VICALVI M.A.; MILLIMAN J.D. 1977. Calcium carbonate sedimentation on continental shelf off southern Brazil with special reference to benthic foraminifera In: *Studies in Geology*. FROST S. H., WEISS M. P.; SAUNDERS J.B (Eds.), 4, AAPG, pp.: 313-328.
- VILLENA, H. H. 2004. Batimetria. In: *Caracterização Oceanográfica da Costa do estado do Rio de Janeiro: Trecho I – Baía de Sepetiba*. Relatório de Pesquisa à FAPERJ, Departamento de Oceanografia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, p. 20-29.
- VILLENA, H.H.; PEREIRA, S.D.; CHAVES, H.A.F.; SPERLE, M.D.; GUERRA, J.V. 2012. Índícios da variação do nível do mar na Baía de Sepetiba. In: *Baía de Sepetiba: estado da arte*. RODRIGUES, M.A.C.; PEREIRA, S.D.; SANTOS, S.B. (Eds.) Rio de Janeiro. Ed. Corbã, 2012. Cap. 2.
- VIOLANTE-CARVALHO, N. 1998. Investigações sobre o clima de ondas na Bacia de Campos e correlação com situações meteorológicas associadas. Dissertação de Mestrado. Programa de Engenharia Oceânica, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 120p. 1998.
- WINTER, W.R., JAHNERT, R.J., FRANÇA, A.B. 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*. 15(2): 511-529. *Cartas Estratigráficas*. 2007.
- ZALÁN, P.V.; OLIVEIRA, J.A.B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Bol. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 269-300, maio/nov. 2005
- ZEMBRUSCKI, S.G. 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: CHAVES, H.A.F. (Ed.) *Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes: relatório final*. Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES/DINTEP. Série Projeto Remac 7. p. 129-177.



PLATAFORMA CONTINENTAL DE SANTA CATARINA

José Gustavo Natorf de Abreu¹
Norberto Olmiro Horn Filho²
João Thadeu de Menezes³
Maria Inês Freitas dos Santos⁴
Rafael Sangoi Araujo⁵
Carla Van Der Haagen Custódio Bonetti⁶
Jarbas Bonetti Filho⁷

¹Universidade do Vale do Itajaí (UNIVALI), Escola do Mar, Ciência e Tecnologia (EMCT), gabreu@univali.br

²Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), Departamento de Geologia (DGL), norberto.horn@ufsc.br

³Universidade do Vale do Itajaí (UNIVALI), Escola do Mar, Ciência e Tecnologia (EMCT), thadeu@univali.br

⁴Universidade do Vale do Itajaí (UNIVALI), Escola do Mar, Ciência e Tecnologia (EMCT), ines@univali.br

⁵Universidade do Vale do Itajaí (UNIVALI), Escola do Mar, Ciência e Tecnologia (EMCT), rsangoi@univali.br

⁶Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), Coordenadoria Especial de Oceanografia (OCN), cbonetti@gmail.com

⁷Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), Coordenadoria Especial de Oceanografia (OCN), jarbas.bonetti@gmail.com

1. ARCABOUÇO GEOLÓGICO E TECTÔNICO

O embasamento cristalino do estado de Santa Catarina é resultado de uma superposição de eventos geotectônicos e sedimentares dos quais os mais antigos remontam ao Eon Arqueano (3,8-2,5 Ba AP) que originaram “rochas magmáticas, metamórficas, sedimentares gondwânicas e derrames de lavas ácidas, intermediárias e básicas” (Scheibe, 1986).

Dentro dos limites geográficos do estado de Santa Catarina, uma enorme diversidade de relevo e uma complexa sucessão de modelados e compartimentos geomorfológicos são observados, conforme os trabalhos de Almeida (1953), um dos primeiros geocientistas a descrever a geologia catarinense. Essa geodiversidade fica ainda mais evidente pelo fato de que as regiões Sul e Norte diferirem marcadamente nas suas características geológicas e geomorfológicas. Enquanto a porção Norte tem como característica predominante, um conjunto de serras localizadas junto à costa, formadas por rochas metamórficas e magmáticas ácidas, o setor Sul é marcado pelo desenvolvimento de uma planície costeira, relativamente extensa exibindo sistemas lagunares associados às barreiras arenosas.

De oeste para leste a diversidade geológica também é notável. A região ocidental do território catarinense é amplamente dominada por um extensivo derrame de lavas basálticas no denominado Planalto Meridional do Sul do Brasil (Bizzi *et al.*, 2003), derivado da quebra do continente Gondwana no Juro-Cretáceo (150-110 Ma AP). Na porção oriental se desenvolve a província costeira catarinense que foi compartimentada por Diehl & Horn Filho (1996) e Horn Filho *et al.* (2004) em duas subprovíncias: (1) o embasamento cristalino e (2) as Bacias de Santos e Pelotas, desenvolvidas desde o Cretáceo inferior (145 Ma AP) e cuja porção emersa corresponde à planície costeira catarinense.

O embasamento cristalino corresponde às unidades litológicas mais antigas que afloram na região continental de Santa Catarina encontrando-se concentradas no setor Oriental Norte e Central, intercaladas com as rochas sedimentares da Bacia do Paraná. São rochas exibindo variados níveis de metamorfismo, pertencentes à unidade morfotectônica denominada de Escudo Catarinense conforme a interpretação de Silva (1983) e integrante da Província Mantiqueira do Escudo Atlântico (Almeida *et al.*,

1981). *Silveira* (1964) e *Tessler & Goya* (2005) incluíram essa porção do litoral catarinense no segmento denominado “Litoral de Escarpas Cristalinas do Sudeste Brasileiro” o qual se estenderia entre o Cabo Frio (RJ) e o Cabo de Santa Marta Grande (SC). Este conjunto de alinhamentos de serras e colinas se dispõe subparalelamente e orientam-se diagonalmente em relação à costa, num ângulo de 40 a 60° (SW-NE) (*Silva*, 1983). Suas maiores altitudes, ao redor de 800m, decaem em direção ao litoral projetando-se para o mar formando costões e promontórios rochosos (*Almeida*, 1953) isolando baías e enseadas de dimensões variadas ou aflorando acima do nível médio atual do mar originando ilhas como a ilha Feia, ilha dos Remédios e ilha dos Tamboretas e o arquipélago do Arvoredo, além de inúmeras lajes e parcéis.

As Bacias Sedimentares de Santos e Pelotas consideradas por *Diehl & Horn Filho* (1996) e *Horn Filho et al.* (2004) como prolongamento da província costeira de Santa Catarina iniciaram seu desenvolvimento no estágio Albo-Aptiano do Cretáceo inferior (121-99 Ma AP), juntamente com outras bacias sedimentares da costa oriental brasileira, como Campos e Espírito Santo, entre outras.

A planície costeira de Santa Catarina ocupa uma área de 4.212km² correspondendo a 4,39% da superfície do estado (*Gaplan*, 1986). A largura é variável e depende da distância do embasamento rochoso até a costa, estando a maior extensão ao sul do Cabo de Santa Marta Grande (*Diehl & Horn Filho*, 1996).

Na orla costeira os sedimentos praias incluem depósitos parcialmente recobertos por dunas litorâneas às vezes interrompidas por exposições de rochas do embasamento. Como exemplo pode-se citar os promontórios das pontas do Vigia, Morcego e Laranjeiras no setor Norte do estado; Palmas, Pinheira e Garopaba no setor Central e Morro dos Conventos no litoral Sul. De um modo geral, as praias são constituídas por areia média à fina, bem selecionadas (*Klein et al.*, 2006), observando-se concentrações de quartzo e biodetritos, contendo igualmente minerais pesados como monazita, zircão, ilmenita e magnetita (*Souza & Abreu*, 2005).

1.1 – Aspectos morfológicos

A porção sudeste-sul da margem continental do Brasil, na qual se inclui a plataforma continental ao largo do estado de Santa Catarina, se estende por uma área de 150.000km² (*Rocha et al.*, 1975) e apresenta extensão de aproximadamente 1.000km (*Zembruscki*, 1979). Neste segmento a topografia da plataforma continental é considerada monótona, com isóbatas estendendo-se de modo geral paralela a subparalela à costa, e recortada por vales de pequena amplitude (*Zembruscki*, 1979). Entre a ilha de São Francisco do Sul e o Cabo de Santa Marta Grande, a orientação do litoral catarinense tem sentido N-S, contudo, do Cabo de Santa

Marta Grande até o limite com o estado do Rio Grande do Sul, a orientação é NE/SW, conforme a orientação geral das costas Nordeste, Sudeste e Sul do litoral brasileiro (*Zembruscki, 1979*).

A plataforma continental de Santa Catarina está em parte localizada na Bacia de Pelotas e em parte na Bacia de Santos separadas pelo Lineamento de Florianópolis (*Alves et al., 1997*). Adotando-se a divisão geomorfológica proposta por *Zembruscki (1979)*, também são reconhecidos dois setores distintos. Ao norte do Cabo de Santa Marta Grande, encontra-se o Embaiamento de São Paulo e ao sul o setor Florianópolis-Mostardas. Este último é o setor mais homogêneo da plataforma continental Sul-brasileira, sem canais expressivos e com uma única escarpa proeminente desprovida de depósitos sedimentares associados (*Mahiques et al., 2010*).

A largura da plataforma continental adjacente de Santa Catarina varia entre 90km ao largo do Cabo de Santa Marta Grande à 180km em frente a ilha de São Francisco do Sul. A quebra varia entre 140 e 160m (*Zembruscky, 1979*), ocorrendo uma transição suave entre uma plataforma continental de declividade em torno de 0,08° para um talude continental de gradiente pouco acentuado, próximo de 1,0° de inclinação (*Abreu, 1998*).

Entre 10 e 15m de profundidade a sinuosidade das isóbatas acompanha a curvatura da costa e o relevo montanhoso principalmente na porção central e setentrional do estado catarinense (*Abreu, 1998*). A partir de 20m, no entanto, as isolinhas orientam-se na direção NE-SW, acompanhando a orientação geral da costa Sul-brasileira. Este padrão é modificado localmente em situações especiais como ocorre ao largo da desembocadura do Rio Itajaí-Açu, onde as isóbatas apresentam uma inflexão em direção à costa (*Abreu et al., 2001*). Para além de 30m de profundidade o relevo da plataforma continental é monótono, segundo *Zembruscky (1979)*, mantendo esta característica até a quebra da plataforma continental.

O relevo superficial da plataforma continental apresenta escarpas relativamente acentuadas nas isóbatas de 20, 25 e 40m semelhante ao observado e descrito por *Corrêa (1979)*, *Corrêa (1996)* e *Corrêa & Ade (1987)* na plataforma continental do Rio Grande do Sul ao que os autores relacionaram às estabilizações do nível do mar durante a fase transgressiva holocênica pós-glacial. Essas observações permitem concluir que, resguardando-se características regionais, a plataforma continental ao largo do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina evoluíram de forma semelhante, pelo menos no que diz respeito à oscilação positiva no Nível Relativo do Mar (NRM).

1.2 – Aspectos sedimentológicos e regime sedimentar

De maneira geral os sedimentos da plataforma continental Sul-brasileira têm sua origem predominantemente alóctone, terrígena e de composição inorgânica. Em Santa Catarina, as áreas fonte estão associadas sobretudo às províncias geológicas do Escudo Catarinense, da Bacia do Paraná e do Planalto da Serra Geral (*Horn Filho & Diehl, 1995*). A diversidade composicional da cobertura sedimentar da plataforma continental Sul-brasileira, exemplificada pelas oito fácies texturais propostas por *Corrêa & Villwock (1996)*, é o resultado da interação entre processos de larga escala temporal (retrabalhamento dos sedimentos relíquias em decorrência das oscilações do nível do mar ao longo do Quaternário) e processos atuais (aportes fluviais de sedimentos terrígenos e remobilização/transporte de sedimentos por agentes hidrodinâmicos).

Predomina na plataforma continental a fácies arenosa, composta por areias quartzosas médias e finas, que compreende principalmente sedimentos relíquias depositados durante a regressão do Pleistoceno e retrabalhados durante a transgressão holocênica. As características da cobertura sedimentar da plataforma continental adjacente ao litoral de Santa Catarina, em particular, foi descrita por vários autores como dominada pelas fácies arenosa na porção mais interna, pelas fácies areno-lamosa e lamo-arenosa entre 20 e 25m de profundidade, fácies biodetríticas na plataforma continental média e sedimentos da fácies lamosa e fácies ricas em carbonato na plataforma continental externa (*Kowsmann & Costa, 1979; Corrêa 1980; Gré, 1983; Corrêa et al., 1996; Abreu, 1998; Abreu, 2010 e Dias et al., 2009*).

Localmente existem algumas descontinuidades deste padrão de deposição, principalmente na plataforma continental interna nas regiões influenciadas pelos rios Itajaí-Açu e Tijucas onde em suas desembocaduras a fácies arenosa é substituída pela fácies lamosa devido ao aporte sedimentar fluvial (*Silva & Schettini, 1997; Schettini & Carvalho, 1998; Schettini, 2002*).

A sedimentação biogênica, embora ocorra com menor expressão espacial é composta por fragmentos de moluscos, poríferas, briozoários e foraminíferos e ocorrem predominantemente na plataforma continental interna (*Gré, 1983*).

Entre os sedimentos autigênicos encontram-se os compostos fosfáticos que se apresentam como pelotas, nódulos ou crostas de espessura variada e parecem estar associados a zonas de alta produtividade biológica, como áreas de ressurgência. *Abreu et al. (2015)* descreveram a ocorrência de fosforita na plataforma continental ao largo de Santa Catarina, sendo que a plataforma continental ao largo do Cabo de Santa Marta Grande, no sul do estado, é a que possui as características mais propí-

cias à formação destes depósitos em Santa Catarina. Gré (1983) mencionou ainda a presença de glauconita (alumino-silicato hidratado de ferro e magnésio) associada às areias da plataforma continental interna e externa. No entanto, sua ocorrência restringe-se a teores inferiores a 1%.

1.3 – Aspectos oceanográficos

O clima da região Sul do Brasil é governado pela interação das massas de ar constituídas pelos anticiclones semipermanentes do Atlântico, do Pacífico e Polar, e também pelo centro de baixa pressão semipermanente do Chaco, sujeita à passagem de frentes polares e mudanças bruscas de tempo em qualquer estação do ano (Nobre *et al.*, 1986). Ondas de alta energia são geradas na passagem das frentes frias intensas e na aproximação de ciclones extratropicais, típicos de outono-inverno (Machado *et al.*, 2010). Segundo Rodrigues *et al.* (2004) a costa catarinense é atingida, em média, por três a quatro frentes frias por mês que se movem tipicamente de sudoeste para nordeste. Ventos do quadrante NE são mais intensos e frequentes no verão e têm uma componente paralela à costa ocasionando um transporte da camada superficial para leste (Nobre *et al.*, 1986) favorecendo o fenômeno de ressurgência que é registrado com mais frequência ao largo do Cabo de Santa Marta Grande devido, também, à mudança de orientação da costa para NE-SW (Campos *et al.*, 2000).

A plataforma continental interna de Santa Catarina é ocupada principalmente por águas costeiras verticalmente homogêneas com relação à temperatura e salinidade por efeito do vento e das marés (Castro Filho, 1990). Esses parâmetros físico-químicos, no entanto, podem ser influenciados pela sazonalidade favorecendo gradientes de densidade e a formação de correntes (Emilson, 1961 *apud* Castro Filho, 1990 e Matsuura, 1983 *apud* Castro Filho, 1990).

As ondas predominam sobre as marés (Truccolo, 1998; Menezes, 2002; Rech *et al.*, 2006) resultando na formação de bancos paralelos às praias. Apesar de possuir alguns setores abrigados, principalmente no setor Centro-norte, a costa catarinense na sua maior parte está diretamente exposta às ondas provenientes de sul, sudeste e leste, com período típico de 12s e altura de 2m (40% de ocorrência) e vagas de leste com período de 7 a 9s e altura de 1 a 1,2m com variações entre estações (Jica, 1990 e Alves, 1996). Alturas de onda maiores que 4m podem ocorrer em todas as estações do ano, porém com rara frequência e associada a eventos de tempestade.

Na plataforma continental externa outros sistemas de correntes marinhas estão presentes agindo sobre a plataforma continental Sul-brasileira na sua porção externa com destaque para a corrente do Brasil e corrente das Malvinas que obedecem a

ciclos sazonais (*Castro Filho*, 1990). A primeira, de direção NE-SW atuando sobre as isóbatas de 80 e 100m num movimento de águas tropicais, e a segunda, de sul para norte trazendo águas mais frias (*Castro Filho & Miranda*, 1998) que ocasionalmente podem se aproximar da costa fazendo diminuir a temperatura da água do mar na plataforma continental média e plataforma continental interna.

1.4 – Variações do nível relativo do mar e seus efeitos sobre a região costeira

A plataforma continental ao largo do litoral do estado de Santa Catarina apresenta um histórico evolutivo semelhante aos demais setores da margem continental Sul do Brasil com seu desenvolvimento transcrito desde o final do Pleistoceno (*Zembrusky*, 1979). Com o afogamento da antiga planície costeira pleistocênica após o final do Último Máximo Glacial (UMG), ambientes costeiros e estruturas sedimentares presentes até então foram retrabalhados num processo adaptativo aos episódios trans-regressivos do final do Pleistoceno e início do Holoceno, entre 20 a 18 ka AP, mas que já vinham se manifestando desde o Plioceno. Novos ambientes foram sendo construídos concomitantemente ao avanço do mar em direção ao interior continental (*Kowsmann & Costa*, 1974).

As escarpas citadas em *Corrêa* (1979), *Corrêa* (1986) e *Corrêa* (1990); *Corrêa & Ade* (1987), *Corrêa et al.* (1996) e *Abreu* (1998), já comentadas anteriormente, localizadas nas isóbatas de 20/25m, 32/45m, 60/70m, 80/90m e 120/130m, evidenciam estabilizações e construção de ambientes praias ocorridos durante a transgressão marinha.

A última transgressão holocênica, denominada de Transgressão Santos por *Suguio & Martin* (1978) ultrapassou o nível atual há 7 ka AP atingindo a cota máxima de 3 a 5m a cerca de 5 ka AP. Dois eventos transgressivos secundários alcançaram 2 a 3m a 3 ka AP e entre 1,5 e 2m a 2,5 ka AP, respectivamente (*Suguio et al.*, 1985). Mais recentemente, *Angulo & Suguio* (1995) revisaram a cota máxima atingida durante o máximo transgressivo. Esta teria sido, segundo os autores, de 4m há aproximadamente 5 ka AP entre Itajaí e Laguna.

Registros sísmicos interpretados por *Figueiredo Jr.* (1975); *Vicalvi* (1977); *Abreu & Calliari* (2005) e *Weschenfelder et al.* (2010) identificaram antigas drenagens fluviais que dissecavam a antiga planície costeira e que agora encontram-se soterrados na forma de paleocanais na plataforma continental. Estruturas soterradas no segmento setentrional da plataforma continental interna de Santa Catarina foram descritas e correlacionadas aos paleocanais dos rios Itajaí-Açu e Camboriú, importantes sistemas fluviais atuais do litoral Centro-norte de Santa Catarina. Segundo *Abreu* (2010), o paleocanal do Rio Camboriú, cuja desembocadura atual localiza-se no extremo sul

da enseada de Balneário Camboriú entre as isóbatas de 15 e 20m, por estar soterrado por uma camada sedimentar de pequena espessura, aproximadamente 3m, indica que essa drenagem fluvial se encontrava ativa num período de tempo relativamente recente, entre os eventos transgressivos holocênicos de 5 ka AP e 2,5 ka AP, propostos por *Suguio et al.* (1985).

2. CARACTERÍSTICAS SEDIMENTARES DA PLATAFORMA CONTINENTAL

Baseado nos resultados das análises texturais realizadas em 669 amostras de sedimentos superficiais (**Figura 2.1**), verificou-se marcantes diferenças na granulometria dos sedimentos em base à média e teores de cascalho, areia, silte e argila.

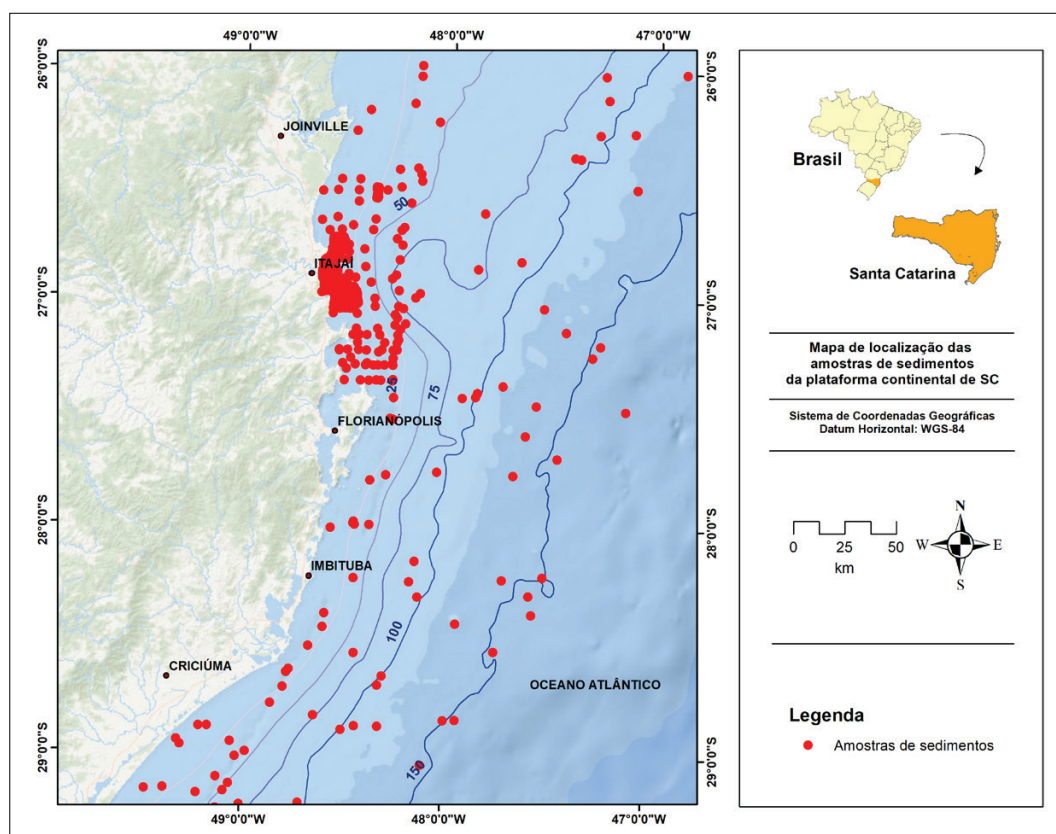


Figura 2.1 - Mapa de localização das amostras de sedimentos superficiais da plataforma continental de Santa Catarina.

Verificou-se que os teores de cascalho (**Figura 2.2**) mais expressivos (em torno de 40%) ocorrem na plataforma continental interna numa pequena área ao sul da localidade de Imbituba, diminuindo para teores de 25% numa faixa que acompanha a linha de costa na isóбата de 25m. Ainda na plataforma continental interna, depósitos de cascalho ocorrem nos arredores das ilhas do Arvoredo e Galés. Na plataforma continental média depósitos de cascalho aparecem como pequenas manchas acompanhando a linha de 100m na altura de Imbituba. Maior representatividade em área de cobertura ocorre sobre a isóбата de 150m e na plataforma continental externa, cuja principal ocorrência situa-se na altura de Florianópolis com frequência representativa de 25%.

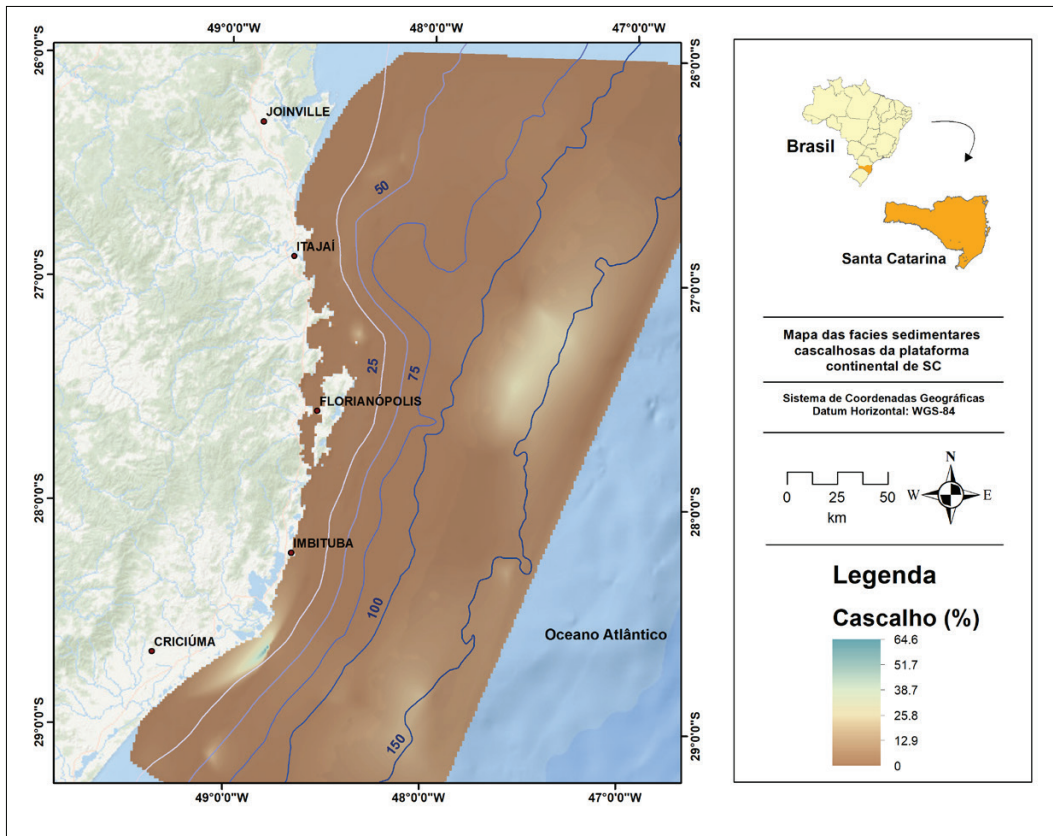


Figura 2.2 - Mapa de concentração dos teores de cascalho das amostras de sedimentos superficiais da plataforma continental de Santa Catarina.

Sedimentos arenosos depositam-se predominantemente ao longo de toda a plataforma continental interna com teores variando entre 70 e 99% (**Figura 2.3**). Teores mais baixos ocorrem na área de influência dos rios Itajaí-Açu e Tijucas e ao redor da ilha de Santa Catarina. Na plataforma continental externa na porção mais ao sul e central, os sedimentos arenosos voltam a ter expressividade acompanhando a isóbata de 150m, com maiores teores, atingindo 90%.

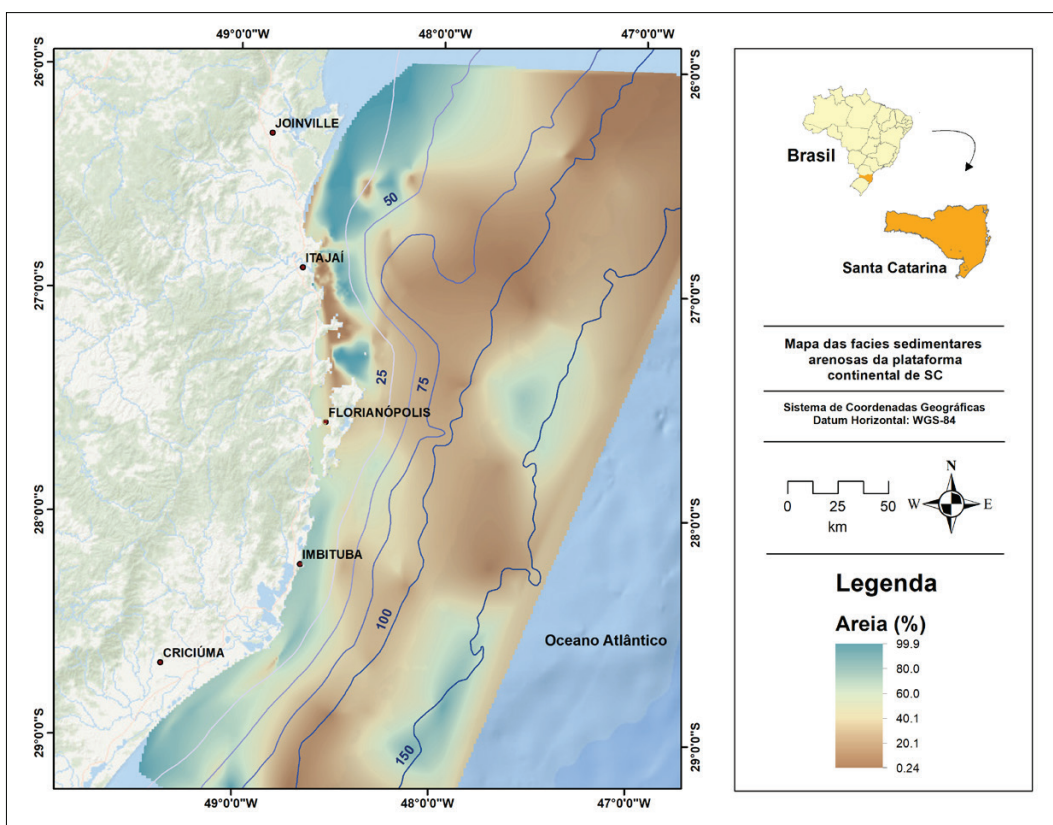


Figura 2.3 - Mapa de concentração dos teores de areia das amostras de sedimentos superficiais da plataforma continental de Santa Catarina.

Sedimentos siltosos estão bem representados na plataforma continental média, especialmente na porção norte, aonde teores que chegam a 90% de silte ocorrem entre as isóbatas de 100 e 150m na altura de Balneário Camboriú e Joinville e, com menor representatividade, em torno de 60%, ao largo de Florianópolis em direção ao sul, até Imbituba. Na plataforma continental interna estão representados isoladamente com percentuais de 70% ao sul de Balneário Camboriú, bem próximo à costa (Figura 2.4).

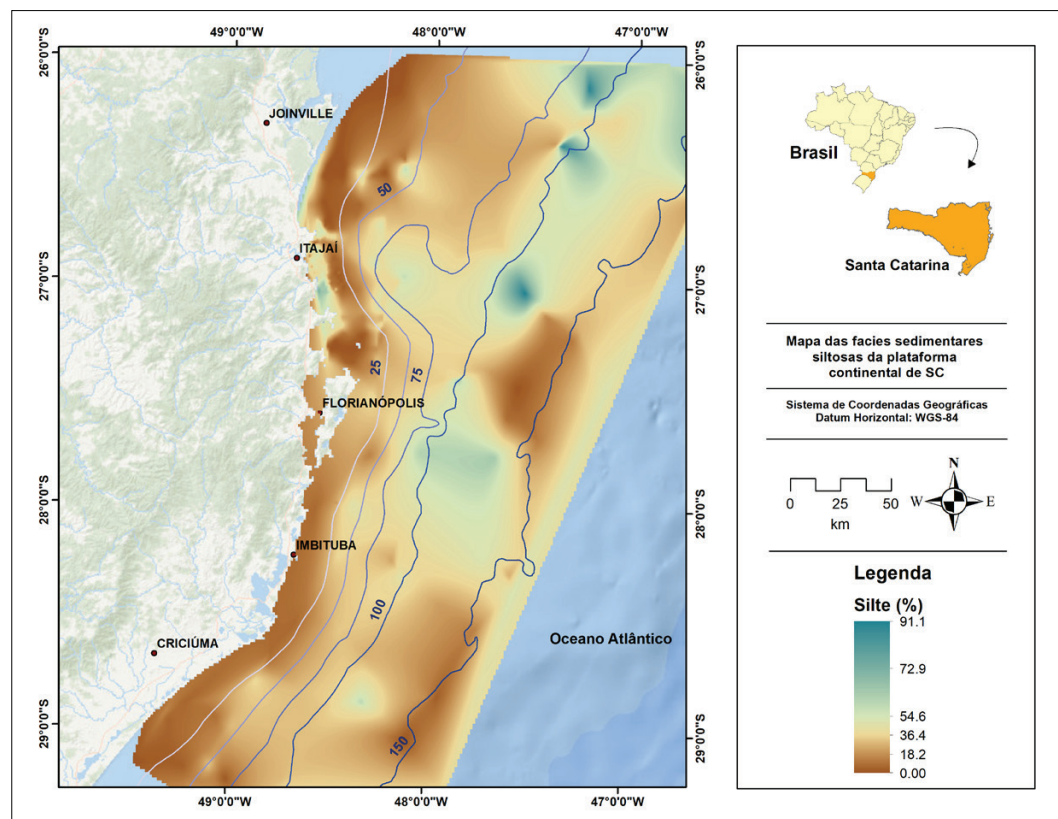


Figura 2.4 - Mapa de concentração dos teores de silte das amostras de sedimentos superficiais da plataforma continental de Santa Catarina.

Teores de argila (Figura 2.5) são expressivos ao longo da plataforma continental média especialmente entre as isóbatas de 75 e 100m. Percentagens representativas entre 60 e 75% estão localizadas ao sul onde ultrapassam estas profundidades e ao norte de Itajaí, migrando para menores profundidades. Já para o norte, na altura de Joinville esta fácies se alonga em direção a maiores profundidades. Na plataforma continental externa, percentuais entre 60 e 75% ocorrem apenas ao norte de Itajaí e, com valores entre 45 e 60% na altura de Imbituba.

Quanto ao diâmetro médio de grão (Figura 2.6) foram identificadas as fácies de areia muito grossa, areia grossa, areia média, areia fina, areia muito fina, silte e argila. As texturas arenosas mais grossas passando para texturas arenosas mais finas são encontrados em áreas isoladas no extremo sul e na altura de Florianópolis, ambos acompanhando a isóbata de 150m. Na plataforma continental interna, as ocorrên-

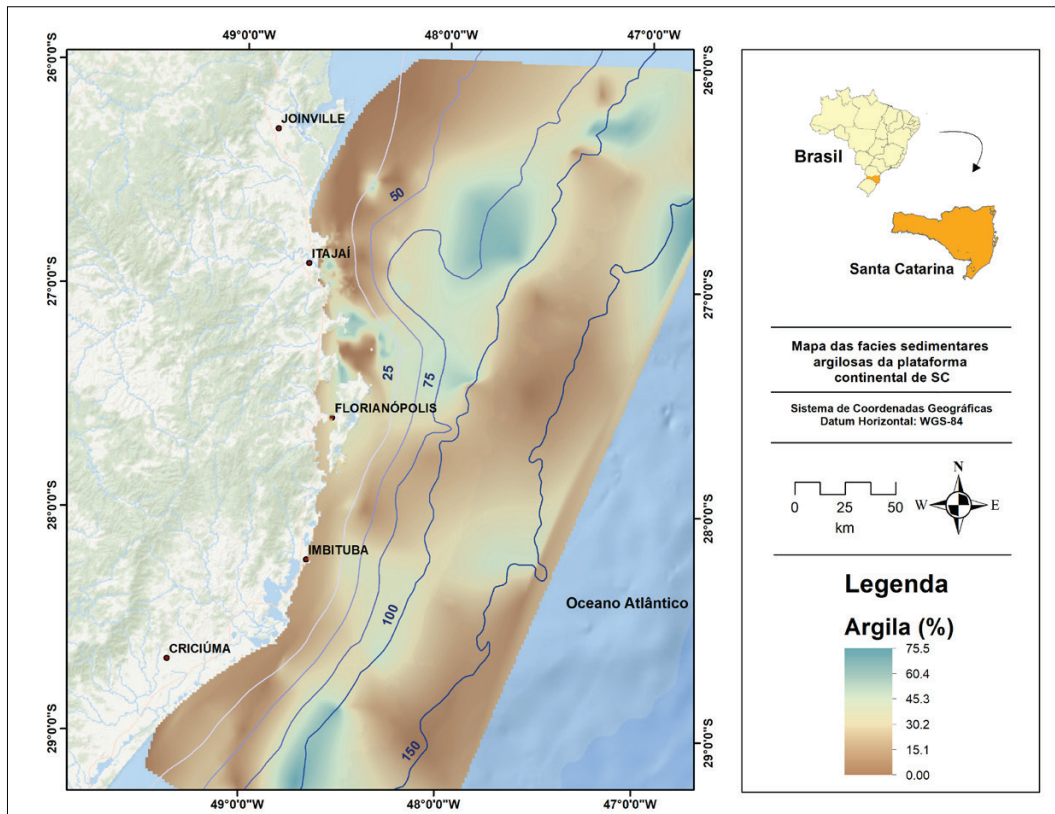


Figura 2.5 - Mapa de concentração dos teores de argila das amostras de sedimentos superficiais da plataforma continental de Santa Catarina.

cias se limitam ao norte de Florianópolis, nos entornos das ilhas do Arvoredo e Galés e pouco ao sul da Laguna de Imaruí. Nesta última, significativa presença de areia muito fina e areia fina estão presentes na plataforma continental interna que se estende de Imbituba até o extremo sul, onde ultrapassa a isóbata de 50m. Tal representação textural também ocorre na enseada do Itapocoroy, ao norte de Itajaí até o extremo norte de Santa Catarina, distribuindo-se até a isóbata de 75m.

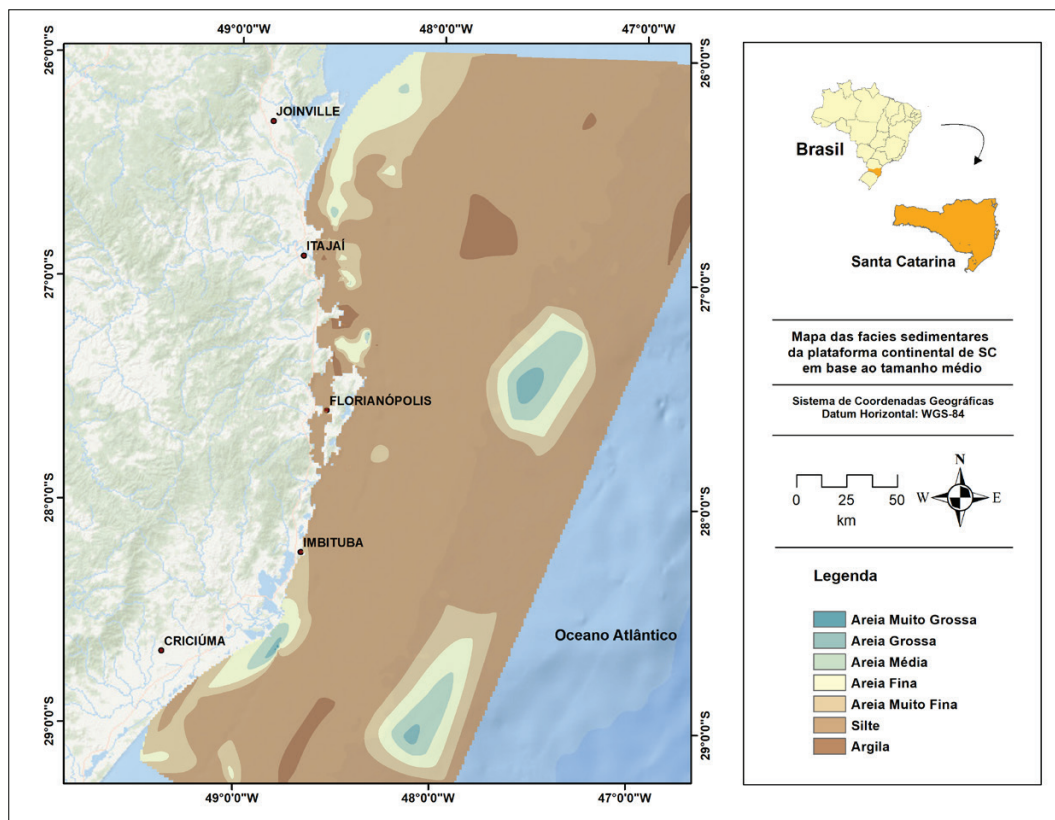


Figura 2.6 - Mapa das fácies sedimentares da plataforma continental de Santa Catarina, em base ao valor do tamanho médio de grãos.

Em base ao diagrama triangular de *Shepard* (1954), foram identificadas oito classes texturais, sendo três que representam as areias (1) areia, (2) areia siltosa, (3) areia argilosa; três representando os siltes (4) silte, (5) silte arenoso, (6) silte argiloso; uma representando as argilas (7) argila siltosa e uma de caráter misto (8) areia siltico-argilosa (**Figura 2.7**).

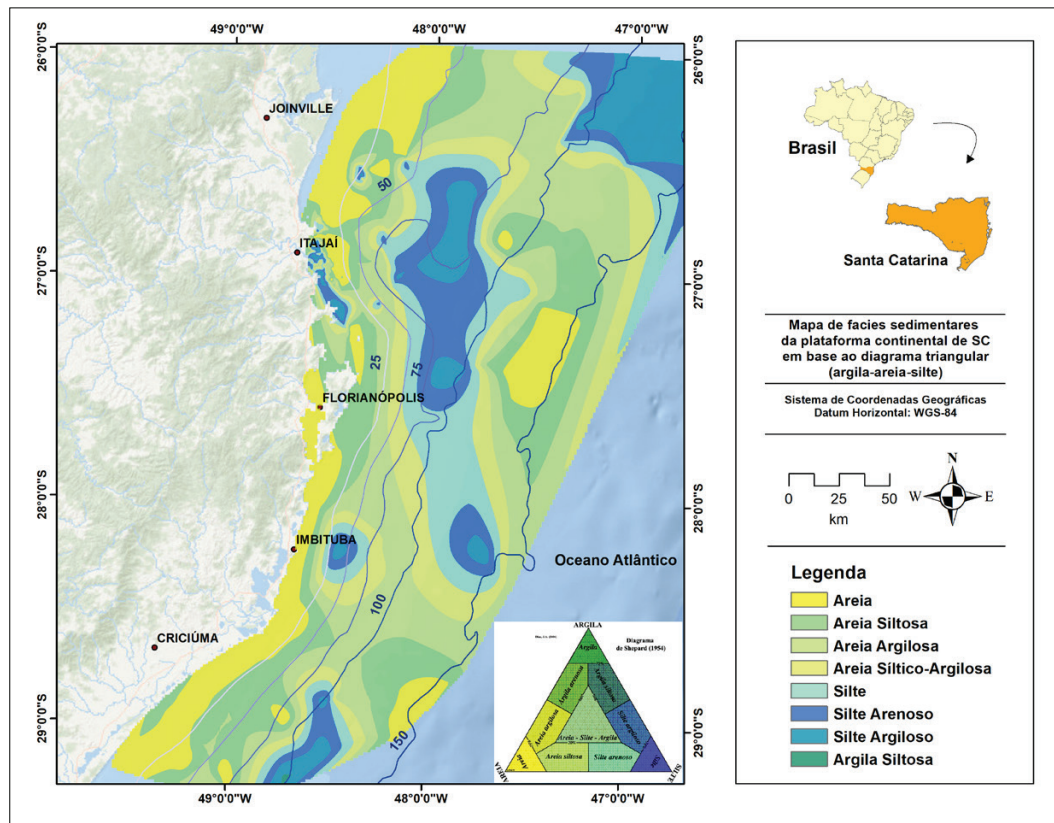


Figura 2.7 - Mapa das fácies sedimentares da plataforma continental de Santa Catarina, de acordo com a classificação proposta por *Shepard* (1954).

A fácies areia (1) se distribui na plataforma continental interna, acompanhando a linha de costa até a isóbata de 25m na porção sul, dando lugar as fácies mais finas até a fácies silte argiloso (6) na área de influência dos rios Tijucas e Itajaí-Açu, entre Florianópolis e Penha. A partir deste ponto, a fácies areia (1) volta a predominar até a isóbata de 50m em direção ao norte, voltando a ocorrer na plataforma continental externa ao sul, na altura de Criciúma e na porção central ao largo de Florianópolis, acompanhando sinuosamente a isóbata de 150m.

Em todos os casos acima, a fácies areia siltosa (2) acompanha de forma regular os limites da fácies areia (1) e é sucedida pela fácies areia siltico-argilosa (8). Esta última se alonga de sul a norte na plataforma continental média e externa no sentido SE-NE, mas de forma não contínua, se posicionando entre as fácies areia siltosa (2) e areia argilosa (3).

A fácies areia siltosa (2) envolve as fácies mais finas, até a fácies silte argiloso (6), em faixas relativamente regulares no sentido norte-sul em três áreas distintas: ao sul para fora da isóbata de 75m, frente a Imbituba, numa área pequena e isolada; cru-

zando as isobatimétricas de 50 a 150m num longo trecho desde a altura de Imbituba até Jaraguá do Sul e; no extremo nordeste entre as isóbatas de 75 e 150m. Esta última é a região de maior continuidade da fácies silte argiloso (6) que se limita entre as isóbatas de 100 e 150m. Isoladamente, no extremo sul, ocorre a fácies argila siltosa (7), na linha de 100m.

De forma geral, as fácies arenosas acompanham a orientação da linha de costa, consequentemente das linhas batimétricas, as mais grossas (areia e areia siltosa, 1 e 2) encontradas na plataforma continental interna e externa e, as mais finas (areia síltico-argilosa e areia argilosa, 8 e 7) estão representadas na plataforma continental média e externa. Por outro lado, a fácies silte (4) encontra-se na plataforma continental média e externa, não obedecendo a mesma orientação das areias, posicionando-se alinhadas no sentido norte-sul cruzando as isóbatas de 50 a 150m.

3. POTENCIAL MINERAL

O potencial mineral da plataforma continental de Santa Catarina ainda é muito pouco conhecido e abrange fundamentalmente os sedimentos litoclásticos, fosforitas, carvão e água do mar.

Santa Catarina está entre os maiores destinos turísticos do país e o número crescente de obras de infraestruturas urbanísticas torna o setor da construção um mercado ávido por agregados granulados. Por esse motivo, a região costeira Centro-norte do estado apresenta uma grande demanda por areias e cascalhos. Pesquisas cujos objetivos foram localizar e avaliar as ocorrências arenosas da plataforma continental de Santa Catarina, resultaram na indicação de depósitos de areia fina à grossa em áreas ao largo de Balneário Camboriú, Itajaí e Piçarras (*CTTMar*, 2003). Nestes locais, em profundidades entre 10 e 30m, a areia predominantemente quartzosa representa mais de 99% da constituição do sedimento.

Bioclastos e pláceres de minerais pesados ocorrem de forma pouco expressiva e não são considerados recursos minerais explotáveis. Biodetritos ocorrem sobre isóbatas que têm indicativos de estabilização durante a transgressão marinha holocênica entre 24 e 35m de profundidade. Os minerais pesados são dispersos sobre a plataforma continental com concentração máxima correspondendo entre 1,2 e 1,5% do total da amostra observado na região próxima à desembocadura do Rio Itajaí-Açu. As espécies minerais mais comuns são ilmenita, epidoto, hornblenda e turmalina (*Souza & Abreu*, 2005).

Embora a destinação da areia potencialmente disponível na plataforma continental seja para atender a demanda de setores produtivos, a principal motivação para a busca de depósitos arenosos é a recuperação de praias que já se encontram afetadas pela erosão costeira ou que apresentem um quadro evolutivo crescente do processo erosivo. A areia da plataforma continental já foi utilizada para recuperação da praia de Piçarras em duas oportunidades (1999 e 2004), quando uma expressiva quantidade de sedimento arenoso foi inserida num aterro hidráulico. A erosão total ou parcial de praias é um problema bastante presente no litoral catarinense, especialmente na sua porção setentrional, desde a ilha de Santa Catarina até Barra Velha. Em Florianópolis há uma erosão relativamente acentuada nas praias do norte da ilha (Moçambique, Ingleses e Canasvieiras) e a areia depositada na plataforma continental próxima poderá ser utilizada em projetos de engenharia a serem implementados para recuperar esses sistemas praias.

Depósitos de rochas fosfáticas (fosforitas) ocorrem na área da Plataforma de Florianópolis e no Terraço de Rio Grande (*Abreu et al.*, 2015), contudo, mapeamentos geológicos e geofísicos de detalhe devem ser conduzidos de forma a se determinar o volume e o real potencial deste recurso na margem continental Sul brasileira.

Estimativas da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) indicam a possibilidade de haver carvão na plataforma continental contido em rochas sedimentares da Formação Rio Bonito, da Bacia do Paraná, que podem se estender até 70km mar a dentro e a 700m de profundidade. Num futuro próximo, confirmando as expectativas, essa rocha poderá ser utilizada como gerador de energia opcional semelhante ao que já ocorre em alguns países como Japão que gaseifica o minério no próprio local da mineração (*Martins & Souza*, 2007).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, J. G. N. 1998. Contribuição à sedimentologia da plataforma interna de Santa Catarina entre a foz dos rios Tijucas e Itapocu. Niterói. 62p. Dissertação de Mestrado. Programa de Geologia e Geofísica Marinha. Universidade Federal Fluminense.

ABREU, J. G. N. 2010. Sedimentologia, sismoestratigrafia e evolução da plataforma continental interna na área sob influência dos rios Itajaí-Açu e Camboriú, litoral Centro-norte de Santa Catarina. Porto Alegre. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

ABREU, J. G. N. & CALLIARI, L. J. 2005. Paleocanais na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul: evidências de uma drenagem fluvial pretérita. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23(2):123-132.

ABREU, J. G. N.; GRABOWSKI NETO, D.; SILVA, F. E. da; DIEHL, F. L.; KLEIN, A. H. da F.; SANTOS M. I. F. dos. 2001. Caracterização geofísica de duas áreas da plataforma continental interna ao largo do litoral Centro-norte de Santa Catarina. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 8., Imbé. Resumos... Imbé: [s.n.], 2001. p.556-557.

- ABREU J. G. N.; CORRÊA, I. C. S.; HORN FILHO, N. O. and CALLIARI, L. J. 2015. Phosphorites of the Brazilian continental margin, southwestern Atlantic ocean. *Rev. Bras. Geof.*, 32(3):539-548.
- ALMEIDA, F. F. M. 1953. Contribuição à geomorfologia da região oriental de Santa Catarina. *Associação dos Geógrafos Brasileiros*, 3:10-37.
- ALMEIDA F. F. M. de HASUI, Y.; PONCANO W. L., DANTAS, A. S. L., CARNEIRO C. D. R., MELO M. S.; De BISTRICHI, C. A. 1981. Mapa geológico do estado de São Paulo, escala 1:500.000 - Nota Explicativa. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, 126p.
- ALVES, J. H. G. de M. 1996. Refração do espectro de ondas oceânicas em águas rasas: aplicações à região costeira de São Francisco do Sul, SC. 1996. Florianópolis. 89p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental. Universidade Federal de Santa Catarina.
- ALVES, E. C., SPERLE, M., MELLO, S. L. M., SICHEL, S. E. 1997. Compartimentação tectônica do sudeste do Brasil e suas relações com as zonas de fraturas oceânicas. In: Sociedade Brasileira de Geofísica, CONGRESSO INTERNACIONAL, 5., São Paulo, Anais, 48-50.
- ANGULO, R. J. & SUGUIO, K. 1995. Re-avaluation of the Holocene sea-level maxima for the state of Paraná, Brazil. *Paleocenography, Paleocology, Paleoclimatology*, 113:385-393.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M. GONÇALVES J. H. 2003 Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Texto, Mapas e SIG. (Orgs.). Ministério de Minas e Energia, Secretaria de Minas e Metalurgia. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil 2003. 692p.
- CAMPOS, E. J. D., VELHOTE D., SILVEIRA, I. C. A. 2000. Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders, *Geophys. Res. Lett.*, 27:751-754.
- CASTRO FILHO, B. M. 1990. Estado atual do conhecimento dos processos físicos das águas da plataforma continental sudeste do Brasil. In: SIMPÓSIO DE ECOSISTEMAS DA COSTA SUL E LESTE BRASILEIRA: ESTRUTURA FUNÇÃO E MANEJO, 2., São Paulo. Anais... São Paulo: Academia de Ciências de São Paulo, 1990. p.1-19. v.1.
- CASTRO FILHO, B. M. & MIRANDA, L. B. 1998. Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S. In: ROBINSON, A. R.; KENNETH, H. B. (Ed.). *The Sea*. New York: John Wiley & Sons, Inc., 1998. v.11. Chapter 8.
- CORRÊA, I. C. S. 1979. Paleolinhas de costa na plataforma continental entre São Paulo e Santa Catarina. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro. Atas... Rio Claro: SBG, 1979. p.269-278.
- CORRÊA, I. C. S. 1980. Distribuição dos sedimentos modernos da plataforma continental entre São Paulo e Santa Catarina. *Pesquisas*, 13:109-141.
- CORRÊA, I. C. S. 1986. Evidence de la fluctuation du niveau de la mer dans la plateforme continentale du Rio Grande do Sul, Brésil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON SEA LEVEL CHANGES AND QUATERNARY SHORELINES, São Paulo. Proceedings... São Paulo: INQUA, 1986. p. 27-28. v.3. Special Publication.
- CORRÊA, I. C. S. 1990. Analyse morphostructurale et evolution paléogéographique de la plate-forme continentale atlantique Sud-Brésilien (Rio Grande do Sul – Brésil). France. 314p. Tese (Doutorado) - Université de Bordeaux I.
- CORRÊA, I. C. S. 1996. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans bp: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. *Marine Geology*, 130(1): 163-178.
- CORRÊA, I. C. S. & ADE, M. A. B. 1987. Contribuição ao estudo da paleogeografia da plataforma continental do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 1., Porto Alegre. Anais... Porto Alegre: [s.n.], 1987. p.37-48.
- CORRÊA, I. C. S & VILLWOCK, J. A. 1996. Continental shelf and coastal plain sediments of the southwest and south coast of Brazil. In: MARTINS, L.R.S.& CORRÊA, I.C.S (Eds.) Morphology and sedimentology of the southwest Atlantic coastal zone and continental shelf from Cabo Frio (Brazil) to Peninsula Valdéz (Argentina) Explanatory text of the Atlas. UNESCO/IOC/MCT/SECOP/DMS/CPRM/OSRNL/SWA, pg:41-54.

- CORRÊA, I. C. S.; MARTINS, L. R.; KETZER, J. M. M.; ELIAS, A. R. D.; MARTINS, R. 1996. Evolução sedimentológica e paleogeográfica da plataforma continental Sul e Sudeste do Brasil. *Pesquisas*, 9:51-61.
- CTTMar – Centro de Ciências Tecnológicas da Terra e do Mar. Universidade do Vale do Itajaí. 2003. Avaliação do potencial de recursos arenosos da plataforma interna e desembocadura de rios para engordamento artificial de praias. Relatório Final. Itajaí: PADCT III-FINEP, BIRD, Jan/2003.
- DIAS, G. T. de M.; ROBRINI, M.; FREIRE, G. S. S.; FIGUEIREDO, A. 2009. Geologia dos sedimentos superficiais da plataforma continental brasileira. In: *Geologia da Plataforma continental jurídica brasileira e áreas adjacentes*. CPRM: Brasília - DF.
- DIEHL, F. L. & HORN FILHO, N. O. 1996. Compartimentação geológico-geomorfológica da zona litorânea e planície costeira do estado de Santa Catarina. *Notas Técnicas*, 9:39-50.
- FIGUEIREDO JR., A. G. 1975. Geologia dos depósitos calcários biodetríticos da plataforma continental do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 72p. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- GAPLAN 1986 - Gabinete de Planejamento e Coord. Geral, Sec. de Estat., Geogr. e Inform. Atlas de Santa Catarina. 173 p. tab. graf. col. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro.
- GRÉ, J. C. 1983. Aspectos sedimentares da plataforma continental de Santa Catarina. Porto Alegre. 91p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- HORN FILHO, N. O. & DIEHL, F. L. 1995. Aspectos geológicos do embasamento da planície costeira do estado de Santa Catarina, Brasil. In: *SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 6, Porto Alegre, 1995. Boletim de Resumos Expandidos... Porto Alegre: SBG, p.108-109.
- HORN FILHO, N. O.; DIEHL, F. L.; AMIN, A. H.; MEIRELES, R. P.; ABREU, J. G. N. 2004. Coastal geology of the Central-northern coastal of the state of Santa Catarina, Brazil. In: *INTERNATIONAL COASTAL SYMPOSIUM*, 8., Itajaí. Proceedings... Itajaí: CERF, 2006. p. 1723-1726. Special Issue, 39.
- JICA. 1990. Feasibility study on the flood control project in the lower Itajaí river basin: Final Report. Supporting Report: Japan International Cooperation Agency, 1990.
- KLEIN, A. H. da F.; MENEZES, J. T.; DIEHL, F. L.; ABREU, J. G. N.; POLETTE, M.; SPERB, R. M.; SPERB, R. C. 2006. Litoral Centro-norte. In: Ministério do Meio Ambiente. *Erosão e Progradação no Litoral Brasileiro*. Brasília: [s.n.], 2006. 456p. Ilust.
- KOWSMANN, R. O. & COSTA, M. P. A. 1974. Paleolinhas de costa da plataforma continental das regiões Sul e Norte Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 4(3):215-221.
- KOWSMANN, R. O. & COSTA, M. P. A. 1979. Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. In: *Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes: Série Projeto REMAC*. Rio de Janeiro: PETROBRAS, CENPES, DINTER, n. 8, 1979. 55p. Ilust.
- MACHADO, A. A., CALLIARI, L. J., MELO, E., KLEIN, A. H. F. 2010. Historical assessment of extreme coastal sea state conditions in southern Brazil and their relation to erosion episodes. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*, 5(2):277-286.
- MAHIQUES, M. M. SOUSA, S. H. M.; FURTADO, V. V. 2010. The southern Brazilian shelf: general characteristics, Quaternary evolution and sediment distribution. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58 (Special Issue PGGM):25-34.
- MARTINS, L. R. S. & SOUZA, K. G. de. 2007. Ocorrência de recursos minerais na plataforma continental brasileira e áreas oceânicas adjacentes. In: *Parcerias Estratégicas. Centro de Gestão e Estudos Estratégicos (CGEE)*. Ministério de Ciência e Tecnologia. v.24, Edição Especial, 137-190.
- MENEZES, J. T. 2002. Alimentação artificial do segmento praias Navegantes/Gravatá. SC. Florianópolis. 114p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geografia. Universidade Federal de Santa Catarina.
- NOBRE, C. A.; CAVALCANTI, I. F.; GAN, M. A.; NOBRE, P. A.; KAYANO, M. T.; RAO, V. B.; BONATTI, J. P.; SATYAMURTY, P.; UVO, C. B.; COHEN, J. C. 1986. Aspectos da climatologia dinâmica do Brasil. *Climanálise*. Edição especial.

- RECH, M.; MENEZES, J. T.; ABREU, J. G. N.; KLEIN, A. H. F. 2006. Equilibrium profile analysis at the shoreface of the Navegantes and Gravatá beach, in the Santa Catarina state, southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 39:1691-1694.
- ROCHA, J.; MILLIMAN, J. D.; SANTANA, C. I.; VICALVI, M. A. 1975. Part V: Southern Brazil. In: *Contribution to Sedimentology*. Stuttgart: [s.n.], 1975. p.117-150. v.4.
- RODRIGUES, M. L. G.; FRANCO, D.; SUGAHARA, S. 2004. Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geofísica*, 22(2):135-151.
- SCHEIBE, L.F. 1986 - Geologia de Santa Catarina - Sinopse provisória. *Geosul*, 1(1):7-38.
- SCHETTINI, C. A. F. 2002. Caracterização física do estuário do rio Itajaí-Açu. *Rev. Bras. Rec. Hidr.*, 7(1):123-142.
- SCHETTINI, C. A. F. & CARVALHO, J. L. B. 1998. Suspended sediment balance in the estuary of Itajaí-açu river during a low discharge period. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70(2):325-334.
- SHEPARD, F. P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay rations. *Journal of Sedimentary Petrology*, 24, 151-158.
- SILVA, L. C. 1983. Evolução do Pré-Cambriano catarinense: uma abordagem alternativa. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1.; PROGRAMA RES. ROTEIRO DAS EXCURSÕES, Porto Alegre. Resumos... Porto Alegre: [s.n.], 1983. p.46-69.
- SILVA, L. F. & SCHETTINI, C. A. F. 1997 Contribuição à hidrologia do estuário do rio Camboriú: avaliação da contribuição fluvial. SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, 10, Itajaí, Resumos Expandidos...FACIMAR/UNIVALI, pp. 496-498.
- SILVEIRA, J. D. 1964. Morfologia do litoral. In: TESSLER G.L & GOYA S.Z. Processos costeiros condicionantes do litoral brasileiro. *Revista do Departamento de Geografia*, (17):11-23.
- SOUZA, D. R. & ABREU, J. G. N. 2005. Análise quantitativa dos minerais pesados na plataforma continental interna adjacente ao litoral Centro-norte de Santa Catarina. *Brazilian Journal of Aquatic Science and Technology*, 9(1): 1-5.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1978. Quaternary marine formations of the states of São Paulo and southern Rio de Janeiro. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, São Paulo. Proceedings... São Paulo: [s.n.], 1978. Special Publication I. Project 61.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(4):273-286.
- TESSLER, M. G. & GOYA, S. C. 2005. Processos costeiros condicionantes do litoral brasileiro. *Revista do Departamento de Geografia*, (17):11-23.
- TRUCCOLO, E. C. 1998. Maré meteorológica e forçantes atmosféricas locais em São Francisco do Sul – SC. Florianópolis. 100p. Dissertação de Mestrado. Programa de Engenharia Sanitária e Ambiental. Universidade Federal de Santa Catarina.
- VICALVI, M. A. 1977. Sedimentos quaternários da plataforma continental e talude do sul do Brasil: estratiografia e curvas paleoclimáticas. In: *Evolução sedimentar holocênica da plataforma continental e do talude do sul do Brasil: Série Projeto REMAC*. Rio de Janeiro: PETROBRAS, CENPES, DINTEP, n. 2, 1977. p.27-76. Ilust.
- WESCHENFELDER, J.; CORRÊA, I. C. S.; ALIOTTA, S.; BAITELLI, R. 2010. Paleochannels related to late Quaternary sea-level changes in Southern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58:35-44.
- ZEMBRUSCKI, S. G. 1979. Geomorfologia da margem continental sul-brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: CHAVES, H. A. F. (Ed.). *Geomorfologia da margem continental brasileira e áreas oceânicas adjacentes*. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1979. Série Projeto REMAC, 7, p.129-177.



PLATAFORMA CONTINENTAL DO RIO GRANDE DO SUL

Iran Carlos Stalliviere Corrêa¹
Jair Weschenfelder²
Lauro Júlio Calliari³
Elírio Ernestino Toldo Jr.⁴
José Carlos Nunes⁵
Ricardo Baitelli⁶

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) Instituto de Geociências, iran.correa@ufrgs.com

² Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) Instituto de Geociências, jair.weschenfelder@ufrgs.br

³ Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Instituto de Geociências, lcalliari@log.furg.br

⁴ Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) Instituto de Geociências, toldo@ufrgs.com

⁵ Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) Instituto de Geociências,

⁶ Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) Instituto de Geociências, baitelli@ufrgs.com

1. INTRODUÇÃO

As características sedimentológicas da plataforma continental do Rio Grande do Sul têm sido estudadas desde a década de 1960. A partir desses estudos resultaram mapeamentos das fácies sedimentares superficiais e das unidades sedimentares subsuperficiais, além de estudos das variações e das estabilizações do nível do mar durante o Quaternário, estudos morfológicos e morfoestruturais da plataforma e de distribuição de recursos minerais econômicos, na tentativa de determinar prováveis relações ambientais entre esses fatores, para se estabelecer a evolução paleogeográfica da mesma.

Entretanto, para se obter a verdadeira relação estratigráfica das sequências sedimentares formadoras dos depósitos superficiais e subsuperficiais da plataforma continental, dentro da história geológica do Quaternário, é necessário o conhecimento tridimensional da distribuição desses pacotes sedimentares. Isto só é possível a partir da obtenção e interpretação de registros contínuos de ecobatimetria, sísmica rasa, sísmica profunda, sonar de varredura lateral, amostragens superficiais e testemunhos longos.

Para se correlacionar os efeitos produzidos pelas transgressões e regressões marinhas, ocorridas durante o Quaternário, é necessário conhecer as idades radiométricas fornecidas pelo C^{14} além dos valores de δO^{18} e δC^{13} .

Com base nas informações e dados obtidos sobre a plataforma continental do Rio Grande do Sul apresenta-se o estado atual do conhecimento geológico da mesma.

2. ARCABOUÇO GEOLÓGICO

A partir do Neocomiano, bacias do tipo *rifts* foram originadas durante o processo de abertura continental que fragmentou o supercontinente Gondwana.

Nesse contexto desenvolveu-se a Bacia de Pelotas no extremo sul da Margem Continental Brasileira, sendo a precursora das demais bacias localizadas a norte. Instalou-se parte sobre a crosta continental e parte sobre a crosta oceânica sendo preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas desde o Mesozoico até o Recente, tendo recebido uma espessa sequência de sedimentos, que inclui, principalmente, folhelhos e arenitos e subordinadamente carbonatos, conglomerados e rochas basálticas extrusivas (Fontana, 1996).

A origem das bacias marginais brasileiras é relacionada a uma sucessão de processos termomecânicos que ocorreram no Mesozoico, durante a fragmentação da porção ocidental do supercontinente do Gondwana. A evolução tectônica e sedimentar da margem continental brasileira pode ser contada em termos da tectônica de placas, considerando normalmente as fases de soerguimento crustal, *rift*, transicional e de deriva (Ojeda, 1982).

A partir do Pangeia (~225 Ma), a fragmentação da massa de terra Gondwânica, no Triássico superior-Jurássico inferior (220-200 Ma), teve início com o rifteamento na porção meridional da imensa placa (Fig. 2.1). O rompimento crustal se propagou para o norte, com a América do Sul rotando no sentido horário e a África do Sul no sentido anti-horário (Knoppers et al., 1999; Meisling et al., 2001). O rifteamento se propagou ao longo da margem continental setentrional Argentina, no Jurássico médio (~170 Ma), atingindo a margem meridional brasileira até a altura da zona de fratura de Florianópolis, no Jurássico superior/Cretáceo inferior (~135 Ma), expandindo-se através da margem continental setentrional brasileira no Neocomiano-Barremiano inferior (Meisling et al., 2001). O processo de ruptura culminou com a separação continental África-América do Sul e a conseqüente formação da livre conexão entre os oceanos Atlântico Sul e Norte, no Cretáceo superior (Conceição et al., 1988; Chang et al., 1992; Mohriak et al., 1998).

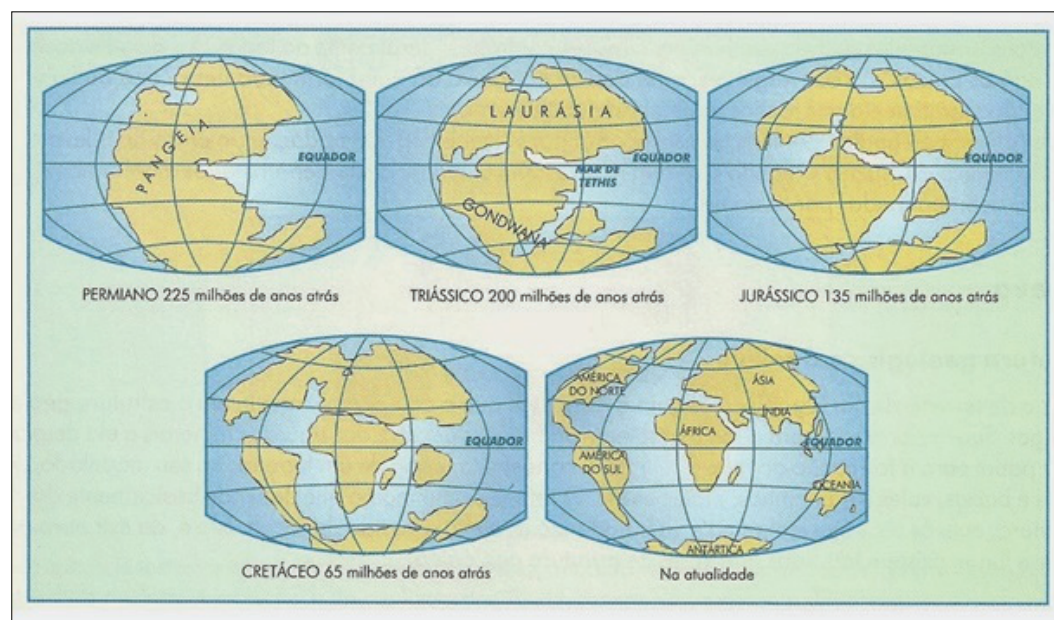


Figura 2.1. - Evolução da fragmentação do Pangeia até os dias atuais (<https://www.resumo-escolar.com.br/historia/pangeia/>)

O início do rifteamento, na margem continental sul-brasileira, foi concomitante com uma grande atividade magmática, atribuída à pluma do manto ou *hot spot* Tristão da Cunha (Meisling *et al.*, 2001). A primeira manifestação vulcânica na Bacia do Paraná foi por volta de 150 Ma, culminando em torno de 125-135 Ma (Rocha Campos *et al.*, 1998 apud Chang *et al.*, 1992). Uma segunda pluma do manto se originou entre 80 e 90 Ma, o *hot spot* Trindade, afetando a evolução geológica da margem continental sul, no Cretáceo superior e no Terciário (Cobbold *et al.*, 2001).

Rochas vulcânicas caracterizam a fase *rift* nas Bacias de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo, sobre as quais repousam os sedimentos mais jovens desta fase, nessas bacias (Chang *et al.*, 1992; Cainelli & Mohriak, 1999).

Dois tipos diferentes de margem continental se desenvolveram no Mesozoico, durante a fragmentação e subsequente separação da América do Sul da África. A margem continental sul se desenvolveu em resposta à extensão crustal normal (Chang *et al.*, 1992). As bacias marginais são, portanto, exemplos clássicos de bacias formadas em margem passiva do tipo Atlântico (Ponte & Asmus, 1978; McKenzie, 1978), as quais se desenvolveram através de processos incluindo rifteamento crustal, extensão crustal e ruptura, com subsequente deriva oceânica (Bruhn & Walker, 1995). Em contraste, a margem continental do norte e nordeste brasileiro evoluiu em resposta a movimentação do tipo *strike-slip* ao longo de falhas transformantes, desenvolvendo uma série complexa de bacias por cisalhamento (Masclé *et al.*, 1988; Guiraud & Maurin, 1992; Assumpção, 1998; Szatmari & Milani, 1999).

Com base em momentos diferentes de rifteamento e deriva, Meisling *et al.*, (2001), argumentam também que a margem continental sul pode ser dividida em dois compartimentos distintos, separados pela zona de fratura de Florianópolis. Ao sul da plataforma de Florianópolis está situada a Bacia de Pelotas.

2.1 – Bacia de Pelotas

A Bacia de Pelotas é a mais meridional das bacias marginais que compõem a margem continental brasileira. O alto de Florianópolis delimita a bacia ao norte e, ao sul, o alto de Polônio, já dentro dos limites territoriais do Uruguai. As áreas topográficas mais elevadas do embasamento marcam o limite ocidental da bacia. Para leste o seu limite se prolonga em direção à Elevação Continental (Fig. 2.1.1).

A plataforma continental do Rio Grande do Sul está localizada no domínio geológico da Bacia de Pelotas, a qual teve sua origem durante o Cretáceo e, desde então, passou a receber os sedimentos clásticos oriundos da dissecação das terras altas adjacentes.

A Bacia de Pelotas é uma bacia do tipo marginal aberta, assentada sobre a borda continental sul-americana e a crosta oceânica. Esta bacia se constitui, estruturalmente, por uma porção rasa, onde o embasamento cristalino se encontra, aproximadamente, entre 0 e 2.500m de profundidade e por uma porção mais profunda, onde o embasamento pode atingir até 10.000m de profundidade. Estas duas porções se encontram separadas por um sistema de falhas de grande extensão e rejeito e que, segundo *Ojeda & Cesero (1973)*, recebe a denominação de Falha do Rio Grande (**Fig. 2.1.1**).

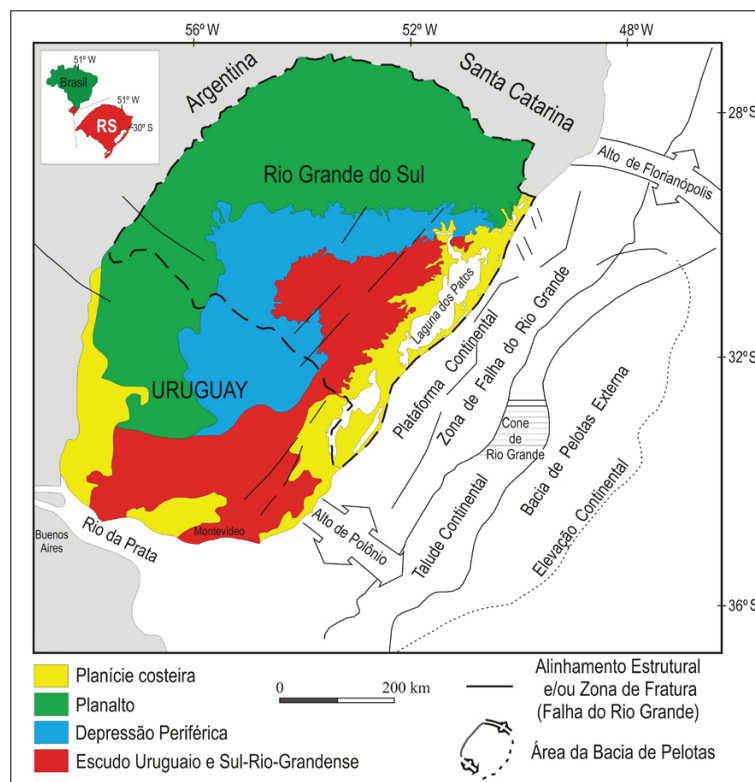


Figura 2.1.1. - Fisiografia e principais estruturas geológicas do embasamento e da Bacia de Pelotas (modificado de *Carraro et al. 1974* e *Corrêa, 1987a*).

O embasamento é constituído por diversas associações petrotectônicas pré-cambrianas (Escudo Sul-rio-grandense e Uruguaio) e sequências sedimentares e vulcânicas, de idades Paleozoicas e Mesozoicas, da Bacia do Paraná. Sobre as rochas do embasamento se encontra ancorada a espessa pilha sedimentar da Bacia de Pelotas.

A Bacia de Pelotas está localizada na costa do Rio Grande do Sul, subjacente à plataforma e talude continental e é limitada, aproximadamente, pelos paralelos de 28° e 36° Sul e pelos meridianos de 46° e 54° Oeste. (**Fig. 2.1.1**).

Os principais acidentes fisiográficos, observados na Bacia de Pelotas, podem ser divididos em duas áreas:

- **Área Emersa:**

A Bacia de Pelotas é constituída, na sua porção meridional, pelo embasamento cristalino enquanto que em sua porção norte, pelos sedimentos Paleozoicos e Meso-

zoicos da Bacia do Paraná. A parte norte da bacia apresenta um relevo acidentado, com elevações que podem atingir os 1.500m, enquanto que a sul, o relevo é mais suave. A região costeira é formada por uma planície de baixo relevo com a presença de inúmeras lagoas. Em direção a norte esta planície se apresenta mais acidentada e recortada por antigas falésias basálticas. (Fig. 2.1.1).

• **Área Submersa:**

A Bacia de Pelotas, em sua parte submersa, é formada pela plataforma e pelo talude continental. A plataforma continental se estende desde a costa até a isóbata dos 160m, aproximadamente. Apresenta uma superfície plana, ornamentada por suaves irregularidades e com um gradiente médio de 1:1000 (Martins et al., 1972). O talude continental apresenta uma declividade mais acentuada e que pode variar de 1:40 a 1:60, e com uma forma geral convexa o que revela a predominância dos processos sedimentares deposicionais, na sua configuração (Martins et al., 1972). A maior feição deposicional observada sobre a margem continental é a presença do Cone de Rio Grande (Fig. 2.1.1).

2.2 – Evolução Tectônica da Bacia de Pelotas

Apoiada sobre um embasamento Pré-cambriano e sequências sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná, a Bacia de Pelotas teve sua origem relacionada com os movimentos geotectônicos responsáveis pela abertura e estruturação do oceano Atlântico Sul a partir do Cretáceo, lembrando as outras bacias marginais brasileiras.

Com a estruturação tectônica do Atlântico Sul e os sucessivos basculamentos em direção ao mar, acumulou-se, durante o Cenozoico, uma espessa sequência de sedimentos continentais, transicionais e marinhos (Fig. 2.2.1). A análise de dados sísmicos e de perfurações revela que a Bacia de Pelotas apresenta seu depocentro com até 12km de espessura de sedimentos (Fontana, 1996).

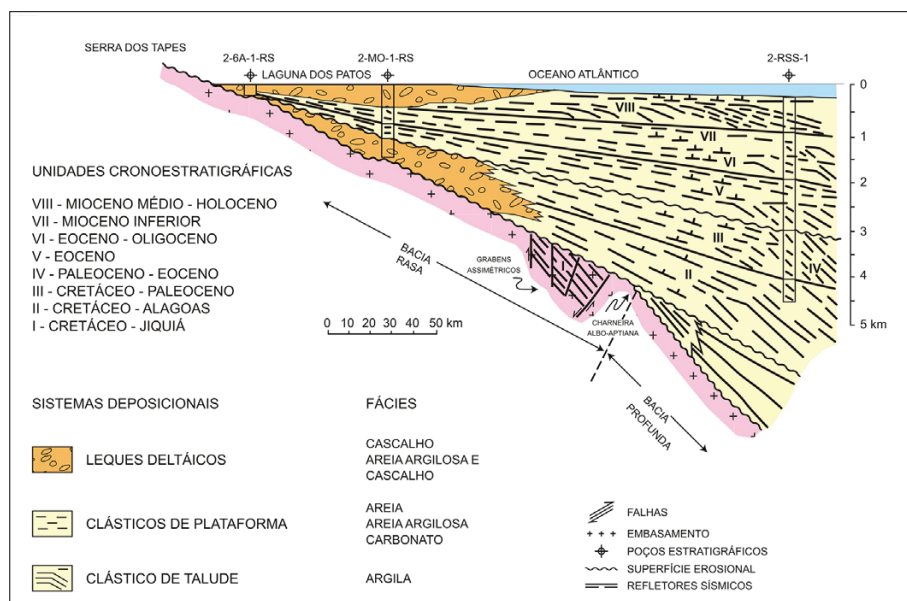


Figura 2.2.1. - Seção geológica esquemática da Bacia de Pelotas (modificado de Ojeda & Silva, 1975 e Corrêa, 1987b).

Asmus (1981) e *Asmus & Guazelli* (1981) consideram que os processos tectono-sedimentares e tectono-magmáticos que ocasionaram a formação das bacias marginais brasileiras tiveram início durante a reativação Wealdeniana da plataforma brasileira (Almeida, 1967) e se desenvolveram em quatro estágios principais: *pré-rift-valley*, *rift-valley*, proto-oceânico e oceânico, os quais conduziram, respectivamente, a deposição das sequências sedimentares do continente, dos lagos, do golfo e do mar.

A Bacia de Pelotas teve o início de sua sedimentação no estágio oceânico com a deposição da Sequência de Mar, durante o Albiano, enquanto ocorria o afastamento progressivo das massas continentais sul-americana e africana e a formação do piso oceânico a partir da cordilheira mesoatlântica.

Registros dos episódios tectônicos dos estágios iniciais da evolução da margem continental do Rio Grande do Sul, não são conhecidos até o momento. As principais evidências de tectonismo na Bacia de Pelotas são as falhas do embasamento de orientação subparalela a costa e que originaram grandes grabens assimétricos, escalonados e que se aprofundam em direção leste. Esses têm sua origem nos sucessivos basculamentos sofridos pela margem continental, a qual se rompia ao acompanhar a subsidência da crosta oceânica adjacente, submetida a resfriamento. Estas feições são denominadas de Linhas de Charneira ou Flexura. Estas se encontram paralelas as direções estruturais do embasamento e foram formadas durante o Albo-Aptiano, a mais afastada da costa e, durante o Paleoceno, a mais próxima da costa.

Na Bacia de Pelotas a linha de charneira de idade Albo-Aptiana, é a mais proeminente e separa uma zona onde o topo do embasamento é relativamente raso e de suave mergulho, de outra zona onde o embasamento se aprofunda rapidamente, apresentando acentuado mergulho. Esta linha de charneira, também conhecida como Falha do Rio Grande divide a Bacia de Pelotas em uma bacia rasa, localizada a oeste da charneira e que apresenta uma sequência sedimentar jovem, e em uma bacia profunda, localizada a leste da charneira, onde ocorrem sedimentos mais antigos.

A linha de charneira paleocênica, que se encontra mais a oeste da linha de charneira Albo-Aptiana, é menos evidente devido a processos erosionais a que foi submetida.

Nas regiões onde os fenômenos erosionais pós-basculamento não foram intensos, as calhas de ruptura se encontram preservadas e preenchidas por sedimentos mais antigos com inclinação em direção à mar aberto. A calha de ruptura Albo-Aptiana é a mais bem desenvolvida na Bacia de Pelotas, atingindo uma largura de 20km (Fig. 2.2.1).

O Baixio de Mostardas, mencionado por *Gonçalves et al.*, (1979), é o resultado da acentuada inflexão para oeste de todos os componentes da zona de ruptura Albo-Aptiana, quase atingindo a atual linha de costa.

Os demais falhamentos observados no pacote sedimentar da Bacia de Pelotas são de natureza adiastrófica. São falhas de crescimento com pequeno rejeito, que afetam o Terciário, na região do Baixio de Mostardas.

Segundo *Asmus & Guazelli* (1981), as estruturas transversais mais importantes são: o Lineamento de Florianópolis o qual é caracterizado por uma cadeia vulcânica que, juntamente com a cadeia Walvis, foi responsável pela restrição meridional da Bacia evaporítica Aptiana e constitui o limite setentrional da Bacia de Pelotas e da Elevação do Rio Grande; o Lineamento de Porto Alegre o qual determina o limite sul da Elevação do Rio Grande; e o Lineamento do Chuí que representa o limite meridional da Bacia de Pelotas.

Em termos de acumulação de sedimentos, a Bacia de Pelotas apresenta um pacote sedimentar de aproximadamente 10.000m de espessura. Em sua parte rasa os sedimentos não ultrapassam os 3.000m.

Para a parte profunda, *Carvalho & Franciscone* (1981), estabeleceram três compartimentos: o depocentro norte, em frente ao Cabo de Santa Marta, onde os sedimentos apresentam uma espessura de até 6.000m; o depocentro central, na latitude de Porto Alegre, com pouco mais de 7.000m; e o depocentro sul, diante da cidade de Rio Grande, aonde a espessura sedimentar chega aos 10.000m.

2.3 – Estratigrafia da Bacia de Pelotas

Os primeiros estudos geológicos efetuados na Bacia de Pelotas se devem a *White* (1908) que a caracterizou como de idade Cretácea. A partir daí vários autores estudaram as sequências sedimentares e a evolução da bacia através da análise de moluscos, foraminíferos, ostracodes, palinomorfos, entre outros.

Gonçalves et al. (1979), através da análise sismo-estratigráfica e utilizando dados de testemunhos como pontos de amarração, descreveram oito unidades crono-estratigráficas informais para a Bacia de Pelotas (**Fig. 2.2.1**). Os limites destas unidades coincidem com os episódios transgressivos mais evidentes e que correspondem com os limites dos principais ciclos de variação global do nível do mar, estabelecidos por *Vail et al.*, (1977).

• **Unidade I**

Esta unidade está relacionada aos sedimentos depositados antes do basculamento e da ruptura ocorrida no Albo-Aptiano. Encontra-se presente a leste da charneira e de modo descontínuo nos grabens da calha de ruptura. Embora esta sequência não tenha sido testemunhada, estima-se que a mesma seja constituída por sedimentos marinhos correspondentes aos evaporitos das bacias ao norte da Plataforma de Florianópolis (**Fig. 2.2.1**).

• **Unidade II**

Esta corresponde aos sedimentos de idade Cretácea depositados posteriormente ao basculamento Albo-Aptiano. Esta unidade recobre discordantemente a Unidade I e se encontra apoiada sobre o embasamento, a oeste da calha de ruptura Albo-Aptiana.

A sedimentação desta unidade ocasionou a formação de uma plataforma construcional com três domínios sedimentares: uma região de plataforma continental aberta, a oeste; uma faixa estreita de talude e uma região de sedimentação de águas profundas. O poço efetuado pela Petrobrás (2-RS-1), localizado na região do terceiro domínio, penetrou a Unidade II, em sua parte superior, encontrando folhelhos de águas profundas, intercalados por calcilitos e folhelhos calcíferos. O poço 1-RS-2, também da Petrobrás, e localizado na borda da plataforma, atravessou folhelhos, arenitos, calcarenitos e calcilitos, enquanto que o poço 2-MO-1-RS, localizado no continente, atravessou um conglomerado com matriz argilosa que segundo *Ojeda & Silva* (1975), são sedimentos pertencentes a esta Unidade II (**Fig. 2.2.1**).

• **Unidade III**

Esta unidade teve início com a transgressão ocorrida na passagem do Cretáceo para o Terciário, projetando para oeste o talude continental, dando assim condições de ambiente de águas profundas para a antiga plataforma da Unidade II. A sedimentação progradante culminou com a formação de uma ampla plataforma continental.

A partir do testemunho 1-RS-2 observa-se que a parte superior desta unidade foi erodida, restando apenas uma sequência de ± 300 m formada por folhelhos e com intercalações de sequências turbidíticas, na parte superior. No testemunho 2-MO-1-RS esta unidade é formada por areias conglomeráticas argilosas (**Fig. 2.2.1**).

• **Unidade IV**

Esta unidade está relacionada ao segundo basculamento ocorrido na Bacia de Pelotas, aproximadamente na passagem do Paleoceno para o Eoceno. É constituída por uma cunha sedimentar depositada em onlap sobre a parte submergida do bloco basculado. Devido à erosão acentuada, ocorrida nas áreas soergidas pelo basculamento, o aporte sedimentar foi elevado durante a formação desta unidade (**Fig. 2.2.1**).

• **Unidade V**

A unidade V teve início com a transgressão ocorrida em torno do Eoceno médio e atingiu grande espessura. Durante o período de sedimentação desta unidade a mesma sofreu transgressões e regressões que provocaram o avanço e o recuo do talude continental e que originaram sucessões verticais de sedimentos com características paleoambientais diversas.

O testemunho 2-MO-1-RS apresenta uma sequência arenosa com a intercalação de argilas marinhas enquanto que o testemunho 1-RS-2 inicia com uma sequência de folhelhos de águas profundas seguindo-se intercalações de sedimentos de plataforma e talude, respectivamente arenosos e argilosos, com aumento de teor de areia em direção ao topo. O testemunho 2-RS-1, em posição mais distal, é formado essencialmente por folhelhos de águas profundas, com a presença de sedimentos arenosos somente em sua parte superior. Os registros sísmicos desta unidade exibem amplos refletores planares, progradações de pequena amplitude e evidências locais de corte e preenchimento de cânions (**Fig. 2.2.1**).

• **Unidade VI**

A sedimentação da unidade VI teve início a partir do processo transgressivo ocorrido aproximadamente no limite Eoceno-Oligoceno. Esta unidade apresenta ciclos simples de sedimentação e sua espessura é pequena. Os sedimentos são de idade oligocênica e são constituídos de folhelhos de águas profundas e areias de plataforma no topo e com a presença de siltitos e areias finas na parte mais distal (**Fig. 2.2.1**).

• **Unidade VII**

Teve início no Mioceno inferior uma grande transgressão a qual deu origem a sedimentação desta unidade e que ocasionou a deposição de folhelhos francamente marinhos em área onde hoje é continente.

A partir deste episódio, se desenvolveu um sistema deposicional proximal idêntico ao hoje observado no litoral do Rio Grande do Sul, com a formação de cordões arenosos e lagunas, nas quais se desenvolveram deltas fixadores de terrígenos grossos que foram transportados pelo sistema de drenagem existente na época. A partir de então o aporte sedimentar, na porção marinha da Bacia de Pelotas, se reduziu praticamente a deposição de pelitos.

Esta unidade é essencialmente constituída de folhelhos marinhos. Os refletores sísmicos que a caracterizam são descontínuos e são observados em toda a bacia (**Fig. 2.2.1**).

• **Unidade VIII**

Durante o Mioceno médio uma transgressão fez recuar para o oeste o talude continental, dando início a um novo ciclo deposicional que se estendeu, com pequenas oscilações, até o Holoceno.

O testemunho 2-MO-1-RS atravessou uma sequência de areias finas e argilas que representam os depósitos proximais da unidade VIII. O testemunho 1-RS-2 perfurou folhelhos e argilitos de plataforma enquanto que o testemunho 2-RS-1 perfurou uma sequência essencialmente pelítica, mas que reflete diversos ambientes: folhelhos baciais na base, de talude na parte média superior e de folhelhos e argilitos de plataforma no topo (**Fig. 2.2.1**).

Ao se analisar as oito unidades descritas, observa-se que, na Bacia de Pelotas se encontram ausentes, nas sequências sedimentares, as plataformas carbonáticas e os grandes depósitos evaporíticos, tão característicos das demais bacias marginais brasileiras.

Em linhas gerais, os sedimentos clásticos terrígenos depositados na Bacia de Pelotas, têm como área fonte principal as rochas ígneo-metamórficas do escudo Sul-rio-grandense e Uruguai e as rochas vulcano-sedimentares da Bacia do Paraná, situadas a oeste da bacia marginal. A erosão dos terrenos elevados situados a oeste gerou fácies sedimentares predominantemente clásticas terrígenas que se acumularam, durante o Cenozoico, ao longo da zona costeira do Rio Grande do Sul, como produtos dos processos desenvolvidos em diversos ambientes de sedimentação ali instalados.

Em consequência da estruturação geológica da região, dois compartimentos geomorfológicos foram reconhecidos para a Província Costeira do Rio Grande do Sul (Villwock & Tomazelli, 1995): o compartimento das terras altas e o das terras baixas (Fig. 2.3.1).

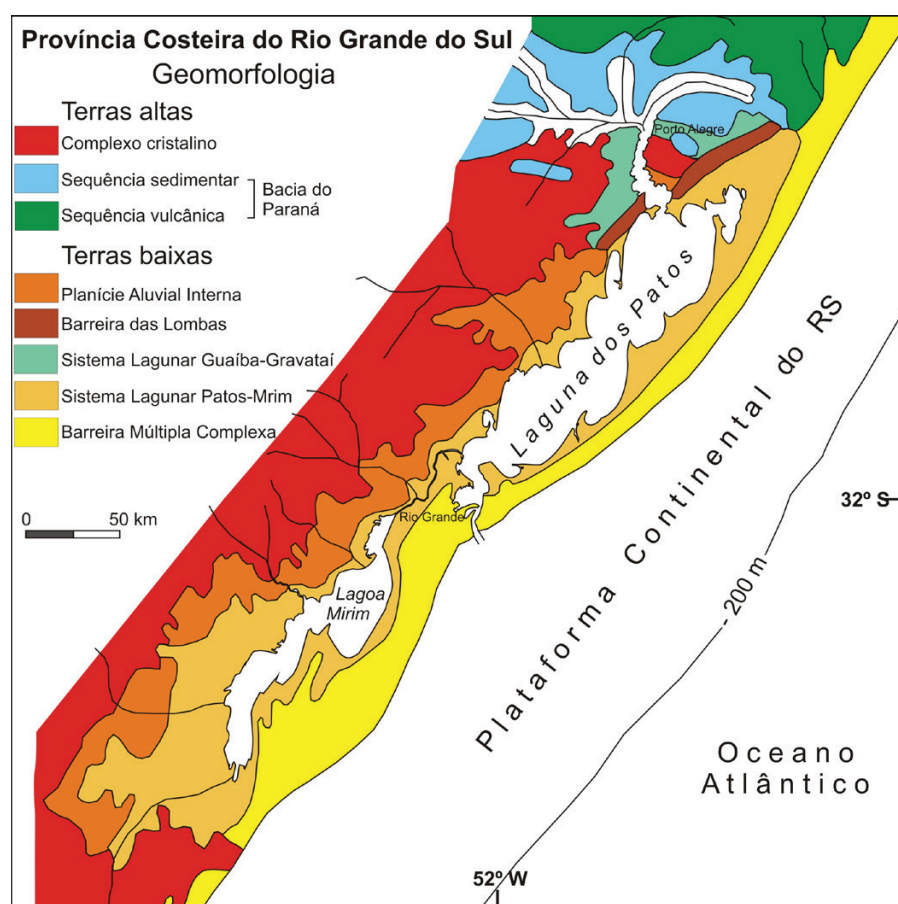


Figura 2.3.1. - Compartimentação geomorfológica da Província Costeira do Rio Grande do Sul (modificado de Villwock, 1984).

O compartimento das terras altas agrupa o Planalto Sul-rio-grandense, a Depressão Central Gaúcha e o Planalto das Araucárias, enquanto que no das terras baixas fazem parte a Planície Costeira e a Plataforma Continental adjacente. Sedimentos clásticos terrígenos, provenientes da dissecação das terras altas, chegam às terras baixas onde, sob a ação dos processos dinâmicos costeiros, se acumulam nos ambientes deposicionais transicionais e marinhos ali existentes.

A planície costeira do Rio Grande do Sul representa a parte superficial da Província Costeira do Rio Grande do Sul e da Bacia marginal de Pelotas. É uma ampla área plana de terras baixas, alongada na direção SO-NE por uma extensão aproximada de 600km. Apresenta uma largura média de 60-70km, na sua porção centro-sul, e de 15-20km na sua porção norte. Com área superficial aproximada de 33.000km², é ocupada, em sua maior parte, por um enorme sistema de Lagoas costeiras.

A praia oceânica atual da planície costeira é extensa e contínua lateralmente, com forma retilínea (SO-NE) e localizada em uma região costeira aberta e dominada pela ação das ondas. As feições morfológicas do setor praias se caracterizam pela relativa homogeneidade e continuidade lateral, em contraste com a marcante modificação antrópica causada ao campo de dunas frontais e planície arenosa adjacente.

Em Torres, no extremo norte do Estado, afloram rochas da sequência vulcânica e sedimentar da Bacia do Paraná. As falésias ali formadas são marcantes e é um aspecto morfológico destacável na região costeira do estado do Rio Grande do Sul (**Fig. 2.3.2**).



Figura 2.3.2. - Falésias basálticas na região de Torres-RS (Foto de Iran Corrêa)

Como resultado do cenário morfogenético a que foi exposta a Província Costeira do Rio Grande do Sul, *Villwock & Tomazelli* (1995) apontam que a planície costeira apresenta uma compartimentação geomorfológica que compreende a Planície Aluvial Interna, a Barreira das Lombas, o Sistema Lagunar Guaíba-Gravataí, a Barreira Múltipla Complexa e o Sistema Lagunar Patos-Mirim (**Fig. 2.3.1**).

3. ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS

3.1 – Ondas

Além da importância no transporte e redistribuição de sedimentos ao longo da linha de costa, as ondas também exercem papel significativo nos processos de sedimenta-

ção da plataforma continental (Davis, 1992). Sob influência de condições normais, o movimento orbital das ondas tende a interagir com os sedimentos mais próximos da costa. Entretanto, grandes ondas como àquelas geradas por tempestades, podem afetar o assoalho da plataforma continental, a profundidades bem maiores.

A interação das ondas com o fundo da plataforma continental é determinada pela relação entre a profundidade da lâmina d'água (h) e o comprimento da onda (L). Quando essa relação entre h/L for igual ou maior que 0,5 se caracteriza como ondas se propagando em águas profundas não interagindo com o fundo oceânico. A interação das ondas com o fundo oceânico ocorre somente quando a relação h/L for menor que 0,5, ou seja, quando a altura da onda for menor ou igual à metade da profundidade. Desta forma a remobilização de sedimentos por ação das ondas ocorre preferencialmente em profundidades intermediárias a rasas.

Dados de ondógrafos, fundeados nas regiões costeiras ao largo de Tramandaí (Motta, 1963) e em Rio Grande (Strauch & Schmidt, 1998), permitem classificar dois regimes de ondas bem distintos segundo seus setores principais de aproximação. Na região de Tramandaí, Motta (1963) verificou uma independência entre o vento e a propagação das ondas. O autor identifica a presença de ondas denominadas vagas (*sea*), como resultado da ação do vento local soprando na área costeira; e de ondas denominadas ondulações (*swell*) como ondas derivadas de centros de geração posicionados longe da região costeira. A direção de incidência mais frequente, encontrada para as vagas, foi de leste-sudeste (entre 95° e 110°) e da ondulação, de sudeste (125°). Como resultado dessas ondulações provindas de sul, que são mais efetivas no transporte de sedimentos na zona costeira, a deriva litorânea líquida ao longo da barreira arenosa é para norte (Motta, 1969). Em Rio Grande, Strauch & Schmidt (1998) constataram duas direções de incidência de ondas predominantes. A primeira de leste-sudeste, situada em torno de 100° , com períodos de 8s, caracterizando a direção de incidência das vagas e a outra em torno de 160° (sul-sudeste) com períodos de 12s, caracterizando as ondulações. Por vezes estes dois tipos de incidência ocorrem de forma superimposta.

Quanto aos períodos característicos das ondas, o período significativo de maior frequência, observado pelas medições realizadas no ondógrafo de Tramandaí, foi de 8s, ocorrendo uma distribuição normal em torno deste valor desde 5s até um máximo de 17s. Já em Rio Grande, os dados obtidos pelo ondógrafo revelam períodos de pico de cerca de 20s, ocorrendo, porém, dois períodos predominantes, de 8 e 11s.

Nos registros de alturas de ondas Motta (1963) detectou, para o mês de abril de 1963, a presença de ondas de tempestade com 7m de altura máxima (período e altura sig-

nificativa de 16s e 4,8m respectivamente) provenientes da direção de propagação de 120° (**Fig. 3.1.1**).



Figura 3.1.1 - Ondas na região de Tramandaí-RS (http://www.metsul.com/blog/?cod_blog=1&cod_publicacao=152)

A probabilidade de recorrência de uma onda de 7m de altura máxima foi calculada em uma vez em cada 30 anos, a de uma onda de 4m de altura máxima de pelo menos uma vez a cada ano, verificando ainda, que durante 16% do ano a altura significativa das ondas foi superior a 2m e 3% superior a 2,40m. Já para a região de Rio Grande, *Strauch & Schmidt* (1998) presenciaram o valor máximo de onda de 7,6m ao longo de todo período de medições, sendo que outros valores extremos de altura de onda também foram obtidos em dezembro de 1996 com 6m, em junho de 1997 com 7m e em março e abril de 1998 com 6,50m. Valores máximos de altura de onda atingindo 6,9m foram medidos por uma boia da Marinha Brasileira fundeada a 70m de profundidade ao largo de Rio Grande, durante um evento de tempestade ocorrido em 25 de maio de 2003. Os valores máximos de altura significativa para Rio Grande foram observados em abril de 1998, alcançando 4,2m (direção de propagação de 140°).

Dados históricos de direção de ondas cobrindo um intervalo de 33 anos (1946-1979) e obtidos através de observações visuais em navios de oportunidade para a região ao largo da costa do Rio Grande do Sul foram analisados por *Coli* (1994). A frequência de ocorrência das direções de propagação demonstrou uma variabilidade no clima de ondas ao longo das estações. As ondas de nordeste, leste e sudeste possuem maior ocorrência na primavera e verão, enquanto que as ondas de norte, oeste e sudoeste predominam no outono e inverno. As ondas de sul e noroeste não variam significativamente durante o ano. Entretanto a média anual para cada um dos quadrantes de direção de propagação de ondas demonstra grande diversidade nas direções, tendo como ocorrência principal as ondas provenientes de nordeste (22%), seguida pelas ondulações de sul (15,8%), de leste (14,16%), de sudoeste (12,25%), de norte (12,16%), de sudeste (9,08%), de oeste (5,83%) e de noroeste (2,83%) (**Fig. 3.1.2**).

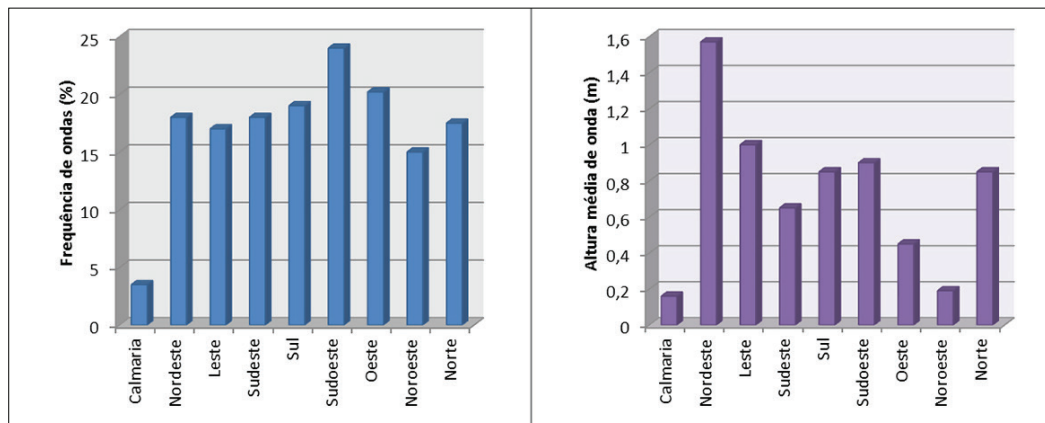


Figura 3.1.2. - Altura de onda média e frequência de ocorrência para os diversos quadrantes da direção de incidência de ondas, segundo os dados de observações entre 1946 e 1979. (Coli, 1994).

Valores médios de altura de onda demonstram valores mais expressivos para a região correspondente à direção sudoeste e, secundariamente, às direções oeste e sul (segunda direção de maior incidência de ondas), seguida pelas direções de nordeste e norte).

Coli (1994) observou um padrão sazonal onde as maiores alturas de ondas ocorrem durante o inverno, enquanto que os meses de outono e primavera possuem um padrão transicional. Quanto à ocorrência, as ondas provenientes do quadrante leste (NE, E, SE) possuem maior frequência durante a primavera e verão, enquanto que as de norte, oeste e sudoeste se magnificam no outono e inverno, sendo que as ondas de sudoeste correspondem, em média, as maiores alturas ao longo do ano, seguidas das provenientes de sul, oeste e norte. Foram encontradas ao sul da área de estudo alturas de ondas maiores que as observadas na região norte. Confirmando o que foi encontrado por Motta (1963, 1967), parece ocorrer uma independência entre o vento e a direção das ondas.

Analisando estes dados históricos, conjuntamente com dados oriundos de um ano de medições realizadas pelo satélite *Topex/Poseidon* sobre a região oceânica e costeira do Estado, Coli (1994) observou que as ondas de inverno são maiores, diminuindo gradativamente para o outono e primavera e com as menores alturas no verão. A porção oceânica sul da área se caracteriza por apresentar maiores alturas de ondas do que a porção norte sendo que, abaixo da latitude de 33° S, os mapas históricos demonstram uma permanência de núcleos de maiores alturas de ondas, os quais aumentam espacialmente e se intensificam no outono, atingindo um máximo durante o inverno.

A partir de três anos de dados de altura de onda obtidos pelo satélite GEOSAT, Young & Holland (1996) verificaram, da mesma forma, uma sazonalidade para os valores médios mensais da altura significativa da onda para dois locais do Atlântico Sudoeste. Esses correspondem a uma região norte, centrada na latitude de Tramandaí (RS) e outra ao sul na latitude de Mar del Plata, Argentina. Os autores notaram claramente a diferença em alturas de ondas já salientadas por Coli (1994) assim

como observaram que a comparação resultante da altura mensal significativa das ondas, entre essas duas localidades, também indicam maiores alturas para a região sul. Em uma análise estatística destes dados *Young & Holland* (1996) calcularam a probabilidade de excedência ao longo de todo o período amostral. Os dados demonstram uma altura significativa máxima em torno de 7m para a região ao largo de Mar del Plata e cerca de 5m para a região ao largo de Tramandaí. (**Fig. 3.1.3**). O que para uma boa aproximação nos dão ondas de altura máxima de 14 e 10m respectivamente ($H_{m\acute{a}x} \approx 2H_s$).



Figura 3.1.3. - Ondas atingindo a plataforma de Tramandaí no dia 28/10/2016. (Foto de Giulia Perachi/RBS TV)

Em linhas gerais pode-se dizer que para os dados medidos pelos ondógrafos em Tramandaí e Rio Grande, a altura máxima das ondas alcança respectivamente 7,0 e 7,6m. O período máximo nestes dois locais corresponde respectivamente a 17s e 20s. Já para os ângulos principais de incidência, ambos apresentam bimodalidade proveniente, respectivamente, dos setores 100° e 125° e 100° e 160°. Os dados históricos de observações visuais em navios e altimétricos indicam que as ondas são maiores no inverno que no verão, predominando na porção oceânica sul as maiores alturas de ondas. As alturas significativas máximas encontradas foram entre 5 e 7m respectivamente ao largo de Tramandaí e Mar del Plata (Argentina) indicando assim alturas máximas da ordem de 10 e 14m respectivamente (**Fig. 3.1.3**). Os valores de altura de onda mais expressivos correspondem à direção sudoeste e, secundariamente, às direções sul e oeste, nordeste e norte. *Strauch et al.* (2009), ao analisarem a variabilidade espacial das ondulações ao longo da costa do Rio Grande do Sul, quanto à altura, período e energia de pico das ondas, durante o verão e o outono, concluem sobre a existência de grande similaridade no comportamento do clima de ondas.

3.2 – Correntes Geostróficas

A margem continental sul do Brasil se encontra sob a influência da Convergência Subtropical (CST) a qual resulta da confluência de duas correntes de contorno oeste

que fluem no talude continental: a Corrente do Brasil (CB), que flui para sul transportando Água Tropical (AT) com temperaturas acima de 20°C e a corrente fria das Malvinas (CM), que flui para o norte e apresenta um ramo costeiro transportando Água Subantártica (ASA), com temperaturas entre 4° e 15°C (Sverdrup *et al.* 1942 e Thomsen, 1962 in Garcia, 1997). A convergência e a mistura dessas duas massas d'água (AT e ASA) formam a massa de Água Subtropical (AST) com temperaturas que variam entre 10° e 20°C e que também recebe a denominação de Água Central do Atlântico Sul (ACAS) a qual flui por baixo da Água Tropical da Corrente do Brasil (ATCB) em direção ao sul. Contrastando com as zonas oceânicas, o transporte de água sobre a plataforma continental é em grande parte consequência da influência da morfologia da plataforma nas correntes oceânicas, embora o regime de ventos desempenhe também um papel importante na circulação (Fig. 3.2.1).

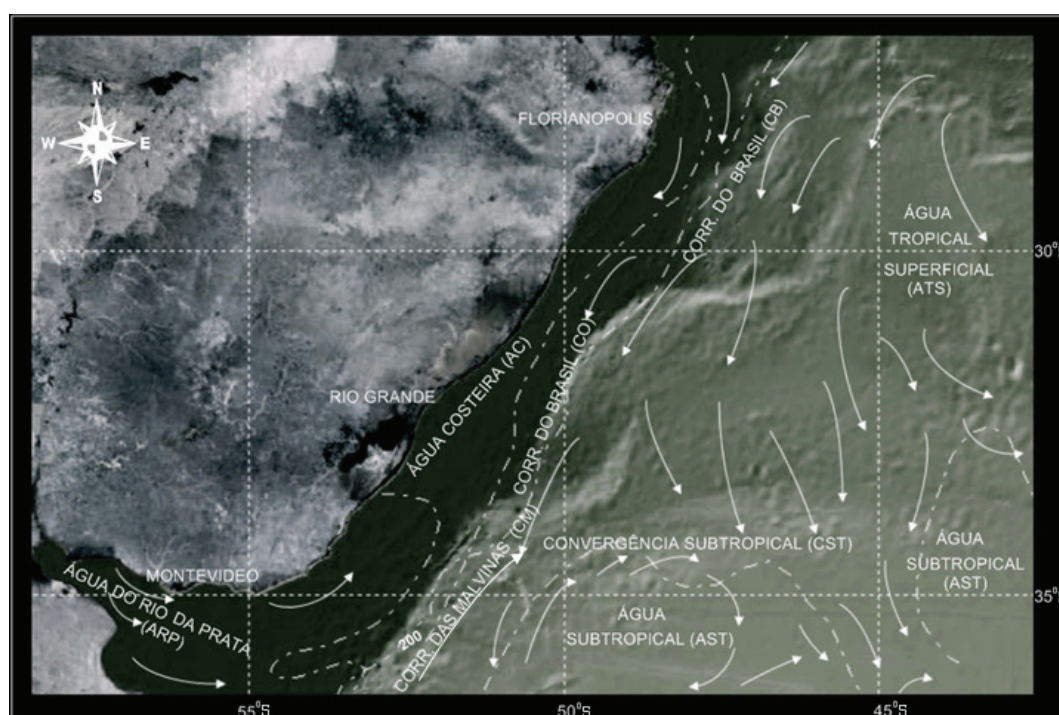


Figura 3.2.1 - Direção das correntes na Margem Continental do Rio Grande do Sul

Devido à influência das células de giro anticiclônico, nas proximidades da Convergência Subtropical, a CB, fluindo para sul, se aprofunda e se alarga entre as latitudes 24° e 31° S. A convexidade das isóbatas, na latitude de 28° e a declividade suave da plataforma, causam instabilidade do fluxo e oscilações da frente ao longo do talude (Garfield, 1990 in Garcia 1997). Segundo Cacciari (1986) in Garcia (1997), a circulação geostrofica e o transporte de massa de água associados com a Corrente do Brasil (CB) variam, mas o fluxo é geralmente em direção sul. Embora a massa de Água Tropical e Subtropical (AT e AST) fluam para o sul na parte superior da coluna d'água em profundidades maiores, abaixo da termoclina as águas se movem em sentido oposto. Determinações do transporte da Corrente do Brasil (CB) para o sul, na latitude de 32° e 33° S, sugerem que durante a maior parte do ano a Água Tropical (AT) é transportada sobre a plataforma, formando a chamada Água Costeira (AC).

3.3 – Correntes geradas pelo vento

As correntes induzidas pelos ventos resultam da transferência de momento da atmosfera para o oceano podendo afetar os sedimentos da plataforma continental. Algumas dessas correntes são contínuas e previsíveis, ao passo que outras são esporádicas (Davis, 1992). Embora as correntes geradas pelos sistemas atmosféricos sejam geralmente mais pronunciadas ao longo da região costeira do que na plataforma continental, essas são responsáveis, em parte, pelo transporte de sedimentos (Davis, 1992).

A plataforma interna é dominada por correntes costeiras originárias ao longo da costa da Patagônia (Piola & Rivas, 1997) e pela descarga do Rio da Prata ao longo da costa Uruguia (Framiñam & Brown, 1996). Esses mesmos autores comentam que na plataforma os ventos locais são muito enérgicos em período de poucos dias, devido aos sistemas atmosféricos frontais e os sistemas transitórios de alta pressão, que atingem a região com períodos variando entre 3 e 10 dias. Observações escassas realizadas com base nas distribuições de propriedades físicas, químicas e biológicas (Soares & Möller Jr., 2001), indicam que a circulação dominante na plataforma continental é devida ao vento. Com base em observações diretas de um fundeio de três meses, realizado no limite exterior da plataforma continental interna (-48m), esses autores observaram um fluxo de baixa frequência predominantemente barotrópico. A corrente residual é dirigida para nordeste (NE) e a variabilidade das correntes ocorre entre 2 e 12 dias, estando relacionada ao vento. A região ainda possui uma alta variabilidade sazonal e interanual no campo de vento (Piola et al., 2005; Braga & Krusche, 2000), onde ventos de NE, dominantes no verão, forçam um deslocamento das águas da pluma do Rio da Prata para o Sul e ventos de Sudoeste (SO), presentes no inverno, geram um deslocamento das mesmas para Norte (Möller Jr. et al., 2008). Assim as variações de baixa frequência das correntes na plataforma continental sul, contém influências combinadas da sazonalidade e da curta variação dos ventos; da variação e migração sazonal da confluência Corrente do Brasil (CB) - Corrente das Malvinas (CM), processos de meso-escala da Corrente do Brasil (CB) (meandros e redemoinhos) e os ciclos da contribuição fluvial do Rio da Prata e Laguna dos Patos.

Costa & Möller Jr. (2011) analisando dados de fundeios, na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul, para o período de primavera-verão de 2006/2007, demonstram que, neste período do ano, onde os ventos nordeste são mais intensos, o fluxo costeiro é para sul, com velocidade média de 0,06m/s e maior energia concentrada em períodos de 10,3 dias. As correntes costeiras na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul estão diretamente relacionadas ao padrão de ventos locais sendo caracterizadas por fluxos longitudinais à linha de costa com forte pre-

dominância barotrópica, enquanto os fluxos transversais possuem um acentuado cisalhamento vertical de velocidade.

O estuário do Rio da Prata é a maior fonte de água doce para a plataforma continental adjacente na região sudoeste do Atlântico Sul, com uma descarga média de $23.000\text{m}^3/\text{s}$ (Piola *et al.*, 1999; Piola *et al.*, 2004) e picos que chegam a mais de $60.000\text{m}^3/\text{s}$ em anos de evento El Niño (Piola *et al.*, 2005) e uma distância de 400km ao sul do local de estudo. A Laguna dos Patos, cuja desembocadura está próxima da latitude de 32°S é também um importante tributário, com descarga média de $2.400\text{m}^3/\text{s}$ (Vaz *et al.*, 2006), podendo alcançar picos de $12.000\text{m}^3/\text{s}$ também em anos de evento El Niño (Möller Jr. & Castaing, 1999).

Dados de dois fundeios sobre um campo de dunas submarinas na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul (Figueiredo Jr., 1980), durante a passagem de uma frente fria com ventos de oeste, indicaram correntes superficiais e de fundo para nordeste respectivamente de 82cm/s e 34cm/s . Após a passagem da frente fria o vento oscilou para sudeste decrescendo de 26km/h para 0km/h . As correntes superficiais e de fundo dirigidas para noroeste decresceram respectivamente de 29cm/s para 8cm/s e de 22cm/s para 3cm/s . Assumindo velocidades de erosão da ordem de 20cm/s para os sedimentos de fundo, esta frente fria erode e transporta sedimentos arenosos para norte-nordeste sendo assim responsável pela manutenção da topografia destas dunas submarinas (*sand ridges*) cuja crista apresenta orientação sudoeste-nordeste (Figueiredo Jr. 1980). Dados de correntes de fundo obtidos durante um fundeio associado a um sistema frontal de intensidade média (vento sudoeste de 28 nós), nas proximidades da barra do Rio Grande e na isóbata de 15m, indicaram velocidades de correntes, a 3m do fundo, da ordem de 30cm/s (Calliari & Fachin, 1993).

3.4 – Correntes de Maré

Os processos relacionados às correntes de maré podem ter sua origem em fatores astronômicos ou meteorológicos. As marés astronômicas, em grandes corpos de água, são resultantes das mudanças de posição entre o Sol, Lua e Terra. As marés meteorológicas são resultantes das variações das condições atmosféricas. As costas continentais podem ser influenciadas por macromarés, mesomarés ou micromarés (Silva, 2011).

A costa sudeste do Brasil se encontra em uma área de mínima influência da maré (micromaré) e com uma amplitude média em torno de $0,47\text{m}$ (Defant, 1961, apud Garcia, 1997). Dados de maré são relativos a região inferior do estuário da Laguna dos Patos. As marés são predominantemente diurnas mistas, sendo que a onda de

maré (O1=25,8h), com uma amplitude de 10,8cm, representa a principal componente. De acordo com *Möller Jr. et al.* (1996), sob condições típicas de verão, o espectro de energia da série temporal do nível da água no canal, reflete os sinais significativos dos componentes diurno (T=25,6h), semidiurno (T=12,5h) e quartodiurno (T=6,2h). Como é característico de lagunas costeiras estranguladas, o *inlet* de acesso a laguna atua como um filtro amortecedor confinando grande parte da influência da maré apenas a porção afunilada do estuário, atenuando muito sua amplitude, quando a onda avança para montante (*Fernandes et al.* 2004 e *Möller Jr. et al.* 2007). Devido à alta razão superfície/volume e à diminuição gradual na elevação da água do mar, as máximas velocidades de corrente, no corpo principal da laguna, são de aproximadamente $0,3\text{ms}^{-1}$ com frequentes inversões de direção. Entretanto no canal de acesso, velocidades do fluxo de saída, podem alcançar $1,7-1,9\text{ms}^{-1}$, como na enchente de 1941 (DNPVN 1941), enquanto os picos na velocidade de entrada de água do mar chegam a $1,3\text{ms}^{-1}$. Análises de correntes de maré na plataforma, feitas por *Zavialov et al.* (2002), demonstram a pouca importância desta na circulação local sendo a componente mais importante a O1 com 2,9cm de amplitude indicando assim o caráter micromareal de uma área, onde a maré é mista, com predominância diurna. A interação entre a maré astronômica e os efeitos meteorológicos produzidos pelo vento, pressão barométrica, ação das ondas e fatores associados, produzem um quadro complicado para a previsão da maré dentro da Laguna dos Patos. Na costa, as marés de tempestade podem facilmente atingir 1,2m acima da astronômica.

Segundo *Villwock* (1994), as costas submetidas a um regime de micromaré, apresentam ilhas-barreira alongadas (30 a 100km), pequeno número de canais e pouco ou nenhum desenvolvimento de manguezais e marismas. Tais aspectos podem ser observados na costa da região sul-brasileira, em especial na costa do Rio Grande do Sul.

4 - SUPRIMENTO DE SEDIMENTOS

O estudo da proveniência sedimentar é reconhecido, atualmente, como uma ferramenta importante no estudo de análise de bacias. Dados petrológicos e geoquímicos dos componentes detríticos têm sido utilizados na interpretação da evolução tectônica e do preenchimento das bacias. Análise de minerais pesados oferece uma abordagem de alta precisão na determinação da proveniência sedimentar, devido a diversidade de espécies minerais encontradas nas rochas fontes (*Pettijohn et al.*, 1973).

Com relação aos depósitos sedimentares da plataforma continental do Rio Grande do Sul, no Quaternário, é possível reconhecer uma série de ambientes deposicionais resultantes da transgressão holocênica e, provavelmente, remanescentes de sequên-

cias sedimentares associadas à última regressão do Pleistoceno. A distinção efetuada entre feições topográficas erosionais e/ou deposicionais, combinadas com as propriedades mecânicas e mineralógicas dos sedimentos, conduzem à história de transporte e deposição dos sedimentos presentes na plataforma continental.

Durante a regressão pleistocênica, a plataforma continental foi convertida em uma extensa planície costeira, na qual se desenvolveu sistemas fluviais, cujos rios atingiram a borda da plataforma, construindo uma série de complexos deltaicos, a maioria conectados com cânions submarinos e leques, originando cânions com forma de prisma sedimentar na elevação continental ou como o Cone de Rio Grande (*Martins*, 1984).

Ao final do estágio de nível de mar baixo, esse se elevou e teve início o processo de inundação da planície costeira da época, dos deltas, estuários e outros ambientes transicionais existentes, formando uma superfície básica transgressiva com grande remobilização de sedimentos. A linha de costa retrocedeu de forma rápida, mas intermitente, em direção ao continente. Escarpas, ilhas-barreira alinhadas em relação à linha de costa e vales fluviais preenchidos, representam evidências dessas estabilizações temporárias.

A compreensão do modelo evolutivo é fundamental nos estudos relativos à gênese dos sedimentos presentes na plataforma continental.

A cobertura sedimentar é formada por sedimentos cuja distribuição se encontra vinculada à história evolutiva da área, durante o Quaternário, tendo como agentes governantes principais as transgressões e regressões marinhas.

Segundo estudos de *Martins et al.*, (1967, 1973, 1978b, 1996), *Martins & Urien* (1979, 2004), *Ayup-Zouain* (1985) e *Martins & Villwock* (1987), o piso sedimentar é caracterizado pela presença de um domínio sedimentar arenoso do tipo uniforme. A origem dessa cobertura está vinculada a uma deposição pretérita bastante incisiva, em termos de volume de sedimentos, e à presença de ambientes transicionais sobre uma extensa planície costeira de idade pleistocênica, posteriormente remobilizada e retrabalhada pela conseqüente migração da linha de costa em direção ao continente, através da elevação progressiva do nível do mar durante o Holoceno.

O afogamento da antiga fisiografia e de seus sedimentos, geraram o retorno das antigas condições de plataforma continental. Estudos relativos à textura e à mineralogia dos sedimentos da região foram desenvolvidos por *Martins et al.*, (1972), *Urien & Martins* (1974), *Tomazelli* (1978), *Corrêa* (1987a, 1987b, 1990) e *Corrêa et al.*, (2001, 2002, 2006, 2008).

A plataforma continental do Rio Grande do Sul pode ser dividida em três domínios sedimentares principais:

- a) domínio de lamas de plataforma;
- b) domínio de areias de praia e ilhas-barreira;
- c) domínio das lamas fluviais, estuarinas e lagunares.

Os elementos faciográficos a seguir descritos referem-se à cobertura moderna, relíquia e retrabalhada (palimpsético), resultante dos episódios ocorrentes inicialmente na paisagem da planície costeira (Pleistoceno) e posterior afogamento e consequente consolidação da plataforma continental (Holoceno).

a) Lamas de plataforma

São consideradas nessa categoria as acumulações pelíticas sem vínculo atual com os deságues costeiros presentes na linha de costa.

Na plataforma continental externa do Rio Grande do Sul é observada uma faixa lamosa separada da linha de costa por areias e cascalhos.

As primeiras descrições da presença de lama na plataforma continental externa gaúcha foram realizadas por *Martins et al.*, (1967), os quais a descrevem como sedimentos relíquias de material transportado e depositado durante o Pleistoceno, principalmente pelo sistema de drenagens provenientes das Terras Altas do Rio Grande do Sul, pré-geração de uma costa de barreiras. Mais tarde, *Martins* (1984), inclui uma influência parcial das lamas distais platinas como um agente de contribuição da porção sul do Cone de Rio Grande, confirmado mais tarde por estudos palinológicos de *Lorscheiter & Romero* (1985).

Na realidade, tais sedimentos representam o resíduo de uma paisagem instalada no limite externo da antiga planície costeira pleistocênica, desenvolvida a 18 ka AP e refletida na presença de ambientes transicionais (lagunas, deltas, estuários) com forte influência da descarga fluvial. A identificação de antigos canais da drenagem fluvial do Pleistoceno, a partir de perfilagem sísmica, foram obtidas e descritas por *Weschenfelder et al.*, (2008, 2010a,b) e *Baitelli* (2012), encontrando-se esses, atualmente, assoreados pelo pacote arenoso transgressivo do Holoceno.

b) Areias de praia e ilhas barreira

Estão incluídos nessa categoria os componentes arenosos que recobrem praticamente toda a plataforma continental formando muitas vezes bancos alongados paralelos ou subparalelos à atual linha de costa, e com a presença, em proporções variáveis, de material carbonático, proveniente da atividade organógena litorânea.

Seu desenvolvimento foi governado pelo apreciável estoque arenoso contido em praias, restingas, dunas e outras formas existentes, na pretérita planície costeira pleistocênica, e retrabalhados durante a subida do nível do mar, formando uma sequência, denominada por *Urien & Martins* (1987), de cobertura arenosa basal transgressiva.

A transgressão holocênica foi responsável pela remobilização desse material através de episódios de estabilizações temporárias e zonas de grande energia, redistribuindo e retrabalhando grande parte desse material, sendo portanto, uma cobertura relíquia. Somente nas batimetrias menores é que esse material é novamente retrabalhado pelas condições hidráulicas atuais, ajustando-se às mesmas e formando o chamado prisma arenoso moderno (Martins *et al.*, 2003).

O material carbonático bioclástico associado, gerado na bacia de sedimentação, representa uma nova população textural, constituída por cascalhos e areias grossas e mobilizada durante as estabilizações do nível relativo do mar. Essa textura, por vezes, predomina na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul (Albardão, Mostardas, Parcel do Carpinteiro).

As ocorrências dessa textura na plataforma continental externa indicam situação de nível elevado de energia na borda atual, durante o Pleistoceno, em nível de mar baixo.

Em seu aspecto geral, a cobertura sedimentar é bastante homogeneia, variando de areia fina a média (2,5 phi), bem selecionada, com grãos subarredondados de quartzo e plagioclásio, fragmentos de rochas e minerais pesados. Os constituintes terrígenos dos sedimentos arenosos consistem de minerais predominantemente derivados de rochas ácidas (quartzo, epidoto, granada, turmalina), pertencentes ao Escudo Sul-Rio-Grandense e Uruguai.

c) Lamas fluviais, estuarinas e lagunares.

São produtos da contribuição de fontes fluviais, fluvio-estuarinas ou lagunares presentes na zona costeira ou de retrabalhamento de sedimentos pelíticos mais antigos, através da modificação do regime hidráulico. São lamas (silte e argila) predominantemente de contribuição moderna ou retrabalhados e vinculados aos principais deságues litorâneos, sendo encontradas na plataforma continental interna junto à desembocadura da Laguna dos Patos.

Esse componente pelítico recobre ou imbrica-se na sequência de areias transgressivas que acompanhou o avanço do mar e invadiu os estuários e baías durante a transgressão holocênica, nos últimos 11 ka AP.

É possível afirmar que a cobertura sedimentar moderna da plataforma continental tem como fonte principal os vários ambientes sedimentares que se desenvolveram durante os eventos transgressivo-regressivos do Pleistoceno, com especial ênfase durante o último nível de mar baixo, quando a extensa planície costeira que atingia a atual borda da plataforma continental, recebia suprimento sedimentar expressivo das áreas continentais, através de suprimento fluvial, conforme comprovado pela presença de paleocanais afogados, observados em registros sísmicos (Weschenfelder *et al.*, 2008, 2010a,b; Baitelli, 2012).

Uma segunda área fonte se sedimentos esteve ligada a atividade organógena tendo como produto principal o material carbonático (conchas, fragmentos de conchas, coquina, arenito de praia, foraminíferos), com incidência igualmente controlada pela latitude e profundidade.

Uma terceira componente de contribuição, subordinada às duas primeiras, está associada à atividade diagenética no meio marinho e é representada pelas concreções fosfáticas e de areias glauconíticas.

A remobilização da cobertura sedimentar durante a transgressão holocênica; a consequente migração em direção ao continente da linha de costa e a formação de novos ambientes transicionais a cada etapa de estabilização temporária desse movimento, promoveram índices de energia suficiente para criar condições de retrabalhamento desses sedimentos e o afogamento da morfologia de Terras Baixas, baías e enseadas até atingir, na microfase regressiva, a situação da atual linha de costa. Uma nova progradação ocorre então com a formação de sistemas lagunares holocênicos (lagunas holocênicas do Rio Grande do Sul) e de sequências deltaicas (Jaguarão, Camaquã, Jacuí) com as fácies fluvio-deltaicas progradando sobre as fácies arenosas transgressivas (Urien *et al.*, 1995).

5 - BATIMETRIA

A plataforma continental do Rio Grande do Sul, de Torres até o Arroio Chuí (Fig. 5.1), possui uma morfologia bastante regular e homogênea, com sua largura variando de 100km a 190km e com a presença da zona de quebra na profundidade de 160m (Martins *et al.*, 2005). A costa apresenta uma configuração praticamente retilínea, possuindo a orientação NE-SW, o que dentro dos aspectos hidrodinâmicos lhe confere um caráter bem aberto e exposto à ação das ondas (Tomazelli & Villwock, 1992).

Corrêa (1990) apresenta o traçado batimétrico de detalhe da plataforma continental do Rio Grande do Sul, com curvas espaçadas de dois em dois metros, possibilitando uma melhor visualização da morfologia da plataforma. Sobre esta carta de detalhe o autor observou a presença de inúmeros bancos, canais, paleocanais e paleolinhas de costa afogadas (Fig. 5.1).

O Pleistoceno Superior e o Holoceno figuram como os períodos que melhor definiram o relevo e o micro relevo da superfície atual da plataforma continental. Essa plataforma continental, a partir de sua morfologia, pode ser dividida em três compartimentos:

5.1 - Compartimento Norte

Localizado na plataforma continental norte do Rio Grande do Sul, entre Torres e Mostardas. Este compartimento é caracterizado por uma plataforma larga, em mé-

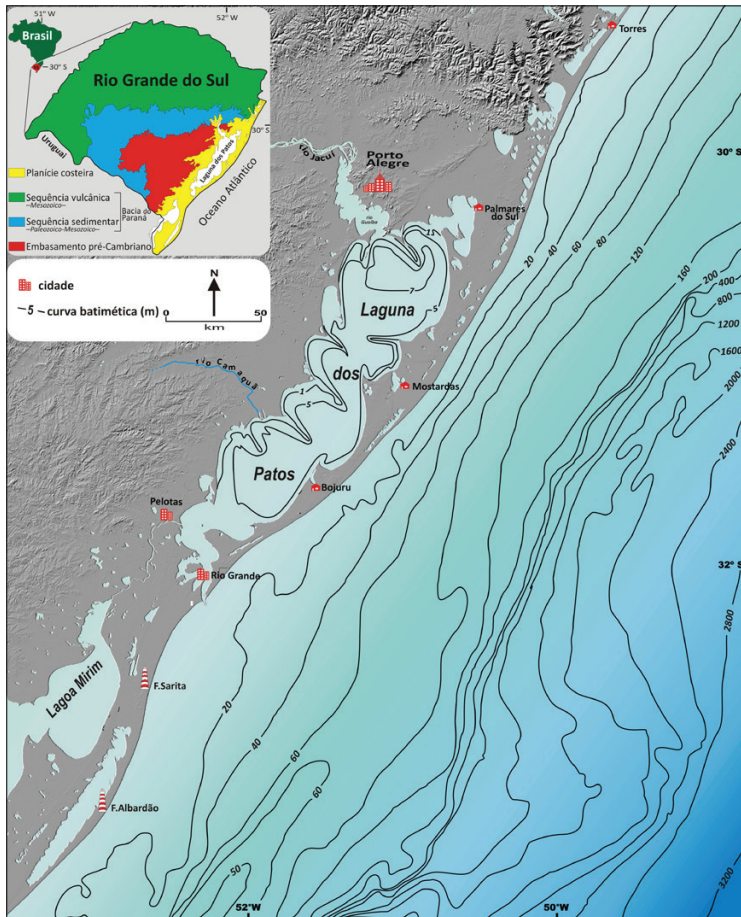


Figura 5.1 - Mapa Batimétrico da Plataforma Continental do RGS. (modificado de Corrêa, 1996).

dia 130km, com declividade média em torno de 1:700 e mostra um padrão batimétrico paralelo e razoavelmente concordante com a linha de costa do continente (Fig. 5.1.1). Não apresenta, em superfície, drenagem notória a não ser na borda da plataforma continental onde ocorre a presença de cânions.

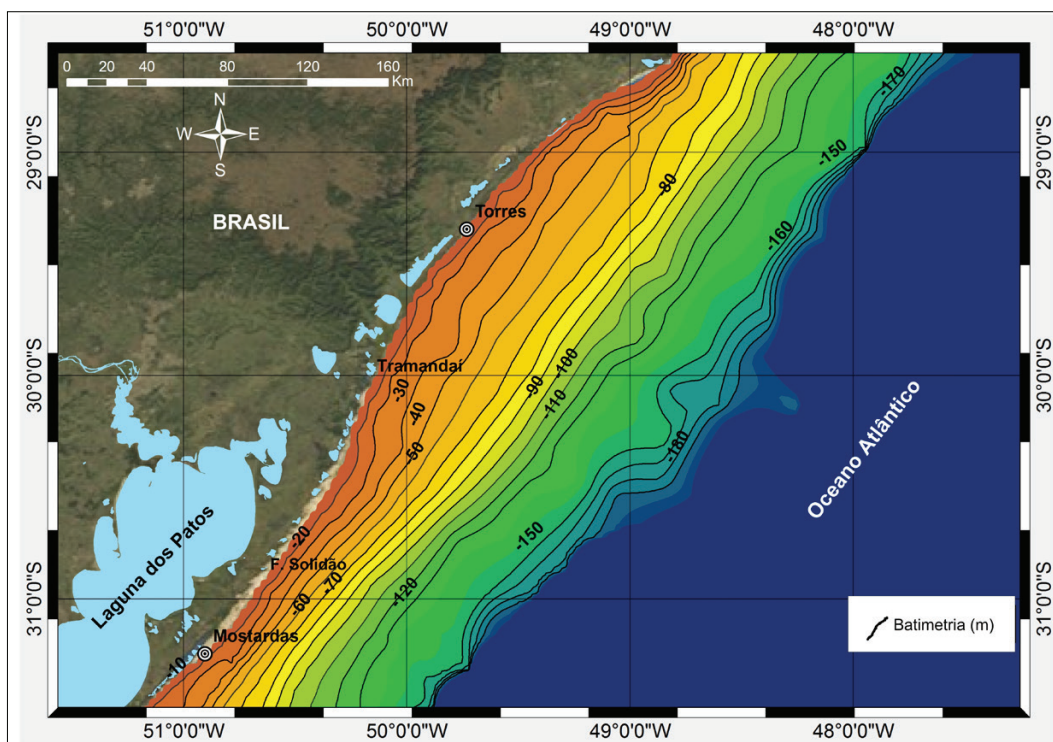


Figura 5.1.1 - Batimetria do compartimento norte da plataforma continental do Rio Grande do Sul. Notar os contornos paralelos das isóbatas, indicando grande homogeneidade da plataforma. (modificado de Pimenta, 1999).

5.2 – Compartimento Central

Esse se localiza na plataforma continental entre Mostardas e o Farol Sarita (Fig. 5.2.1). A região mais ao norte apresenta uma plataforma estreita com curvas batimétricas ligeiramente retrabalhadas e com uma declividade mais acentuada que varia entre 1:500 e 1:600. A forma geral das curvas batimétricas é côncava em relação ao continente, entretanto é inversa a forma da linha de costa continental. Na sua região mais ao sul, esse compartimento se caracteriza por uma plataforma larga e com declividade baixa, que varia de 1:700 a 1:900. Na parte do talude ocorre a presença da feição morfológica denominada Cone de Rio Grande.

Esta região apresenta diferenças na morfologia, em relação à região norte, com a presença de bancos arenosos lineares. Os locais de concentração desses bancos ocorrem na região, entre a cidade do Rio Grande e o Farol da Conceição, representada pelos “Banco Minuano”, situado entre 15 e 20m de profundidade e “Banco Capela” em uma área mais rasa de até aproximadamente 10m de profundidade. O Parcel do Carpinteiro, um grande afloramento de arenito de praia (*beach rocks*), se encontra nesta região, a cerca de 30km a sudeste da barra de Rio Grande, entre as profundidades de 15 e 20m (Fig. 5.2.1).

Os bancos lineares, estudados por *Figueiredo Jr. (1975)*; *Corrêa (1983)* e *Calliari & Abreu (1984)* variam de 1 a 6m de altura (*Corrêa, 1983*) podendo chegar até 10m (*Figueiredo Jr., 1975*), estão distribuídos dentro de uma profundidade de 8 a 30m, podendo atingir aproximadamente 220km de extensão, por vezes ligados à praia ou

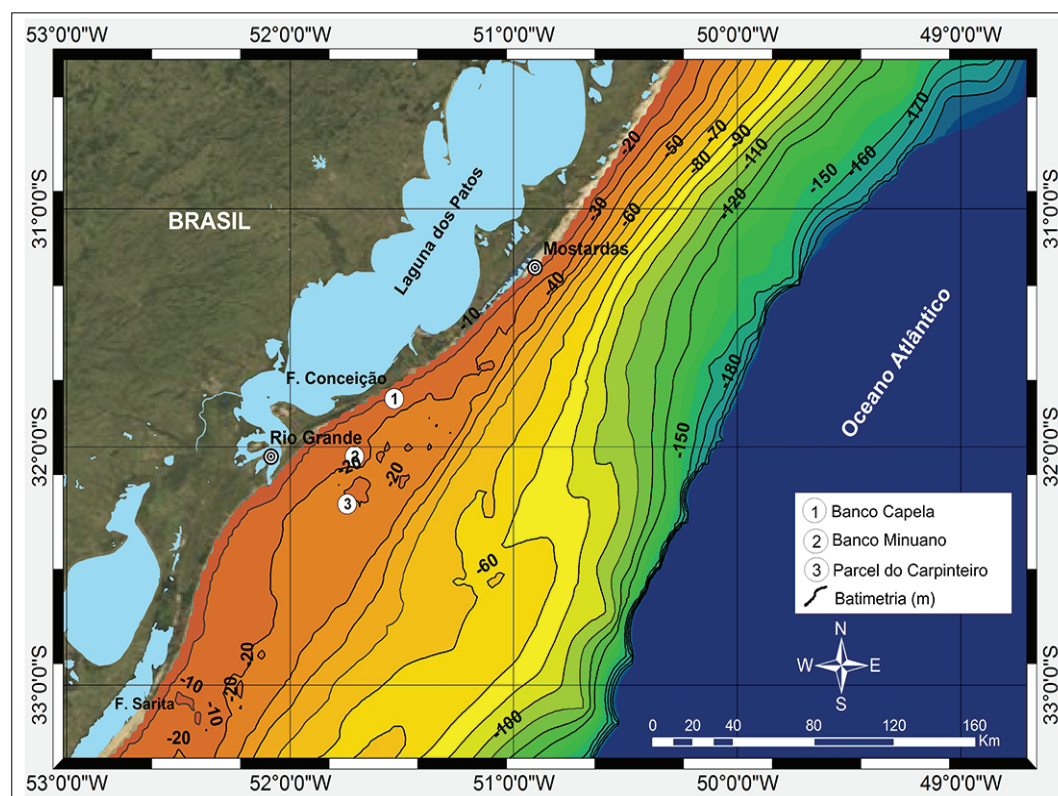


Figura 5.2.1 - Batimetria do compartimento central da plataforma continental do Rio Grande do Sul. (modificado de *Pimenta, 1999*).

então desmembrados desta. A orientação desses bancos é paralela ou subparalela a linha de costa, geralmente apresentando um ângulo de 35°. São formados quase que exclusivamente por areias quartzosas com biodetritos nas partes superiores dos bancos e carapaças biodetríticas de composição carbonática nas cavas dos mesmos (Pimenta, 1999).

A região central da plataforma interna adjacente a desembocadura da Laguna dos Patos, foi caracterizada por *Calliari & Fachin* (1993), como uma zona de inter-relação entre o estuário e o oceano, sob influência direta da laguna. Segundo *Calliari & Fachin* (1993), os depósitos lamíticos provenientes da laguna são recentes e possuem uma maior distribuição ao sul da desembocadura, dada a predominância dos ventos do quadrante nordeste na região, que quando associados a uma alta precipitação pluviométrica propiciam a formação de uma pluma de sedimentos na direção sudoeste. Os sedimentos finos transportados por esta pluma floculam, e se depositam nas adjacências da desembocadura da laguna sob a forma de lama fluída, podendo se estender até a latitude do Farol Verga, ao sul (Pimenta 1999).

Fachin (1998), utilizando folhas de bordo da DHN, confeccionou um mapa com maior detalhe da morfologia de uma parte da antepraia e da plataforma continental interna do Rio Grande do Sul. Neste mapa se observa uma superfície plana na região entre Rio Grande e o Farol Verga (33°S) (Fig. 5.2.2). A presença de um extenso campo de bancos arenosos pode ser observada tanto ao norte quanto ao sul dessa superfície plana. Através deste mapa é possível visualizar que a região adjacente a desembocadura lagunar (ao sul) se apresenta totalmente diferenciada da região norte e do seu extremo sul.

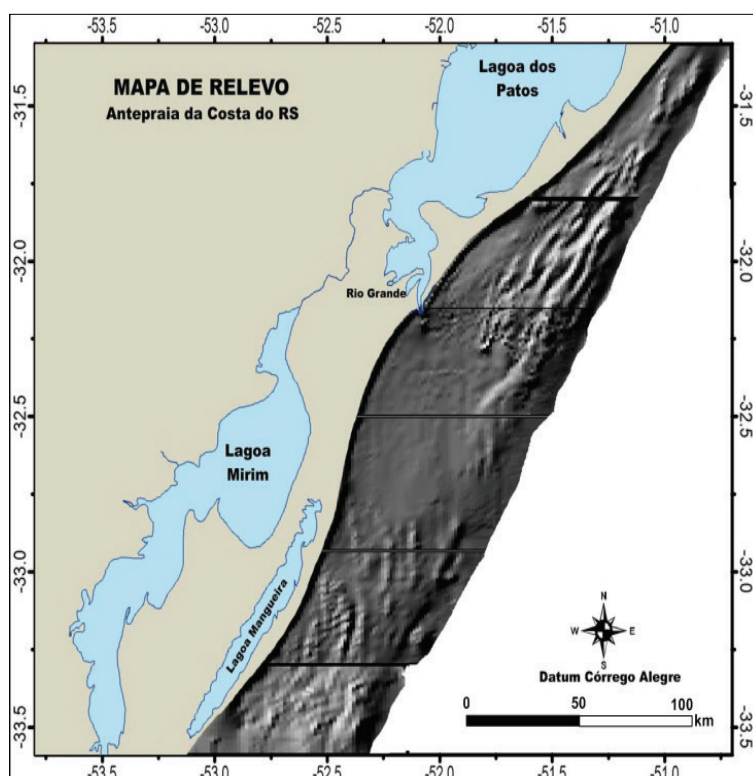


Figura 5.2.2 - Mapa de relevo de parte da antepraia e plataforma continental interna do Rio Grande do Sul. (modificado de *Fachin*, 1998).

Calliari et al., (2007) estudando a existência desta área plana entre duas regiões de batimetria irregular, sugerem um diferente tipo de fundo composto das misturas de areia e de lama. É bem conhecido (*Calliari & Fachin*, 1993) que a influência dos depósitos lamíticos da “Fácies Patos” (*Martins et al.*, 1967), representado por argila-síltica, silte-argiloso, areia-argilosa e os tipos de fundo misturados, ultrapassam a isóbata de 20m de profundidade nessa área. A presença dessa área batimétrica homogênea, entre dois campos de bancos irregulares de areia (com todas as áreas sujeitas ao mesmo clima da onda), pode ser explicada nos termos da textura do sedimento fornecido pela contribuição de sedimentos finos (silte e argila), da descarga da Laguna dos Patos no oceano.

5.3 – Compartimento Sul

Esse compartimento se localiza na plataforma continental entre o Farol Sarita e o Arroio Chuí (**Fig. 5.3.1**). Apresenta uma plataforma larga como a do compartimento anterior mas, com as curvas batimétricas mais retrabalhadas, o que ocasiona uma área com morfologia mais acidentada. A declividade da área varia de fraca a forte em alguns locais, tendo as curvas batimétrica formas muito irregulares em relação à linha de costa continental. Nesse compartimento temos a presença de um paleocanal localizado na plataforma média e que se acha relacionado à paleodrenagem do Rio da Prata, em período de mar baixo. Na altura do Farol do Albardão a plataforma continental interna é recoberta por bancos arenosos com bioclastos que apresentam seu eixo maior subparalelo a linha de costa. A região Sul da plataforma continental gaúcha é dominada por um complexo relevo submarino, encontra-se caracterizada pela marcante presença de grandes bancos lineares e grandes depressões. No extremo sul da plataforma continental do Rio Grande do Sul esses bancos lineares ocorrem junto ao Farol do Albardão e Farol Verga (Banco do Albardão - com profundidades entre as isóbatas de 5 a 20m) (*Pimenta*, 1999).

Ao longo do final da costa do Rio Grande do Sul e parte norte da costa do Uruguai ocorrem feições submarinas bem destoantes na paisagem submarina. O “Banco Hermenegildo Interno” é um banco localizado bem próximo a costa do Balneário do Hermenegildo, a cerca de 2km da linha de praia, situado entre as isóbatas de 5m e 10m e com dimensões de cerca de 10km de extensão por 5km de largura. O “Banco Hermenegildo Externo” se apresenta como um banco também próximo a costa, localizado a cerca de 20km ao largo do Balneário do Hermenegildo e possuindo cerca de 30km de extensão por 10km de largura, situando-se em profundidades entre 15m e 20m. Já o “Banco Hermenegildo-Chuí”, se encontra mais afastado da costa, a cerca de 100km ao largo do Balneário do Hermenegildo e do Chuí, possuindo consideráveis dimensões e situando-se entre as isóbatas de 30m e 40m. O Banco Palmar situa-se ao sul do Arroio Chuí, adjacente a costa Uruguiaia, entre as isóbatas de 5m e 20m.

Segundo trabalhos de *Corrêa* (1990 e 1996), o autor descreve a presença de um paleocanal, obtido a partir de perfis batimétricos e de registros de ecobatimetria sobre a plataforma continental, no compartimento sul (Fig. 5.3.2 e 5.3.3). O paleocanal do Rio da Plata estende-se praticamente deste o norte do Uruguai, (Punta del Este) até as proximidades do farol Sarita, na costa do Rio Grande do Sul (Brasil). A região abrangida pelo paleocanal perfaz uma área de aproximadamente 3.000km².

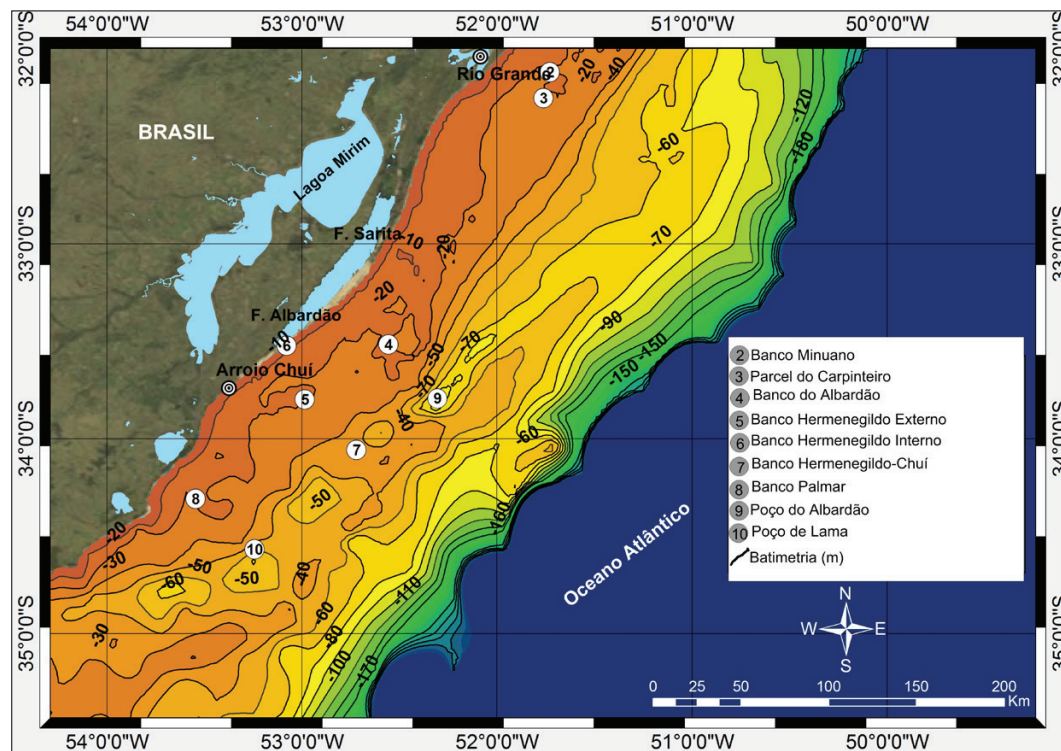


Figura 5.3.1 - Batimetria do compartimento sul da plataforma continental do Rio Grande do Sul. (modificado de *Pimenta*, 1999).

O Modelo Digital Batimétrico (Fig. 5.3.1) mostra uma plataforma continental homogênea com uma pente suave. Na plataforma continental interna as isóbatas se apresentam recortadas, caracterizando a presença de bancos arenosos bioclásticos, enquanto que na plataforma externa se observa a presença do paleocanal do Rio de La Plata, formado num período de mar baixo e ladeado a sudeste por um alto, com cobertura arenosa, responsável pela direção do paleocanal.

A caracterização deste paleocanal é perfeitamente identificável nos perfis ecobatimétricos perpendiculares à linha de costa, obtidos durante a Operação Oceanográfica GEOMAR VII, como pode ser visualizado na Fig. 5.3.3.

Campos et al., (2009) descrevem vários perfis obtidos a partir de dados hidroacústicos. A análise destes perfis indicou que o paleocanal do Rio da Plata apresenta um aumento gradacional de até 30m na profundidade local, em relação aos trechos externos adjacentes. Além disso, os dados de batimetria utilizados por *Campos et al.*, (2009) demonstraram que o paleocanal é uma estrutura contínua, ao contrário do que aparece na carta náutica n° 90 da DHN, onde o mesmo apresenta uma descontinuidade na região sul da plataforma continental do Rio Grande do Sul.

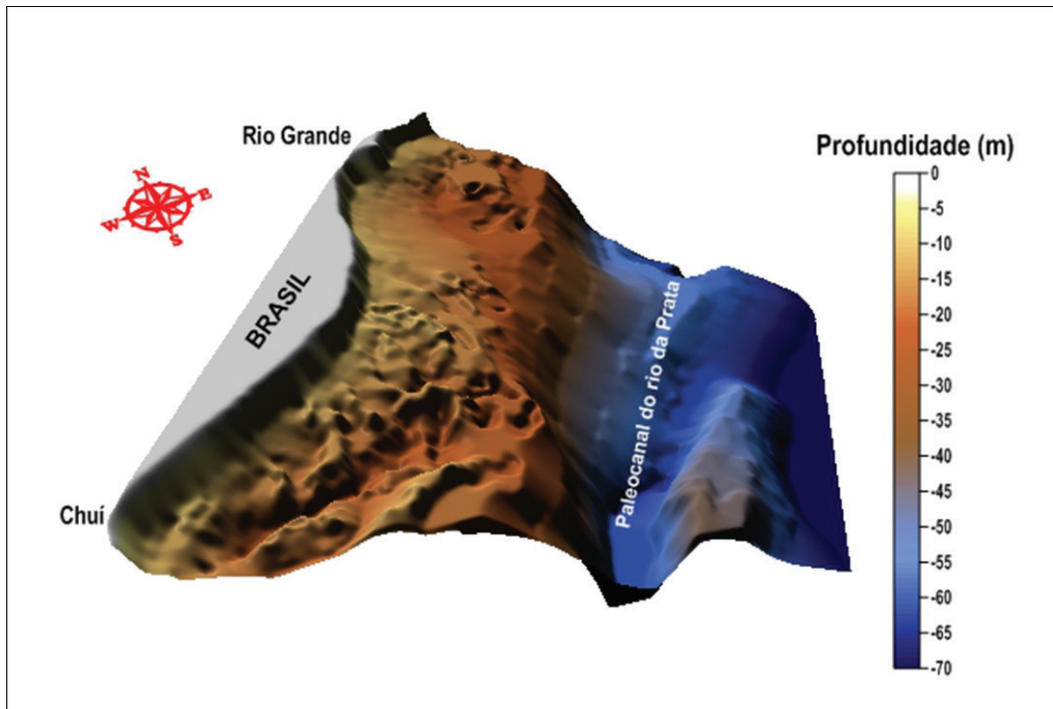


Figura 5.3.2 - Superfície 3D, representando a batimetria de parte do paleocanal do rio da Prata. (MDT: José C. R. Nunes).

A presença do paleocanal do Rio da Prata sobre a parte sul da plataforma continental do Rio Grande do Sul tem sua influência no condicionamento do fluxo direcional de diferentes massas de água que se deslocam na região. Segundo *Campos et al.*, (2009) estas massas de água acabam refletindo na produção e distribuição dos organismos marinhos. A hipótese levantada por alguns autores de que essa depressão, aqui descrita como um paleocanal, pertencesse a uma antiga laguna costeira, é descartada pelo motivo da sequência mineralógica existente junto aos sedimentos do paleocanal, estarem relacionadas a minerais pesados pertencentes às sequências pampianas oriundas da drenagem fluvial do Rio da Prata atual e da Bacia do Rio Uruguai. Outra evidência é o enriquecimento de ilita nos sedimentos do paleocanal, em detrimento da esmectita que predomina na área adjacente e na plataforma continental do Rio Grande do Sul.



Figura 5.3.3 - Perfil ecobatimétrico do paleocanal do rio da Prata (Lat: 33°48'S, Long: 52°18'W, Prof. -78m)

6 - SEDIMENTOS SUPERFICIAIS

TEXTURA E COMPOSIÇÃO

O estudo da cobertura sedimentar da plataforma continental do Rio Grande do Sul teve início a partir da década de 60 com os trabalhos pioneiros de *Zembruski* (1967) e *Martins et al.*, (1967).

Urien & Martins (1974) e *Corrêa* (1990) classificaram a plataforma continental como sendo do tipo estável, sujeita somente a movimentos epirogênicos e onde as flutuações do nível do mar imprimiram feições batimétrico-erosivas e deposicional-sedimentares, que ocasionaram variações horizontais e verticais no prisma sedimentar.

Figueiredo Jr. (1975), *Corrêa et al.*, (1977) e *Corrêa & Ponzi* (1978) estudaram os sedimentos bioclásticos existentes na plataforma continental interna e constataram um ambiente de alta energia, responsável pelo retrabalhamento de sedimentos pleistocênicos e sua concentração.

Estudos efetuados por *Tomazelli* (1978), *Corrêa* (1990) *Corrêa et al.*, (2001, 2008), sobre a distribuição de minerais pesados ao longo da plataforma continental, caracterizaram a presença de quatro províncias mineralógicas distintas:

a) Província Rio-grandense interna – caracterizada pela associação mineralógica epidoto-estaurolita-cianita-zircão-turmalina-granada, com alta maturidade mineralógica e tendo como área fonte o complexo ígneo-metamórfico do escudo Sul-rio-grandense;

b) Província Rio-grandense externa – caracterizada pela associação mineralógica hornblenda-epidoto, com baixa maturidade mineralógica. Esta província é resultado de uma sedimentação relíquia proveniente das Terras Altas do escudo e do Planalto, depositadas pela drenagem que atingiu a borda da plataforma antes da última transgressão marinha;

c) Província Patos – caracterizada pela associação mineralógica hornblenda-epidoto-hiperstênio-turmalina, com baixa maturidade mineralógica e tendo como área fonte os sedimentos transportados atualmente pela drenagem da Laguna dos Patos;

d) Província Platina – caracterizada pela associação mineralógica augita-hiperstênio-hornblenda. Esta província se estende pela plataforma média na parte sul da plataforma continental do Rio Grande do Sul. Sua origem está relacionada a paleodrenagem do Rio da Prata em época de nível de mar baixo (Wisconsiniano). Seus principais constituintes mineralógicos (augita-hiperstênio) e suas características morfoscópias sugerem uma estreita relação com os sedimentos da suíte Pampiano-Patagônica. A sedimentação superficial da plataforma continental do Rio Grande do Sul foi classificada, por *Corrêa* (1987a, b), em seis zonas texturais distintas (**Fig.6.1**).

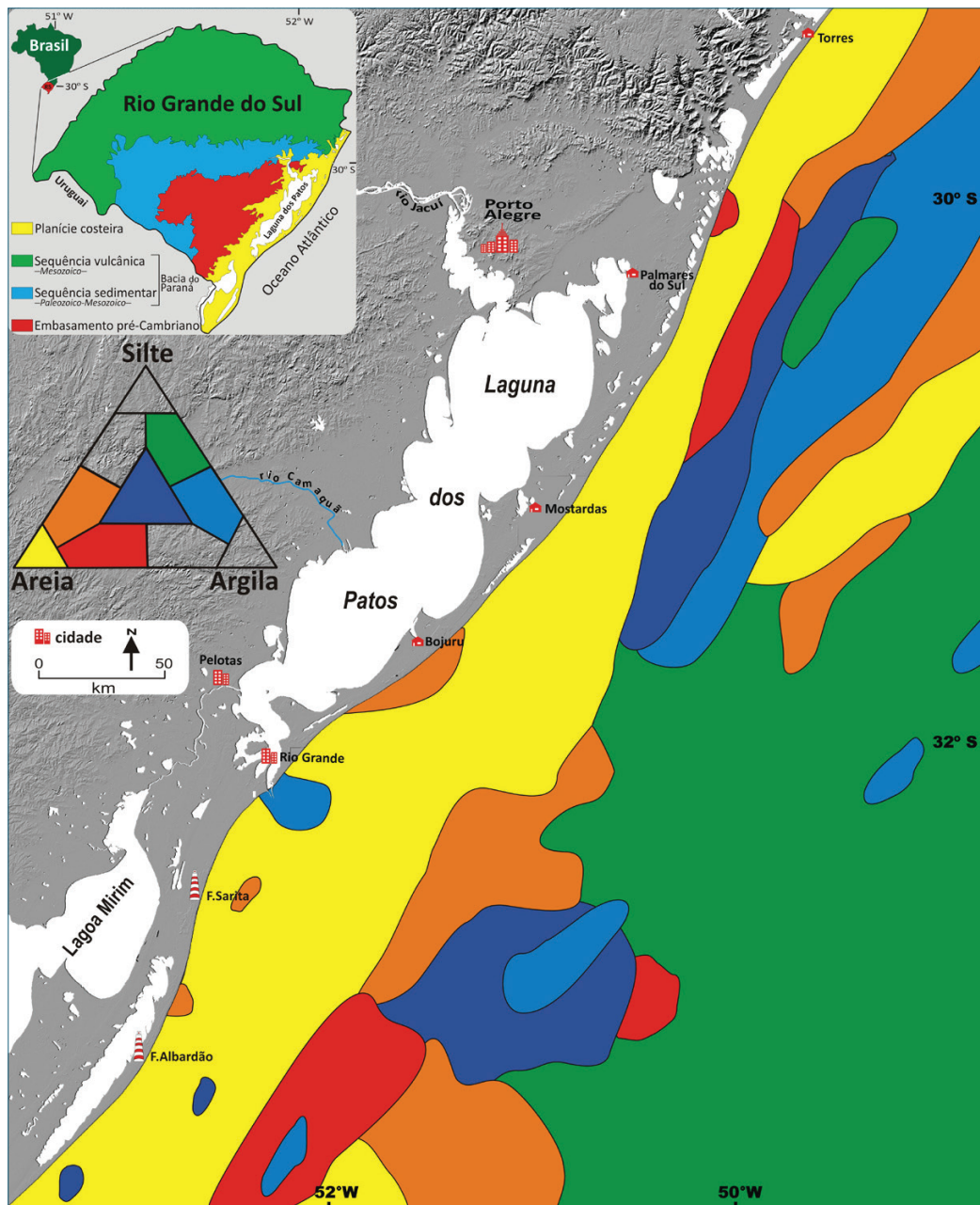


Figura. 6.1 - Mapa Textural dos sedimentos superficiais da plataforma continental do Rio Grande do Sul. (modificado de Corrêa, 1990)

i) Textura arenosa.

Esta se encontra distribuída em uma faixa contínua na plataforma continental interna desde Torres (RS), ao norte, onde ela apresenta uma largura em torno de 30km, aumentando em direção ao sul até o Chuí (RS), onde essa apresenta uma largura de aproximadamente 70km. Na plataforma continental externa essa textura se apresenta em corpos isolados na parte norte e sul da plataforma continental. Na parte norte da plataforma continental este corpo arenoso apresenta uma largura de ± 20 km e um comprimento aproximado de 220km, enquanto que o da parte sul apresenta uma largura de 60km e um comprimento de aproximadamente 160km, em direção ao Uruguai. Na altura da Lagoa Mangueira, na plataforma continental interna, os sedimentos arenosos são enriquecidos pela presença de material bioclástico de composição exclusivamente carbonática, com alto grau de fragmentação e arredondamento. O mesmo tipo de material bioclástico é observado na faixa arenosa da plataforma continental externa, da parte norte da área (Fig. 6.1).

Os sedimentos pertencentes à textura arenosa, tanto da plataforma continental interna como externa, são formados por areias quartzosas de granulometria média a muito fina, com características similares as areias de praias e dunas da planície costeira do Rio Grande do Sul. Estas areias são classificadas como relíquias tendo as mesmas sido depositadas durante a fase regressiva pleistocênica e posteriormente retrabalhadas durante a fase transgressiva holocênica. Os sedimentos que compõem a textura arenosa apresentam teores acima de 70% de areia e teores inferiores a 30% de silte e argila.

ii) Textura Areno-Síltica

Esta se encontra distribuída pela plataforma média e externa bem como pelo talude superior da região norte e sul da plataforma continental (**Fig. 6.1**). Estes sedimentos areno-sílticos se encontram associados aos sedimentos arenosos, caracterizando-se como uma fácies transicional desses. Essa textura apresenta sedimentos com granulometria de areia média a areia muito fina, com teores acima de 50% e com teores de silte grosso a médio em torno de 20 a 40%.

iii) Textura Areno-Argilosa

Esta ocorre somente em duas pequenas áreas da plataforma continental média, que se localizam na altura da Lagoa Mangueira e entre Torres e Mostardas (**Fig. 6.1**). Os sedimentos argilosos que compõem esta textura, nos depósitos da parte sul, são de origem platina, enquanto que os da parte norte são, provavelmente, de origem da paleodrenagem do Rio Jacuí. Estes foram depositados sobre o lençol arenoso pré-existente, mascarando-o e originando esta fácies. Os teores de areia são geralmente superiores a 50% e os teores de silte e argila podem variar de 10 a 30%, com o predomínio da argila sobre o silte.

iv) Textura Síltico-Argilosa

Esta textura se encontra sobre a parte central da plataforma continental média e externa, continuando em direção ao talude continental (**Fig. 6.1**). Na região sul da plataforma continental média do Rio Grande do Sul, na altura da Lagoa Mangueira, esta textura aparece como uma língua de sedimentos sobrepostos a textura arenosa, originada pelos sedimentos oriundos drenagem do Rio da Prata. Esta se localiza sobre os poços de lamas os quais estão relacionados a paleodrenagem do Rio da Prata. Nesta fácies podemos observar que os teores de silte variam de 50 a 70%, enquanto que os teores de argila podem variar de 30 a 50%, ficando os teores de areia sempre inferiores a 30%.

v) Textura Argilo-Síltica

Esta textura se encontra distribuída pela plataforma continental médio-externa entre Torres e Mostardas, em duas pequenas áreas na parte sul da plataforma continental média e externa e em uma pequena área na desembocadura da Laguna dos Patos (**Fig. 6.1**). Os teores de argila variam de 40 a 70% seguidos dos teores de silte que variam entre 30 e 50% enquanto que os teores de areia não ultrapassam os 30%.

vi) Textura Areno-Síltico-Argilosa

Esta textura caracteriza sedimentos transicionais entre as fácies mais arenosas e as fácies mais argilosas e se encontra distribuída em pequenas áreas da plataforma continental média e externa. Aqui os valores de areia, silte e argila variam igualmente entre 10 e 50% (**Fig. 6.1**).

6.1 – Distribuição Sedimentar

A plataforma continental média e externa do Rio Grande do Sul apresenta uma predominância de sedimentos finos os quais se encontram geneticamente desvinculados dos sedimentos oriundos da paleodrenagem do Rio da Prata. Estes sedimentos finos foram depositados durante a última grande transgressão (Wisconsiniana), quando as drenagens provenientes da região continental que drenavam as Terras Altas e Baixas do Rio Grande do Sul, depositavam seus sedimentos diretamente sobre a plataforma continental externa e talude superior.

Com a elevação do nível do mar durante a fase transgressiva e a consequente migração da linha de costa em direção ao continente, teve início uma nova fase sedimentar predominantemente formada por sedimentos grossos (areias).

Com o desenrolar da formação da barreira múltipla da Laguna dos Patos e o afogamento dos canais que seccionavam esta barreira, ocasionou o trapeamento dos sedimentos oriundos da drenagem das Terras Altas e Baixas, no complexo da Laguna dos Patos.

As texturas transicionais, as quais apresentam mesclas de areia com silte, areia com argila ou mesmo entre as três, são consideradas como sedimentos palimpséticos. A textura arenosa que apresenta mesclas com material bioclástico ou mesmo com material bioclástico e lama podem ser igualmente consideradas palimpséticas.

As texturas siltico-argilosas ou mesmo argilo-sílticas presentes na plataforma continental externa são formadas por sedimentos relíquias. Entretanto as texturas siltico-argilosas e argilo-sílticas, originadas do transporte de sedimentos do Rio da Prata ou pela floculação dos sedimentos provenientes da Laguna dos Patos, são considerados como sedimentos modernos (Corrêa, 1987a, b).

A plataforma continental do Rio Grande do Sul apresenta um regime sedimentar predominantemente terrígeno com a predominância de sedimentos relíquias e palimpséticos, enquanto as fontes de suprimentos modernos estão confinadas e relacionadas com a afluência do Rio da Prata e da desembocadura da Laguna dos Patos (Corrêa, 1987a, b).

7 - SISTEMA LAGUNAR PATOS-MIRIM

No Sistema Lagunar Patos-Mirim, a Laguna dos Patos e a Lagoa Mirim são os dois principais corpos d'água. Ambos são interligados pelo canal de São Gonçalo, localizado imediatamente ao sul da cidade de Pelotas.

7.1 - Laguna dos Patos

A Laguna dos Patos se desenvolve de forma paralela a linha de costa e encontra-se abrigada da intensa atividade das águas do oceano Atlântico por um sistema de barreiras arenosas. Entretanto, este ambiente relativamente protegido é de fato relacionado ao ambiente marinho, e influenciado, principalmente no setor sul, pela água que ingressa ciclicamente em pequenas proporções através do estreito e único canal que comunica a laguna ao oceano, em Rio Grande, onde as características oceânicas são de micro marés (Toldo Jr., 1991, Toldo Jr. et al., 2006a).

Com uma área da ordem de 10.000km², é o mais extenso sistema lagunar da América do Sul. O fluxo das águas acompanha o eixo principal com 180km de comprimento e direção preferencial NE-SW, entre os pontais de Itapuã e Feitoria (Fig. 7.1.1). A largura máxima atinge 59,8km, e a profundidade média equivale a 6m.



Figura 7.1.1. - Mapa de localização da laguna dos Patos. (modificado de Google Earth)

A Laguna dos Patos representa, no contexto da costa sul-brasileira, uma zona de convergência da rede de drenagem da Bacia de Sudeste do Estado do Rio Grande do Sul e do nordeste da República do Uruguai (Fig.7.1.2).



Figura 7.1.2 - Rede de drenagem da Bacia de drenagem da Lagoa dos Patos, localizada no Sudeste do Estado do Rio Grande do Sul e nordeste da República do Uruguai. (modificado do *Google Earth*).

A rede de drenagem é constituída principalmente pelos rios: Guaíba, Camaquã, Velhaco, São Lourenço, Pelotas e o canal de São Gonçalo. Os rios Jacuí, Taquari, Sinos, Gravataí e Caí são tributários do Rio Guaíba. A extensão da bacia drenada por estes rios, incluindo a superfície da própria lagoa, alcança 180.000km², com uma média de vazante da ordem de 5.100m³/s, em Rio Grande.

7.1.1 - Morfologia lagunar

Para ordenar as unidades morfológicas do corpo lagunar, o relevo submerso foi dividido em duas regiões, com base em informações batimétricas (**Fig. 7.1.1.1**).

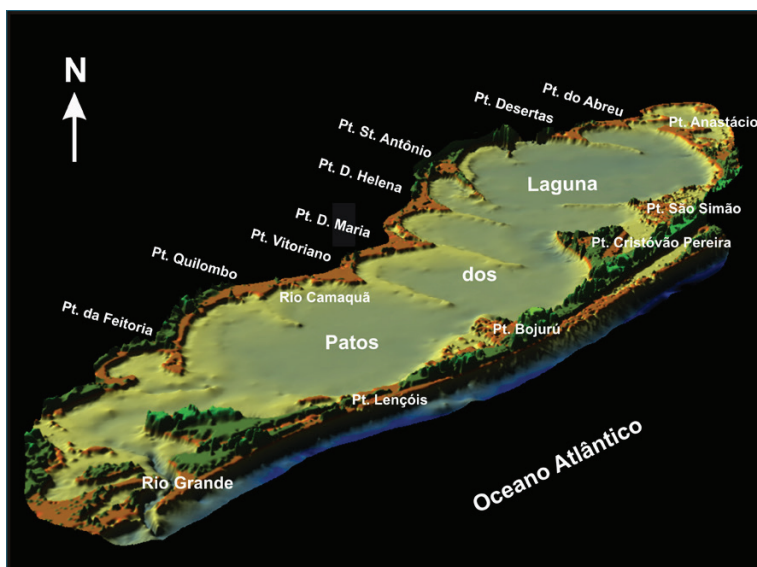


Figura 7.1.1.1 - Mapa do relevo submerso da lagoa dos Patos. A margem interna corresponde à superfície com gradientes mais acentuados, em tons mais claro e, o piso lagunar ao fundo plano com tonalidades mais escura (MDT: José C. R. Nunes).

A margem interna constitui a primeira região, conceituada como a área compreendida entre a linha de praia e a isóbata de 5m. A segunda região é constituída pelo piso lagunar e corresponde a um fundo plano, que se desenvolve além da isóbata de 5m (Toldo Jr., 1991, Toldo Jr. et al., 2006a).

Valores estatísticos relativos ao tamanho médio de amostras sedimentares coletadas nas margens internas identificam, para esta região, um fundo essencialmente arenoso, de modo distinto ao piso que apresenta uma distribuição de tamanhos siltico-argiloso, (Villwock, 1977; Alvarez et al., 1981; Martins & Villwock, 1987 e Toldo Jr., 1991).

Na **figura 7.1.1.1** são identificados junto às margens típicos esporões arenosos em forma livre que se projetam para o interior do corpo lagunar. Estes esporões apresentam uma cota média de 1m acima do nível médio das águas da Laguna dos Patos, e se constituem na principal feição morfológica subaérea, não somente pela magnitude, mas também pela sua importância como registro geológico dos processos sedimentares no tempo e no espaço.

Na margem lagunar oeste crescem atualmente 06 esporões, os quais têm a seguinte denominação, de norte para sul: pontal Santo Antônio, pontal Dona Helena, pontal Dona Maria, pontal do Vitoriano, pontal Quilombo e pontal da Feitoria. Na margem norte existe os pontais das Desertas e do Abreu, enquanto que no lado leste os pontais do Anastácio, São Simão, Cristóvão Pereira, Bojurú e Lençóis.

Embora, cada esporão possua uma direção distinta de crescimento, todos se desenvolvem sobre uma superfície submersa com profundidade média de 1m. Esta superfície rasa e arenosa, que acompanha aproximadamente a curva batimétrica de 1m, foi definida como o topo dos esporões submersos, resultante da morfodinâmica lagunar ao longo de sua evolução holocênica (Toldo Jr., 1991; Toldo Jr. et al., 2006a).

Apenas como critério descritivo, os esporões emersos foram classificados como pontais, e os submersos como bancos. Tanto o pontal quanto o banco correspondente, recebem a mesma denominação.

7.1.2 – Morfodinâmica Lagunar

Um produto notável associado aos processos costeiros, no interior da Laguna dos Patos, são os pontais e bancos arenosos ou esporões submersos, os quais foram construídos perpendicularmente à direção de incidência das ondas (Zenkovitch, 1958), em um padrão hidrodinâmico distinto do atual. Ou seja, os bancos arenosos têm a sua gênese associada a eventos pretéritos e atualmente são feições submersas desvinculados da dinâmica que os fez crescer.

Toldo Jr. (1989, 1991) e *Toldo Jr. et al.* (2003), analisaram as propriedades texturais de amostras coletadas no topo e no flanco dos bancos, e observaram que o índice de seleção e assimetria dos sedimentos define uma dinâmica atual responsável pela erosão na crista dos esporões submersos, e deposição de sedimentos arenosos finos nos flancos, principalmente no lado sul dos mesmos.

A erosão foi interpretada como um processo que resulta da propagação das ondas no corpo lagunar. As ondulações com alturas de até 1,8m sofrem facilmente a interferência do topo dos bancos, em função da pequena lâmina d'água da ordem de 1 a 2m, ou seja, a energia das ondas retrabalha com facilidade o topo de todos os bancos arenosos.

A hipótese de elevação do nível do mar em 1m, formuladas por *Toldo Jr.* (1989) e *Tomazelli* (1990), como processo recente para interpretar o afogamento dos esporões submersos e outros processos costeiros, diverge das análises e resultados palinológicos realizados em testemunhos coletados no piso lagunar. Estes autores propuseram um processo de transgressão iniciado a partir de 300 e 1.000 anos A.P. Entretanto, os estudos palinológicos conduzidos por *Medianic et al.* (2000 e 2001), indicam um progressivo aumento das águas continentais em relação as águas oceânicas no corpo lagunar, a partir de 6.000 anos A.P., até o presente. Portanto, ainda hoje não são conhecidos os mecanismos que levaram ao afogamento dos bancos arenosos na Laguna dos Patos.

Toldo Jr. et al. (2003), descrevem e analisam as taxas de crescimento dos esporões emersos, os quais utilizam a superfície rasa dos bancos submersos para o seu desenvolvimento. O aspecto mais saliente do crescimento dos esporões sobre os bancos é o truncamento sobre a linha isobatimétrica de 1m. Os esporões apresentam um padrão de desenvolvimento concordante com a atual distribuição do fluxo de energia das ondulações geradas no corpo lagunar (**Fig. 7.1.2.1**), ou seja, os indicadores geomorfológicos são concordantes com a direção e o potencial de transporte de sedimentos por ondas, e podem ser utilizadas para interpretar a morfodinâmica dos pontais e das praias da laguna. O fluxo de energia de ondas foi obtido com emprego de método para previsão de ondas (*Toldo Jr. et al.*, 2006b).

7.1.3 – Sedimentação Lagunar

Segundo *Toldo Jr.* (1994), os sedimentos superficiais da Laguna dos Patos são distribuídos em sete classes granulométricas: areia muito grossa, areia grossa, areia média, areia fina, areia muito fina, silte e argila (**Fig.7.1.3.1**).

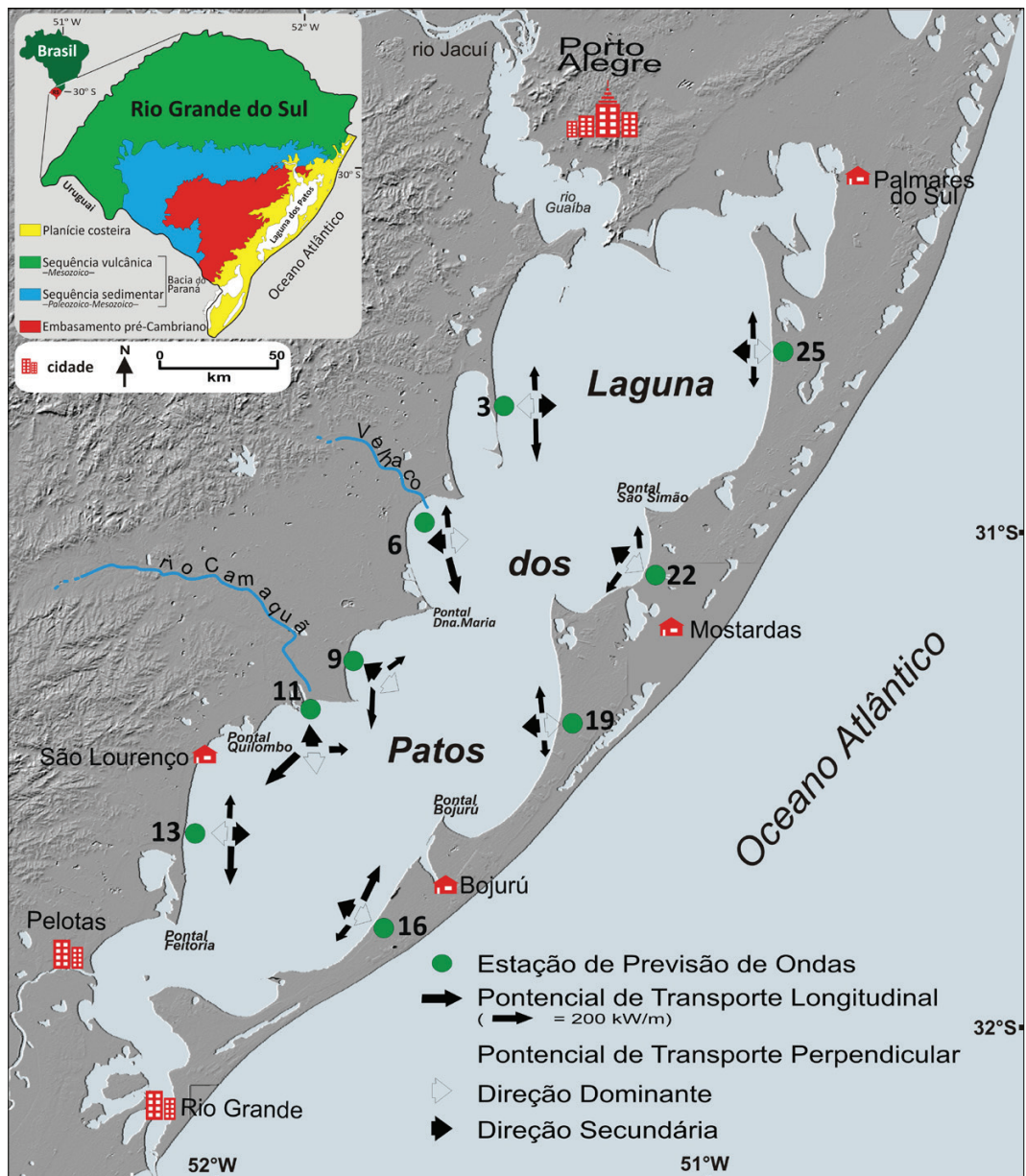


Figura 7.1.2.1. - Distribuição do fluxo de energia das ondas e previsão do transporte de sedimentos paralelo e perpendicular à praia lagunar. (modificado de Toldo Jr, 1994).

A classe areia muito grossa é encontrada entre o Arroio Velhaco e o Rio Camaquã, na margem oeste da laguna. A classe areia grossa encontra-se somente em uma pequena área entre São Lourenço e Pelotas, na parte SW da laguna. A classe areia média encontra-se distribuída no setor norte e sul da laguna, na margem oeste da mesma. A classe areia fina encontra-se distribuída em toda a laguna, tanto na margem leste como na margem oeste, formando um cinturão que contorna toda a laguna. Entre as classes de granulometria areia é a mais abundante. A classe areia fina está distribuída somente em uma área na porção sul da laguna. A classe silte é a granulometria mais abundante nos sedimentos lagunares. Ocorre na parte central de toda a laguna cobrindo as áreas mais profundas. A classe argila encontra-se em uma área, na parte sul da laguna, na zona mais profunda, na altura de Bojurú.

A classe modal dominante das areias situa-se no intervalo areia fina a muito fina, essencialmente constituída de quartzo com pequenas quantidades de minerais pe-

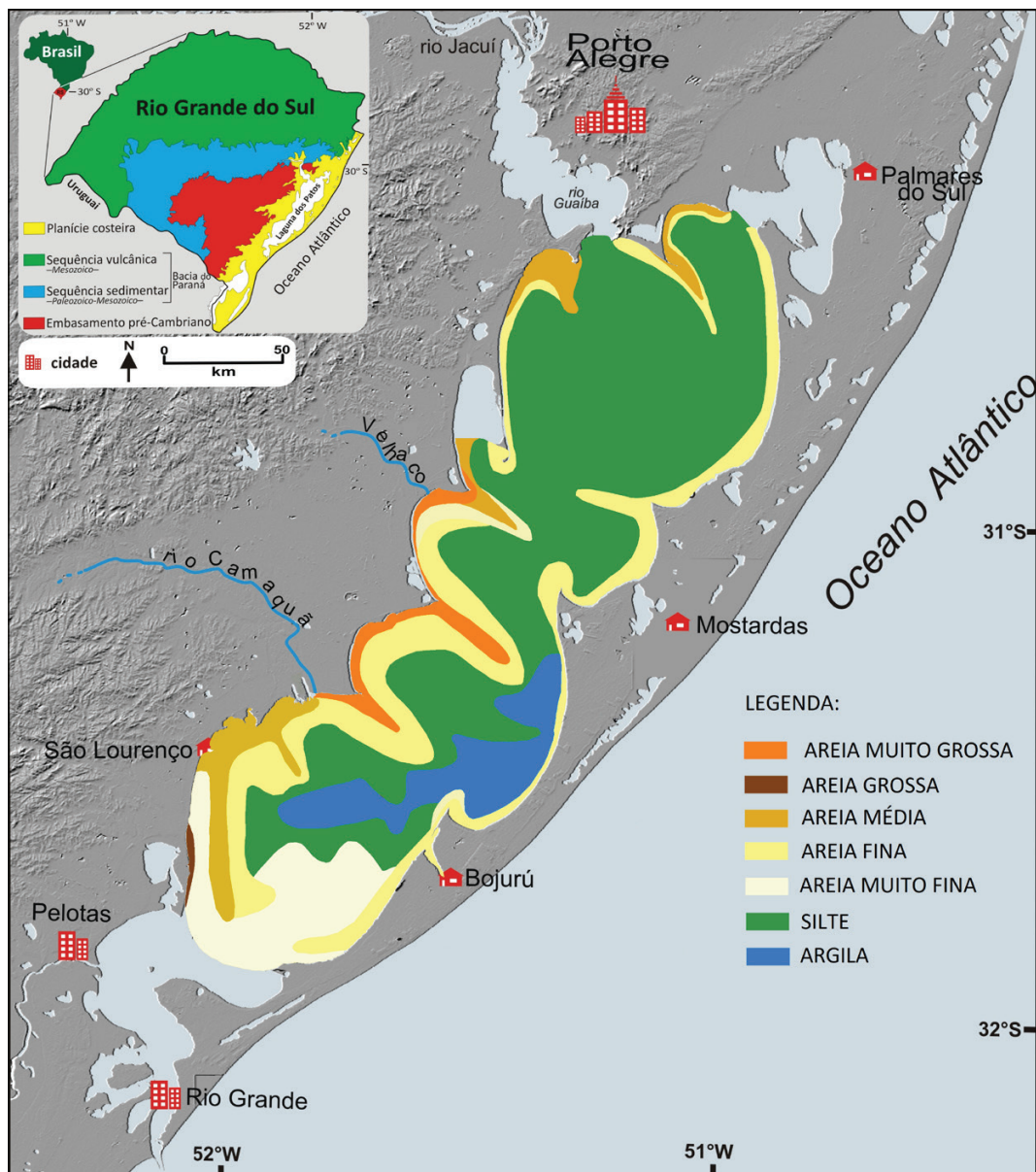


Figura 7.1.3.1 - Mapa de distribuição granulométrica da laguna dos Patos. (modificado de Toldo Jr. 1994)

sados e fragmentos de conchas carbonáticas. Não existe diferença marcante entre os sedimentos das duas margens. No entanto as areias que constituem os sedimentos da margem leste da laguna, apresentam-se de bem a muito bem selecionadas, enquanto que as da margem oeste são mal selecionadas.

A classe modal dominante do silte é variável, desde silte grosso a silte fino enquanto que a classe das argilas não foi subdividida na análise granulométrica.

7.1.4 – Contribuição e transporte sedimentar lagunar e sedimentação

Os terrenos drenados pela Bacia de Sudeste do Estado do Rio Grande do Sul são constituídos litologicamente por rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares, e constituem as Terras Altas, as quais são responsáveis pela produção de expressivos volumes de sedimentos que são transportados principalmente para o Guaíba (Fig.

7.1.1 e 7.1.1.1), através dos rios Jacuí, Taquari, Caí, Sinos e Gravataí. Considerando o tipo de relevo, o clima subtropical úmido, as litologias e a extensa rede de drenagem da Bacia de Sudeste, bem como o comportamento hidráulico do sistema Patos-Guaíba, é compreensível o domínio dos sedimentos clásticos de origem continental, como os mais expressivos na atual sedimentação do sistema lagunar. Estes ingressam, em maior volume, pela parte norte da laguna, através dos tributários do Rio Guaíba (*Toldo Jr.*, 1994).

O regime fluvial destes tributários perde sua competência e capacidade, como agente de transporte, ao ingressarem na ampla bacia deposicional do Guaíba, com aproximadamente 500km², onde uma significativa quantidade de sedimentos, principalmente os mais grossos, são ali retidos, como bem exemplificam as múltiplas barras de canais que constituem a denominada região como Delta do Rio Jacuí (**Fig. 7.1.2.1**).

Outra importante fonte externa de sedimentos clásticos para o sistema lagunar é constituída pelos rios Camaquã, Velhaco e São Lourenço, e por uma série de pequenos tributários ao longo da margem oeste da Laguna dos Patos. Os sedimentos finos, constituídos essencialmente de silte e argila acompanham as regulares descargas dos rios Guaíba e Camaquã (**Fig. 7.1.1 e 7.1.1.1**), em direção à laguna.

A carga sólida fina, que não encontra condições de sedimentação na laguna, é transportada em direção ao canal de Rio Grande, até ser finalmente depositada na plataforma continental interna, *Martins et al.* (1989) e *Corrêa* (1990). Desta maneira, a laguna representa hoje um ambiente de sedimentação terrígena, onde as condições de salinidade, quando presentes, são caracterizadas por teores muito baixos.

Segundo Vaz et al. (2006), a média anual da descarga do Rio Jacuí é 801m³/s, do Rio Taquari é de 452m³/s e do Camaquã é de 307m³/s, cuja soma resulta em 1.560m³/s. Considerando-se que os rios Jacuí e Taquari contribuem com 85% do volume introduzido através do Rio Guaíba, a vazão média anual dos demais rios deste complexo (Sinos, Caí e Gravataí) é de aproximadamente 234m³/s. Considerando, também, que o aporte médio anual do canal de São Gonçalo é de 700m³/s, verifica-se que a descarga média de água doce da Laguna dos Patos está em torno de 2.400m³/s.

Estudos desenvolvidos por *Rigon* (2009) e *Baisch* (1994) estimaram uma descarga sólida em suspensão do Rio Guaíba para a laguna da ordem de 1 e 4 milhões de toneladas por ano respectivamente. *Andrade Neto* (2011) calculou um valor similar ao de *Rigon* (2009). Segundo este autor o valor médio da descarga sólida entre os anos de 2003 a 2006 foi de 1.098.500t/ano, o que representa uma exportação de mais de

400.000m³ de sedimentos da bacia de drenagem do Rio Guaíba para os sistemas deposicionais lagunares e, posteriormente, a plataforma continental adjacente.

Os levantamentos sísmicos conduzidos sobre o fundo lagunar a partir da década de 80 apresentam registros semiprolongados, com intermitentes zonas de refletores de subsuperfície, descontínuos e paralelos. O refletor de subsuperfície, onde o pulso de som torna-se intransponível pelo sinal sísmico de 7,0 kHz, foi interpretado como a superfície de uma antiga planície, dominada por sistemas deposicionais costeiros e constituída por materiais com tamanhos maiores que os sedimentos que caracterizam a sedimentação lagunar holocênica, e que recobrem este refletor.

O refletor desta antiga superfície, que se encontra a uma profundidade em torno de 12m abaixo do atual nível de água da laguna (*Toldo Jr. et al. 2000b; Weschenfelder et al. 2008; Baitelli, 2012*), pode ser rastreado ao longo do eixo de maior comprimento da laguna. Também, este refletor apresenta uma pequena declividade da ordem de 1:21.430 no sentido Leste-Oeste, muito semelhante ao mergulho do piso lagunar de 1:22.814, nesta direção.

Os sedimentos holocênicos, transparentes nos ecogramas, apresentam um aumento de espessura em direção ao interior da laguna, e uma diminuição até seu desaparecimento, em direção as margens. Sabendo-se que a profundidade média da atual superfície de fundo lagunar é de 6m, podemos quantificar a espessura média da sedimentação lagunar holocênica em 6m.

A curva regional de oscilação relativa do nível do mar e a profundidade do refletor de subsuperfície, descrita acima, mostram que o nível do mar alcançou este refletor há aproximadamente 8.000 anos (*Corrêa, 1996*). Considerando a espessura de 6m dos depósitos lamosos, então é possível estimar uma taxa de sedimentação holocênica de aproximadamente 0,75mm/ano. As idades determinadas através de medidas por C14, nos testemunhos de lamias holocênicas, apresentam uma taxa média de sedimentação não compactada de 0,52mm/ano, valor em proporções equivalentes a taxa de 0,75mm/ano obtida por informação estratigráfica (*Toldo Jr. et al., 2000b*). As taxas de sedimentação de curto período, calculadas em sedimentos presentes no topo de dois testemunhos, obtidas através de medidas com Pb210 (*Martins et al., 1989*), indicam valores de 3,5 e 8,3mm/ano, e mostram-se completamente diferentes daquelas de longo período, sendo quase 10 vezes maiores. Estas taxas elevadas podem resultar do desmatamento na bacia de drenagem, processo que se iniciou com a colonização europeia, há aproximadamente 150 anos.

As águas da Laguna dos Patos e do Rio Guaíba recebem significativa quantidade de sedimentos em suspensão provenientes de todos os tributários da Bacia de Sudeste. As

elevadas taxas de sedimentação verificadas para os últimos 150 anos, como resultado da falta de práticas de manejo adequadas ao longo da rede de drenagem de sudeste, causam inúmeros impactos ambientais (*Toldo Jr. et al.*, 2006a), como descritos a seguir.

7.1.4.1 – Inversão do Estado Deposicional

Os dados disponíveis sobre as taxas de sedimentação, bem como as taxas de variações relativas do nível do mar para a Laguna dos Patos, permitem avaliar o estado acrescional da laguna a partir do modelo conceitual proposto por *Nichols* (1989). Por meio deste modelo se observa uma marcada diferença acrescional entre as taxas de sedimentação de longo período, da ordem de 0,52mm/ano, com relação às taxas de curto período, entre 3,5 e 8,3mm/ano, de modo que a laguna apresenta uma tendência de reversão entre o déficit acrescional de longo período, para um superávit acrescional de curto período, ou seja, as atuais taxas de sedimentação são superiores as taxas regionais de elevação do nível médio do mar, variáveis entre 1,3mm/ano e 0,7mm/ano (*Emery & Aubrey* 1991).

Em termos futuros, o progressivo aumento do nível do mar não será suficiente para prover um espaço no qual o sedimento possa ser depositado, pois a taxa de deposição tenderá a reduzir a profundidade da laguna mais rapidamente.

O superávit acrescional no curto período também é favorecido pelas seguintes características morfométricas e hidráulicas da laguna:

1. A elevada capacidade volumétrica da laguna, que produz um tempo de residência da ordem de 108 dias (*Toldo Jr.*, 1994), e;
2. A posição do atual nível base de erosão por ação das ondas, ou do limite entre a zona de erosão e deposição sedimentar, o qual se encontra próximo da isóbata de 3 m, para 350 dias do ano. Portanto, a laguna dos Patos, com uma profundidade média de 6m, ainda apresenta uma ampla superfície de deposição permanente.

7.1.4.2 – Dragagem Portuária

Outra consequência da elevada taxa de produção de sedimentos na Baía de Sudeste é exemplificada pelos custos e volumes de sedimentos dragados no porto da cidade de Rio Grande. A cada 2 anos se faz necessário a retirada de aproximadamente 3,5 milhões de m³ de sedimentos do canal de acesso ao porto, a um custo orçado em mais de R\$ 12,5 milhões para manutenção do calado de 12m.

7.1.4.3 – Depósitos de Lama na Praia do Cassino

As deposições de lama na praia do Cassino estão associadas às ondas de tempestades geradas pela passagem de frentes frias e ciclones extratropicais, provenientes do

quadrante Sul. Essas ondas remobilizam o material lamítico depositado na antepraia na forma de lama fluída (LF) lançando-o sobre a zona de arrebentação e o prisma arenoso praiar.

Os primeiros trabalhos sobre a origem da lama na praia (Villwock e Martins, 1972), sempre atribuíram uma fonte exclusivamente natural para os depósitos da antepraia sem entretanto identificar a presença de lama fluída na antepraia (Fig. 7.1.4.3.1 e 7.1.4.3.2).

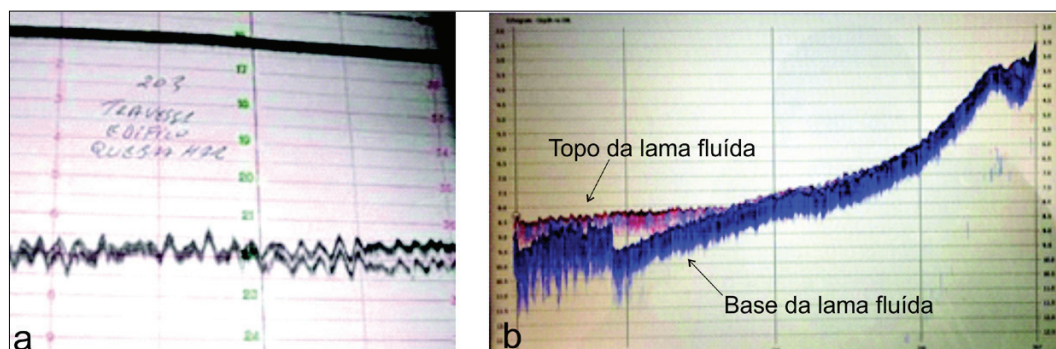


Figura 7.1.4.3.1. Lama fluída detectada na antepraia do Cassino. a) na forma de eco duplo no ecobatímetro de 200 kHz; b) registro ecobatimétrico de dupla frequência: a linha superior representa o topo da lama fluída (LF) (200 kHz) e a inferior, a sua base sobre depósitos mais adensados (33 kHz).

Entretanto, novas interpretações e dados recentes indicam que o lançamento de grandes volumes de lama, proveniente de dragagens na região subaquosa do estuário, bem como os processos associados à dragagem e a atuação de correntes e ondas no sítio de despejo, formam bolsões móveis de lama fluída, aumentando dessa maneira a ocorrência do fenômeno. Em 1998 registrou-se na praia do Cassino uma deposição extraordinária de lama a qual afetou 13km de costa ao sul da zona central do balneário, caracterizando o maior fenômeno de deposição de lama registrado nos últimos 109 anos (Calliari et al. 2000 e 2016).

Durante o primeiro semestre de 1998 foram descartados por dragagem, respectivamente no canal e na área marinha rasa (13m), volumes de 640.000m³ e 2.300.000m³



Figura.7.1.4.3.2. - Depósitos de lama na praia do Cassino, originados da deposição de lama fluída no prisma praiar no ano de 1998 (Foto de Lauro Calliari).

de sedimentos com grandes concentrações de materiais finos. Tempestades ocorridas em março e abril de 1998 causaram a deposição de lama fluída na praia.

A análise de dados de planilhas de dragagem e sítios de despejo dos últimos 60 anos e de dados sedimentológicos e hidrodinâmicos obtidos a partir de 1998, evidenciam a forte relação das dragagens com as deposições. Monitoramentos recentes entre 2014 e 2018 na antepraia do Cassino, evidenciaram a diminuição gradativa dos depósitos de lama fluída até o seu desaparecimento em consequência da ausência de dragagem por um período de quatro anos (*De-Zotti, 2018*). O fato da diminuição temporal nos monitoramentos desconstrói a ideia de um bolsão de lama permanente e migratório na antepraia do Cassino, apontando a falta de material disponível para sua manutenção.

7.1.5 – Segmentação Lagunar

A Laguna dos Patos não é um sistema fechado, é uma laguna onde a fonte e mobilidade dos sedimentos é, também, controlada pela importante contribuição hídrica da bacia de drenagem de Sudeste, a qual impõe um fluxo natural a partir do Rio Guaíba, até sua desembocadura em Rio Grande (**Fig. 7.1.1.1**).

A proposição de um contínuo processo de segmentação do corpo lagunar, através do crescimento dos esporões, com base no modelo proposto por *Zenkovitch (1958)*, é muito apropriada a um corpo de água isolado ou semi-isolado do oceano por barreiras arenosas, e para o qual não drene uma expressiva, ou nenhuma, contribuição hídrica. Na Laguna dos Patos a segmentação não se processa completamente, principalmente por causa da convergência das águas da rede de drenagem da Bacia de Sudeste do estado sobre a zona costeira. Entretanto as dimensões dos esporões arenosos ao longo das margens leste, norte e oeste da laguna (**Fig. 7.1.1.1**), constituem-se em forte evidência de que o conceito do modelo proposto por *Zenkovitch (1958)*, se aplica a dinâmica sedimentar do corpo lagunar, em razão do padrão da distribuição dos ventos, predominantes ao longo do eixo principal da laguna, e por se tratar de um ambiente submetido à micromarés.

A expressividade da contribuição hídrica pode ser em outro indicador: a ausência de qualquer registro no passado e no presente, do crescimento de bancos arenosos (*Dillenburger & Toldo Jr., 1990; Toldo Jr. & Dillenburger 2000*), em tamanho suficiente para obstruir o canal de comunicação entre a laguna e o oceano.

A força do jato hidráulico, junto ao canal, pode também ser avaliada através do elevado valor de fluxo de vazante, como, por exemplo, aquele registrado por *Hartmann et al. (1986)*, da ordem de 85cm/s em toda a coluna de água do canal, decorrente de

altas taxas pluviométricas durante o ano de 1984, e definindo, portanto, o fluxo do canal para este período, como de um rio sem penetração de água salgada.

Outro importante fator relacionado a não segmentação completa deste extenso corpo lagunar é representado pelas mudanças de nível da água, produzidos pelas variações glacio-eustáticas e/ou por fatores climáticos que modifiquem a contribuição hídrica. As variações de nível não permitem o contínuo crescimento dos esporões arenosos necessários a segmentação lagunar, pois este processo desloca verticalmente a dinâmica sedimentar responsável pelo desenvolvimento dos esporões.

7.1.6 – Registros Sísmicos

Durante várias expedições realizadas na Laguna dos Patos foram obtidos levantamentos sísmicos de alta resolução com a finalidade de se conhecer e caracterizar os elementos arquiteturais sismodepositivos de fundo e subfundo da laguna (Fig.7.1.6.1).

Registros sísmicos de 7kHz obtidos em 1993, durante o cruzeiro oceanográfico do projeto “Evolução Paleogeográfica do Quaternário Costeiro-Marinho da Margem



Figura 7.1.6.1. - Perfis sísmicos de 3,5 e 7 kHz levantados no interior da laguna dos Patos para caracterização dos elementos sísmicos de fundo e subfundo do corpo lagunar. (modificado de Weschenfelder et al. 2010a). O destaque nas linhas sísmicas se referem às figuras 7.1.6.2 e 7.1.6.3.

Continental Sul-brasileira”, conduzido por pesquisadores do CECO/UFRGS (Toldo Jr. & Dillenburg, 2000; Toldo, 1994; Toldo et al., 2000). Os perfis foram obtidos através de um sistema de sísmica rasa RTT 1000 Raytheon, composto por um registrador 719 C RTT, um transdutor de 3,5-7kHz e um transceptor PTR 106C. Foram aproximadamente 300km de perfis sísmicos, distribuídos em diversas seções (Fig. 7.1.6.1).

Destaca-se a ocorrência de paleovales e paleocanais associados aos antigos cursos fluviais do Rio Jacuí e Camaquã e os diversos ambientes deposicionais a eles associados (Weschenfelder 2005; Weschenfelder et al., 2005; 2010a,b; 2014). Ainda, é marcante a ocorrência de significativos pacotes de gás raso distribuídos nas partes mais internas do subfundo lagunar (Weschenfelder 2005; Weschenfelder et al., 2006a; 2016), os quais encontram-se associados aos locais de sedimentação mais fina (lama) e com matéria orgânica, formadora do gás nos sedimentos (Fig. 7.1.6.2).

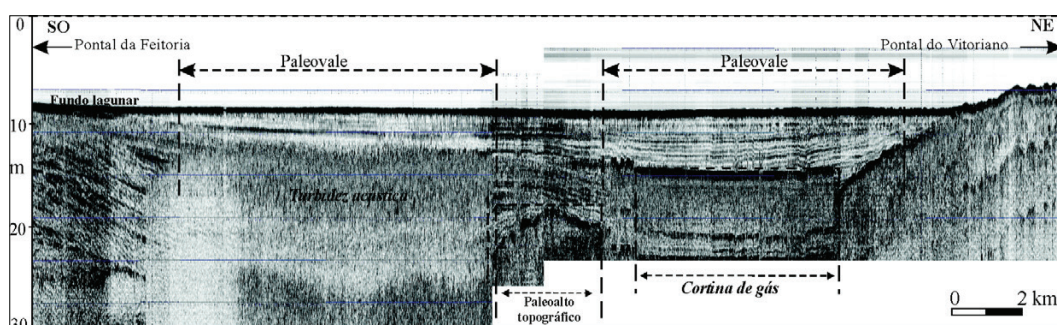


Figura 7.1.6.2. - Perfil sísmico P.12 de 3,5kHz da célula sul da laguna dos Patos mostrando os elementos arquiteturais sísmicos dos registros de alta resolução, destacando-se a ocorrência de paleovales/paleocanais e bolsões de gás disseminado e em cortinas de gás. (modificado de Weschenfelder et al. 2010a).

A análise dos registros possibilitou o estabelecimento de diversas fácies e seqüências sísmo-deposicionais. Discordâncias marcantes, evidenciadas principalmente por superfícies de truncamento dos refletores sísmicos, serviram de base para o reconhecimento de três seqüências sísmicas: S1, S2 e S3, da mais antiga para a mais recente (Fig. 7.1.6.3.).

A seqüência S1 está associada a um ambiente de barreira arenosa costeira que foi dissecado por vales e canais fluviais durante o evento regressivo do Pleistoceno médio. O evento transgressivo posterior afogou os vales e canais da regressão anterior. Foram depositadas então as fácies, provavelmente fluviais e estuarinas da seqüência S2. O nível do mar ascendente transgrediu a planície costeira, possibilitando a deposição

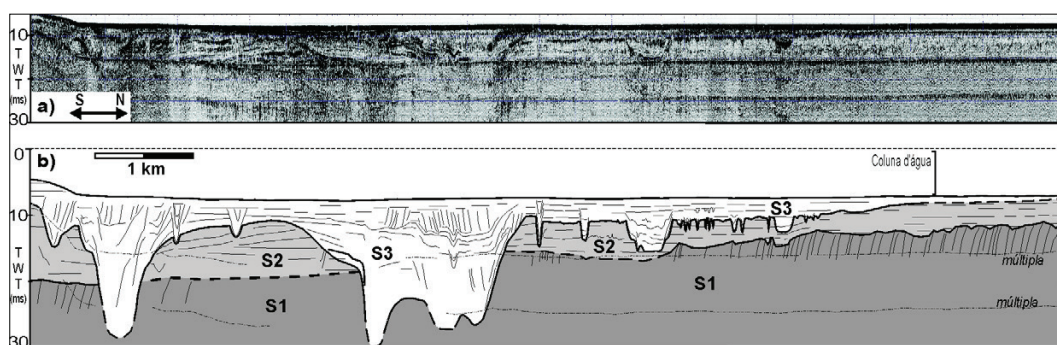


Figura 7.1.6.3. - Perfil sísmico P.7 de 3,5kHz da célula sul da laguna dos Patos mostrando os elementos arquiteturais sísmicos dos registros de alta resolução, destacando-se a ocorrência de paleovales/paleocanais e as seqüências sedimentares S1, S2 e S3. (modificado de Weschenfelder et al. 2010a).

de sedimentos praias e marinhos rasos sobre extensas áreas. Durante o rebaixamento do nível do mar que se seguiu, o sistema fluvial avança em direção à plataforma continental, dissecando a planície costeira e escavando o pacote sedimentar recém depositado, correspondente a sequência S3. Este limite de sequência marca a base de grandes vales e canais, como o antigo canal da “Barra Falsa”, representado na **figura 7.1.6.2**. O canal atual da “Barra Falsa” é um remanescente geomorfológico de um antigo canal de ligação entre a Laguna dos Patos e o oceano Atlântico (Toldo *et al.*, 1991). Este canal e outros similares e contemporâneos foram escavados durante o último grande evento regressivo do final do Pleistoceno, quando o nível do mar recuou para 120m abaixo da posição atual. No decorrer da última transgressão marinha, os canais foram progressivamente afogados e preenchidos por sedimentos fluviais, estuarinos e marinhos (Weschenfelder *et al.*, 2006b). Lateralmente aos canais depositavam-se pacotes de sedimentos vinculados ao afogamento da planície costeira, provavelmente marinhos rasos. A redistribuição do estoque sedimentar durante o período de mar alto e início da fase regressiva do Holoceno, em torno de 5.000 anos AP, ocasionou o fechamento dos canais de ligação (*inlets*) entre o corpo lagunar e o mar aberto, restando somente o canal de Rio Grande. A Laguna dos Patos assume a sua configuração atual, comportando-se como um ambiente de sedimentação lagunar.

Esses paleocanais são observados também, com as mesmas características, na parte Norte da laguna, estando aqueles correlacionados ao paleocanal do Rio Jacuí.

7.2 – Lagoa Mirim

A Lagoa Mirim encontra-se localizada no extremo sul do Rio Grande do Sul (Brasil) e parte norte do Uruguai (**Fig. 7.2.1**). A Lagoa Mirim interliga-se a Laguna dos Patos através do canal de São Gonçalo.



Figura 7.2.1 - Localização da Lagoa Mirim (modificado de Google Earth)

A bacia hidrográfica da Lagoa Mirim abrange uma área de 57.092km², sendo compartilhada entre Brasil e Uruguai na proporção: 49% e 51%, respectivamente (IPH, 1998).

Esta encontra-se localizada entre os paralelos de 32° 10' S e 33° 37' S e os meridianos de 52° 38' W e 53° 40' W. Apresenta um comprimento de 195,20km e uma largura média de 21,9km, ocupando uma área de 3.749km² dos quais 2.382km² encontra-se em território brasileiro (Vieira, 1995).

A Lagoa Mirim encontra-se separada do oceano Atlântico por uma série de cristas arenosas com alturas oscilando entre 9 e 22m e que se alternam com depressões. Tais cristas, orientadas paralelamente a atual linha de costa, se dispõem ao longo da planície costeira que margeia a Lagoa Mirim (Godolphim, 1976). Estas cristas são formadas por areias finas quartzosas de coloração avermelhada e levemente cimentadas por material ferruginoso (Vieira, 1995).

Segundo Soliani Jr. (1973), a Lagoa Mirim teria sua desembocadura na região hoje ocupada pelo Banhado do Taim. Com o desenrolar da transgressão holocênica, atingindo níveis acima do atual, esta teria barrado a desembocadura, afogando e assoreando o antigo canal.

7.2.1 – Rede Hidrográfica

A rede hidrográfica que aflui à Lagoa Mirim é composta dos seguintes cursos d'água (Vieira e Rangel, 1988): em território brasileiro: pela margem ocidental parte do Rio Jaguarão e os arroios Juncal, dos Arrombados, Silvestre Pinto, Canhada Grande, Grande, Canhada, Chasqueiro, Sarandi e das Palmas; pela margem oriental, os arroios Curral dos Arroios, dos Afogados e del Rei. O banhado do Taim aflui à Lagoa Mirim, descarregando os excedentes hídricos da Lagoa Mangueira. Em território Uruguaio: os arroios São Miguel, São Luiz, Pelotas e Sarandi Grande e os rios Ce-bollati, Tacuari e parte do Jaguarão (Fig. 7.2.1).

O exutório natural da Lagoa Mirim, o canal São Gonçalo, que a liga à Laguna dos Patos (próximo à cidade de Pelotas), encontra-se, atualmente, controlado através de barragem dotada de sistema de comportas, cuja finalidade é impedir as intrusões de fluxos salinos por jusante.

Em situação média o volume acumulado atinge aproximadamente 12,4 bilhões de m³ (IPH, 1998). As profundidades preponderantes (em mais de 95% da área da lagoa), verificadas em 1998, variaram entre 1 e 5m, podendo atingir, em pontos res-tritos, cerca de 12m.

Em termos hidrológicos médios, a vazão afluente à Lagoa Mirim e ao canal São Gonçalo é de $787\text{m}^3/\text{s}$ e o tempo de residência no corpo lagunar aproxima-se de 205 dias.

O regime hidrológico regional apresenta precipitações anuais variando entre 1.100 e 1.450mm e evaporações da ordem de 1.000mm anuais. Nas áreas afluentes à Lagoa Mirim, a vazão específica oscila entre 12 e 20l/s/km^2 , de sul para norte, resultando em coeficientes de escoamento médios entre 0,38 e 0,47. Os níveis médios mensais mais baixos são observados no trimestre março-maio, em parte por efeito da irrigação. Cabe destacar que o período menos chuvoso é entre outubro e dezembro, enquanto o de menores aflúências ocorre entre dezembro e fevereiro (IPH, 1998). Em função dos dados existentes é possível observar que a Lagoa Mirim funciona como um reservatório de regularização interanual, sendo que os níveis de água mais baixos decorrem de uma sequência de anos secos. Os níveis de água no período 1977-1993 oscilaram entre as cotas 2,00m e 0,25m. No entanto, nas cheias excepcionais os níveis na Lagoa Mirim podem superar a cota 4,00m e mesmo a cota 5,30m, em 1941, por influência de forte vento nordeste (Vieira & Rangel, 1988) que represa suas águas. Face as suas características hidráulico-hidrológicas a Lagoa Mirim constituiu-se em um dos grandes mananciais reguladores de água da região. Na interligação com a Lagoa Mangueira (situada a montante, na faixa litorânea entre a Mirim e o mar), situa-se a Estação Ecológica do Taim (com área de 340km^2), junto ao banhado do Taim (com área de 2.800km^2), típica zona de wetlands, com destacada importância ambiental no contexto regional e internacional.

7.2.2 – Sedimentação Lagunar

Segundo Vieira (1995), os sedimentos superficiais da Lagoa Mirim são distribuídos em cinco classes granulométricas: areia grossa, areia fina, areia muito fina, silte e argila (Fig. 7.2.2.1).

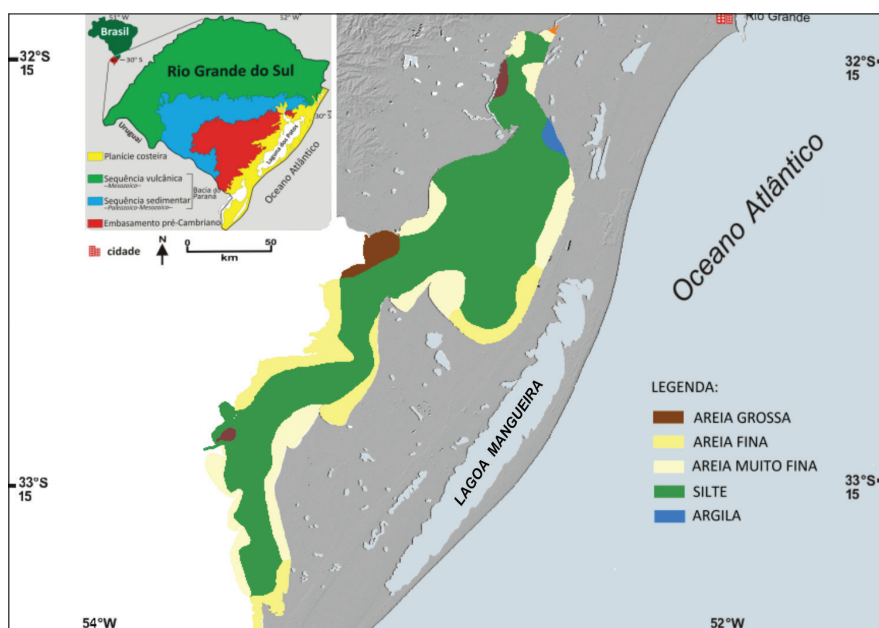


Figura 7.2.2.1. - Mapa de distribuição granulométrica da Lagoa Mirim. (modificado de Vieira, 1995)

A classe granulométrica areia grossa encontra-se distribuída em três áreas no lado oeste da lagoa, nas proximidades da desembocadura do Arroio Chasqueiro, no setor norte; do Rio Jaguarão, no setor central e do Rio Cebollati no setor sul (Figs. 7.2.1 e 7.2.2.1). Essa granulometria mais grossa pode ser proveniente da erosão causada pelas atividades agrícolas desenvolvidas na região.

As granulometrias areia fina e areia muito fina se distribuem tanto do lado leste como oeste da lagoa formando um cinturão. Há uma predominância da areia muito fina no setor norte e sul da lagoa enquanto que a areia fina predomina no setor central, alternando-se em sua distribuição. (Fig. 7.2.2.1).

Os sedimentos arenosos distribuídos nas margens leste e oeste da lagoa são resultantes do retrabalhamento das áreas marginais adjacentes. A classe modal dominante situa-se no intervalo areia fina a muito fina, essencialmente constituída de quartzo com pequenas quantidades de minerais pesados e fragmentos de conchas carbonáticas. Não existe diferença marcante entre os sedimentos das duas margens. No entanto as areias que constituem os sedimentos da margem leste da lagoa, apresentam-se de bem a muito bem selecionadas, enquanto que as da margem oeste são mal selecionadas. Isso se deve ao fato que as areias da margem leste são oriundas do retrabalhamento dos sedimentos dos cordões arenosos da planície costeira enquanto que as areias da margem oeste são oriundas da erosão e retrabalhamento dos sedimentos da formação Graxaim.

A granulometria silte é a de maior distribuição ao longo de toda a lagoa em seus pontos mais profundos, distribuindo-se desde o setor sul até o setor norte (Fig. 7.2.2.1). A classe modal dominante é variável, desde silte médio a silte fino.

A granulometria argila encontra-se somente em uma pequena área no setor norte do lado leste da lagoa, nas margens do banhado do Taim.

8 – EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA

8.1 – Regressão Pleistocênica e o Último Máximo Glacial

Um grande número de plataformas continentais estudadas em todo o mundo têm apresentado indícios de oscilações de paleoníveis do mar abaixo do atual, durante o Quaternário. Essas oscilações têm sido caracterizadas por rupturas de pendentes dos fundos oceânicos, formadas durante a estabilização dos paleoníveis do mar, no

desenrolar dos processos transgressivos. Em sua grande maioria se apresentam recobertas por sedimentos bioclásticos e siliciclásticos de granulometria mais grossa que os adjacentes, bem como por concentrações de minerais pesados ou, ainda, por alinhamentos de rochas praias (*beach rocks*).

A plataforma continental do Rio Grande do Sul, entre Torres e Chuí, é do tipo tectonicamente estável durante o Quaternário, submetida a movimento epirogênicos (soerguimento) bastante suave em épocas mais recentes. Os estudos dessa plataforma continental levaram ao reconhecimento de várias escarpas submersas, com vertentes mais acentuadas, representando posições de estabilização de antigos níveis do mar (Fig. 8.1.1). Estas se apresentam contínuas sobre toda a plataforma continental e se encontram situadas a profundidades de -20/-25m, -32/-45m, -60/-70m, -100/-110m e -120/-130m (Kowsmann et al., 1977; Corrêa et al., 1980 e 1991; Corrêa, 1986 e 1996; Corrêa & Toldo Jr., 1996).

Corrêa (1990), propôs que o paleonível de -120/-130m representa o limite de regressão (reco do mar costa afora) máxima, de idade pleistocênica tardia e corresponde ao UMG (Último Máximo Glacial) há cerca de 17.500 anos AP (Fig. 8.1.1).

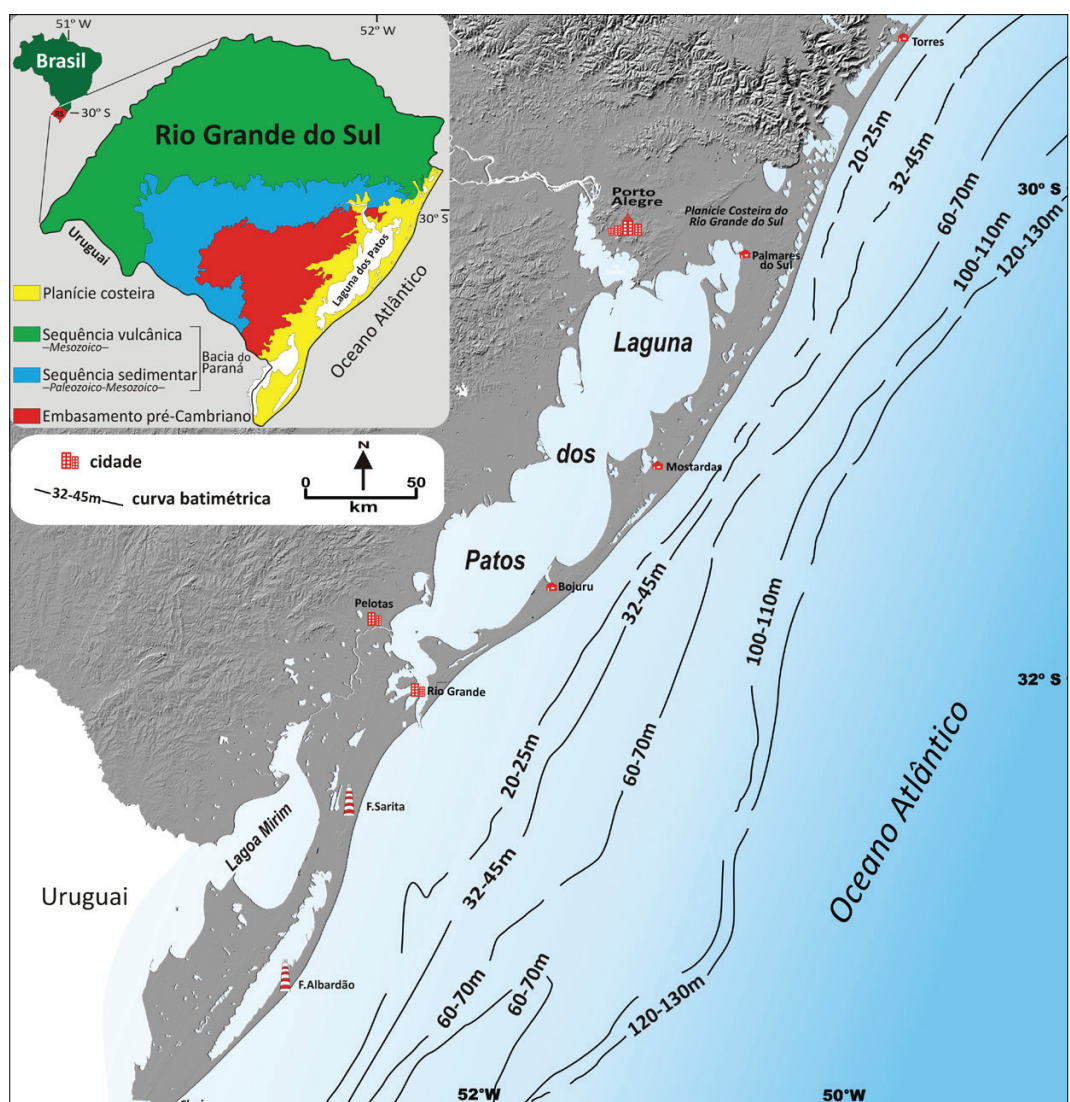


Figura 8.1.1 - Paleoníveis marinhos da plataforma continental do Rio Grande do Sul (modificado de Corrêa, 1990).

As rochas praias (*beach rocks*), muito empregadas como evidências de paleoníveis do mar acima do atual, no litoral nordestino (*Flexor & Martin, 1979; Bezerra et al., 2008*), formam paleolinhas de costa submersas, como tem sido constatado em pesquisas recentes e poderão ser utilizadas em estudos futuros. Até o momento não se conhece outros indicadores de paleoníveis do mar, abaixo do atual, que permita, com precisão, caracterizar uma estabilização do nível marinho.

8.2 – A Subida do Nível Eustático após o Último Máximo Glacial

Através da curva paleoclimática, proposta por *Servant (1984)*, para a porção central da América do Sul, para os últimos 30.000 anos AP, se observa que no final da regressão pleistocênica e início da transgressão holocênica, aos 17.500 anos AP, o clima se apresentava frio começando a variar; de 16.000 a 11.000 anos AP, o clima passou de úmido a temperado seco caracterizando um período interglacial. Novo período glacial ocorreu entre 11.000 e 10.000 anos AP ocasionando uma nova estabilização do nível do mar. Entre os 10.000 e 9.000 anos AP, o clima tornou-se mais quente ocasionando uma nova subida do nível do mar seguido de um período curto de clima frio, o qual ocasionou uma pequena regressão, com uma segunda estabilização do nível marinho. Após, o clima começou a ficar úmido. De 8.000 a 5.000 anos AP o clima passa de úmido a úmido mais quente. De 5.000 a 3.500 anos AP o clima varia de úmido mais quente a frio. A partir dos 3.500 anos AP o clima começou a mudar para temperado quente. A temperatura subiu e as florestas aumentaram seu porte. Os rios tornaram-se mais caudalosos e as redes de drenagem se acentuaram. Com base nos dados de *Servant (1984)* pode-se dizer que durante os períodos de clima frio, a velocidade de subida do nível do mar diminuiu ocasionando com isso a estabilização da linha de costa nestes locais. Sobre a plataforma continental sul e sudeste brasileira, as rupturas de pendentes observadas nas profundidades de -120/-130m, a qual representa o posicionamento do nível do mar no início da grande transgressão, de -100/-110m, de -60/-70m, de -32/-45m e -20/-25m correspondem aos períodos frios, quando o nível do mar se estabilizou durante o processo transgressivo formando novas linhas de costa (**Fig. 8.1.1**).

Com base na curva eustática proposta por *Corrêa (1990)*, é possível reconhecer, pelo menos, três fases de evolução paleogeográfica na plataforma continental do Rio Grande do Sul (**Fig. 8.1.1**), durante a última fase transgressiva entre 17.500 e 6.500 anos AP (*Corrêa, 1996*).

a) Fase de 17.500 a 16.000 anos AP – Há aproximadamente 17.500 anos AP o paleonível do mar situava-se a -120/-130m abaixo do atual (**Fig. 8.2.1**). Nesta época a plataforma continental se encontrava emersa em quase toda sua totalidade e subme-

tida à intensa erosão subaérea. Esta superfície plana foi dissecada por vales fluviais que foram observados a partir de registros sísmicos. Os sedimentos depositados ao longo dessa costa eram constituídos de areias finas na plataforma interna e de areias lamosas e lamas na plataforma externa e talude superior. As areias grossas, representando paleolinhas de costa, foram supridas parcialmente pelos rios e pelo retrabalhamento dos sedimentos sotopostos.

Neste intervalo de tempo, segundo *Corrêa et al.*, (1991), a elevação do paleonível do mar foi rápida (2cm/ano), sendo estabilizado há cerca de 16.000 anos AP. Esta subida do nível do mar se estabilizou na profundidade dos -100/-110m onde um novo sistema litorâneo se formou. A paleolinha de costa correspondente a esta fase é representada por areias médias, provavelmente estuarinas ou deltaicas, oriundas de paleodrenagens costeiras (**Figs. 8.1.1 e 8.2.1**).

b) Fase de 16.000 a 11.000 anos AP - A partir dos 16.000 anos AP a subida do nível do mar se deu mais lentamente até os 11.000 anos AP. A velocidade de ascensão do nível relativo do mar foi de 0,6cm/ano (*Corrêa et al.*, 1991). Nesta fase são observadas rupturas de pendentes nas profundidades de -100/-110m e -60/-70m (**Fig. 8.1.1 e 8.2.1**).

Esta fase é representada, na sucessão litológica, por areias lamosas de ambiente pré-litorâneo, comumente situadas na base da sequência transgressiva, situada entre a plataforma continental média e externa, recobrando a superfície erosiva desenvolvida sobre os depósitos subjacentes. Isto mostra que houve retrabalhamento de sedimentos mais antigos, na plataforma continental interna, durante as estabilizações do período transgressivo. Os sedimentos do nível de -60/-70m são formados por areias grossas associadas a material bioclástico de composição carbonática, tendo sido observado, em muitos testemunhos, a presença de camadas de turfas. Os teores de minerais pesados sobre este nível são os mais altos da plataforma continental. A ruptura de pendente observada no nível de -60/-70m, segundo informações fornecidas por microrganismos, corresponderia ao início do Holoceno.

c) Fase de 11.000 a 6.500 anos AP - Na ruptura da escarpa de -60/-70m de profundidade, referida na fase anterior, foram depositados sedimentos com micro-organismos indicativos do início do Holoceno, há cerca de 10.000 anos AP, quando o paleoclima tornou-se mais ameno e houve aceleração na ascensão do paleonível do mar. A velocidade de subida do paleonível do mar passou de 0,6cm/ano para 1,6cm/ano, comportando duas fases de estabilização localizadas entre -32/-45m e entre -20/-25m de profundidade (**Fig. 8.1.1 e 8.2.1**), (*Corrêa et al.*, 1991). Os sedimentos finos

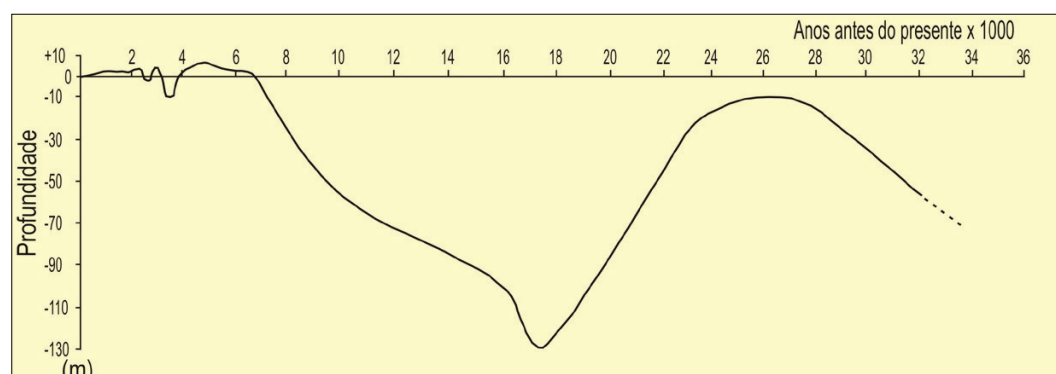


Figura 8.2.1 - Curva de variação do nível do mar para a plataforma continental do Rio Grande do Sul (modificado de *Corrêa*, 1990).

que, na época, eram transportados pelas drenagens para a zona litorânea, foram depositados além das zonas mais profundas da plataforma continental. Enquanto isso, os depósitos costeiros eram formados pelo retrabalhamento das areias de idade pleistocênica. À medida que o processo transgressivo continuava e a linha de costa se deslocava para oeste, os sedimentos finos recobriram as areias transgressivas da plataforma continental externa e média. A presença de fases de estabilização é denunciada pelas camadas de cascalhos bioclásticos e de concentrações de minerais pesados, indicativas de paleolinhas de costa.

A plataforma continental do Rio Grande do Sul é, provavelmente, a mais detalhadamente estudada, em termos de níveis relativos do mar abaixo do atual, ao longo da costa brasileira. Além disso, na maior parte do litoral brasileiro pode-se dizer que a evolução dos níveis do mar foi bastante semelhante à descrita anteriormente.

8.3 – O Nível de Mar Alto Atual

Com base em dados radiométricos, obtidos de amostra de terraços holocênicos e de outros indicadores que evidenciam paleoníveis do mar diferentes do atual, foram delineadas curvas parciais ou completas das flutuações relativas do nível do mar nos últimos 7.000 anos, para a costa brasileira.

Considerando as devidas correções e abstração das variações de segunda ordem foi possível constatar que os níveis relativos do mar situados acima do atual seguem a seguintes peculiaridades. (*Suguio et al.*, 1985; *Corrêa*, 1990; 1996; *Suguio*, 2010) (**Fig. 8.2.1**):

- a) o atual nível médio do mar foi ultrapassado pela primeira vez entre 7.000 e 6.500 anos AP;
- b) há 5.100 anos AP, o nível do mar subiu entre 3 e 5m acima do atual.;
- c) há 3.900 anos AP, o nível relativo do mar baixou entre 2 a 3m abaixo do atual;
- d) há aproximadamente 3.400 anos AP o nível do mar subiu entre 2 e 3,5m acima do atual;
- e) há 2.800 anos AP, ocorreu novamente um pequeno rebaixamento atingindo um nível inferior ao atual, em torno de 1 a 1,5m;
- f) há aproximadamente 2.500 anos AP houve uma nova subida do nível relativo do mar, o qual atingiu a cota de 1,5 a 2,5m acima do atual, a partir deste momento, ocorreu uma tendência ao rebaixamento contínuo.

Segundo dados maregráficos dos últimos 40 anos, se observa que a tendência do nível relativo do mar é de ascensão, variando de autor para autor a velocidade de subida do mesmo. Alguns indicam uma subida de 30cm/século, outro já mais comedido, indicam uma variação de 10 a 15cm/século.

8.4 – Evolução da Planície Costeira e Plataforma Continental

A planície costeira e a plataforma continental sul-brasileira foram profundamente dissecadas, durante as regressões do Pleistoceno Superior, por canais fluviais antes do início dos eventos transgressivos pós-glacial. As redes de paleodrenagens representavam sistemas de rios, ligando a bacia de drenagem ao interior e o ambiente deposicional da Bacia marginal de Pelotas, contornando a plataforma continental exposta por eventos de regressão forçada.

Dois eventos principais de incisão podem ser estabelecidos na área da Laguna dos Patos por meio de análise sísmica. O preenchimento dos canais do sistema de drenagem mais jovem é o Holoceno, como indicado pela datação por radiocarbono e, portanto, as incisões dos canais estão relacionadas com o Último Máximo Glacial (MIS 2) do Pleistoceno Superior, quando o nível do mar encontrava-se a uma profundidade de 120m abaixo da posição atual. A formação e o preenchimento das incisões mais antigas estão relacionados a um evento anterior regressivo-transgressivo do Pleistoceno (MIS 6).

Os vales e canais incisos tiveram um papel importante na arquitetura da margem-bacia, na distribuição de fácies e na acomodação espacial ocorrida durante o período quaternário na bacia marginal do sul-brasileira. Pistas significativas para modelar a evolução geológica da zona costeira e da plataforma são preservadas dentro delas.

A **Figura 8.4.1** esquematiza a possível distribuição dos principais canais que drenavam a planície costeira da época quando o nível do mar encontrava-se 120m abaixo do atual. Pode-se observar as antigas posições dos paleocanais associados ao Rio Jacuí, no setor norte, o paleocanal do Rio Camaquã, no setor central, e os prováveis paleocanais ligados aos rios Piratini e Jaguarão, no setor sul da laguna sul da laguna. Ainda são apresentados aqui o paleocanal do Rio da Prata, descrito por *Corrêa et al.* (2013; 2014).

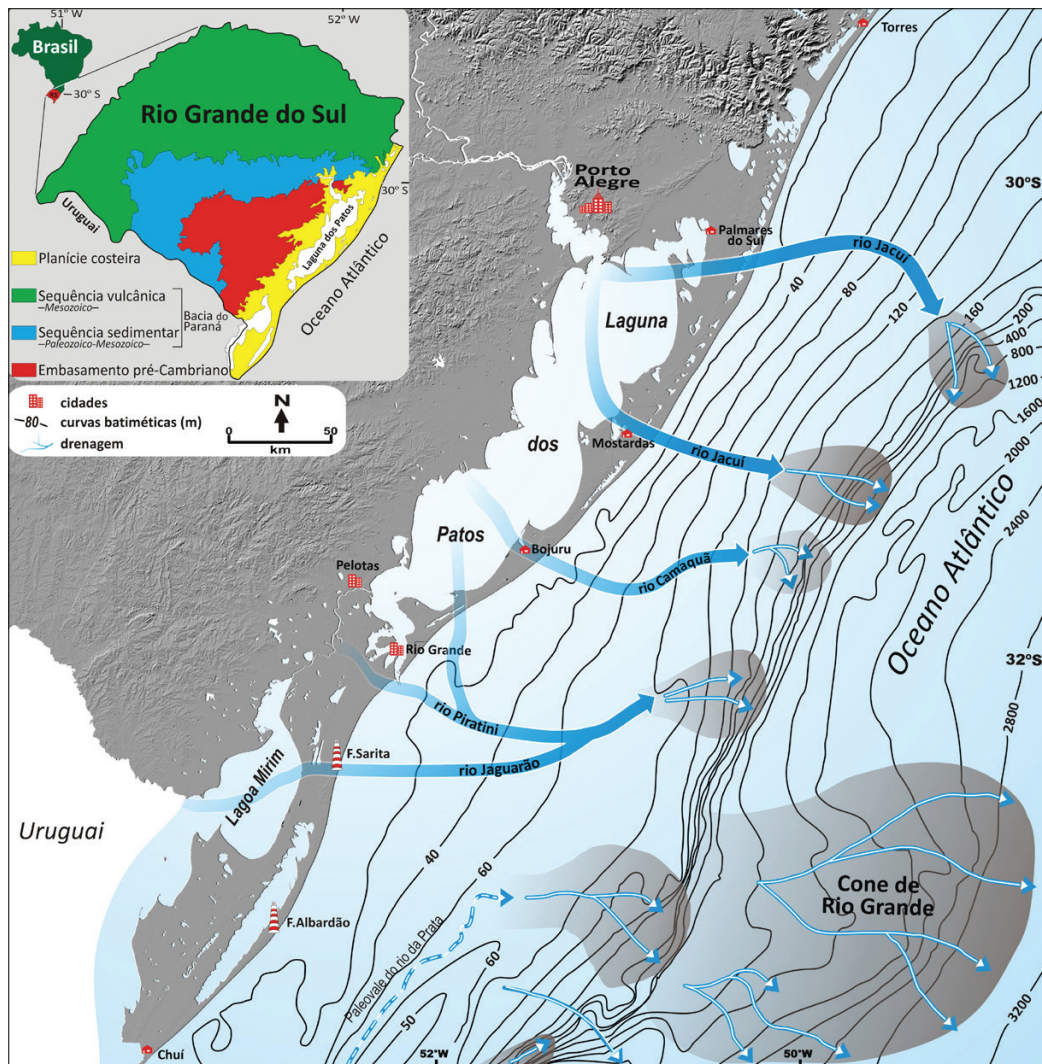


Figura 8.4.1 - Evolução paleogeográfica da plataforma continental do Rio Grande do Sul (modificado de Corrêa, 1990 e Baitelli, 2012)

9 – RECURSOS MINERAIS

9.1 – Minerais Pesados na Plataforma Continental

A ocorrência de minerais pesados na plataforma continental sul-brasileira tem sido estudada desde a década de 70, e é caracterizada pela presença das espécies minerais mais importantes, sendo essas aqui apresentadas com sua respectiva porcentagem média, na fração 2-4 Φ .

Minerais Opacos:

magnetita, ilmenita, limonita, leucoxeno e pirita (31,6%).

Minerais Transparentes:

turmalina (11,5%), hornblenda (9,3%), estauroлита (9,3%), augita (8,9%), epidoto (7,4%), hiperstênio (6,3%), zircão (4,5%), granada (4,4%), cianita (3,9%), apatita (3,6%), silimanita (1,1%) e rutilo (0,8%) (**Fig. 9.1.1**) (Corrêa et al., 2001 e 2008).

As maiores concentrações de minerais pesados sobre a plataforma continental do Rio Grande do Sul, estão localizadas na parte sul da área estudada, entre o estuário do Rio da Prata (Argentina) e o Arroio Chuí (Brasil) (**Fig. 9.1.2**), onde os teores chegam a valores máximos de 47,82% na fração 2-4 Φ (**Tab. I**). Outra área com elevado teor de minerais pesados é a região da plataforma continental interna/média, entre a Lagoa Mirim e a parte central da Laguna dos Patos, onde os valores máximos ficam em 44,35%, ficando a média em 20% (**Tab. I**) (*Corrêa et al.*, 2008).

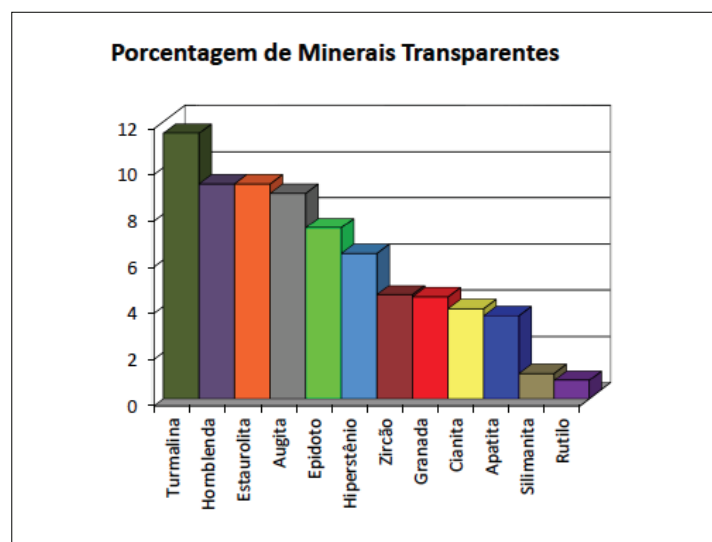


Figura 9.1.1- Porcentagem dos minerais pesados transparentes dos sedimentos superficiais da plataforma continental do Rio Grande do Sul.

A primeira área, entre o Rio da Prata e o Arroio Chuí, está relacionada à drenagem do complexo do Rio da Prata, enquanto a segunda, entre a Lagoa Mirim e a parte central da Laguna dos Patos, se relaciona ao deságue, de sul para norte, dos rios Cebolatti, Jaguarão, Piratini, Camaquã e Jacuí, em época remota.

O índice de ZTR (zircão-turmalina-rutílio), descrito por *Corrêa et al.*, (2008), se apresenta bastante elevado para a região norte da plataforma continental, acima do paralelo de 34°S, caracterizando sedimentos de alta maturidade mineralógica, provavelmente associados a sedimentos de vários ciclos sedimentares. Na parte sul da plataforma continental, abaixo do paralelo de 34°S, em direção ao estuário do Rio da Prata, o índice ZTR se apresenta bastante baixo, caracterizando sedimentos de baixa maturidade mineralógica, indicando provavelmente sedimentos mais modernos oriundos da drenagem do Rio da Prata.

Em relação ao índice Est/ZTR+Est os valores se apresentam inversos. Abaixo do paralelo de 34°S, os valores são mais elevados que a norte, o que vem a caracterizar assembleias mineralógicas com baixa dissolução intraestatal dos minerais pesados, com ação moderada do intemperismo químico sobre esses e com baixa diagênese, em comparação com a área situada a norte do paralelo de 34°S, onde os valores se

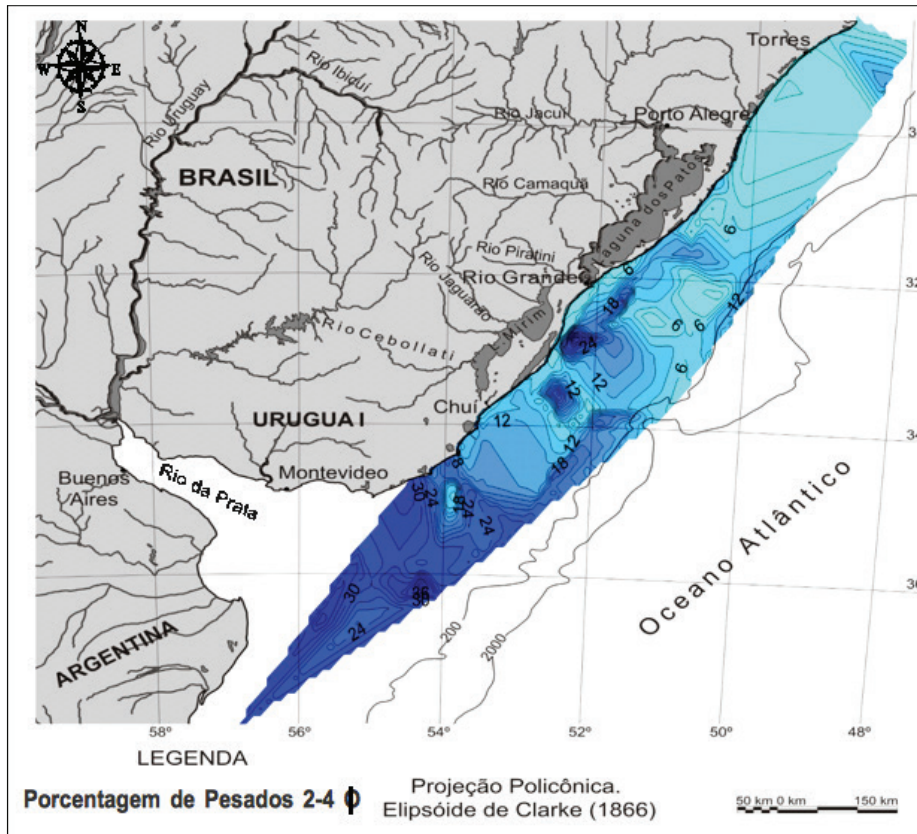


Figura 9.1.2.- Distribuição da porcentagem de minerais pesados na fração 2-4 Φ (modificado de Corrêa et al., 2008).

apresentam mais baixos, caracterizando um ambiente em que as assembleias mineralógicas sofreram um maior intemperismo ou diagênese, ocasionando assim a seleção dos minerais mais resistentes, como observado nos dados obtidos pelo índice ZTR.

A importância dos minerais pesados no estudo de depósitos sedimentares de ambientes transicionais e marinhos é amplamente reconhecida. Entretanto, o intemperismo químico e a diagênese são os principais processos modificadores da composição das assembleias mineralógicas e são os responsáveis pela distribuição destas nos depósitos sedimentares. Estes processos são responsáveis pela dissolução intraestratal e surgimento de minerais pesados secundários (autigênicos), onde a água intersticial ácida é o principal agente. A taxa e a natureza do intemperismo químico variam amplamente e são controladas pelo clima, topografia, atividades biológicas, textura, permeabilidade, história de soterramento dos sedimentos, composição das águas intersticiais e tempo (Morton & Hallsworth, 1994; Islam et al., 2002).

O efeito da dissolução intraestratal nos minerais, geralmente se manifesta através do aumento da maturidade mineralógica das assembleias (índice ZTR; Hubert, 1962) e pode ser evidenciada através da utilização do índice Est/ZTR+Est (Morton, 1985).

As informações obtidas pelas análises mineralógicas e estatísticas, permitem observar uma menor consistência da relação dos minerais pesados no setor central da área em estudo, com maior correlação de elementos nas extremidades. Esta pri-

meira aproximação, na distribuição N-S, deve-se possivelmente às influências dos principais eventos de oscilação da linha da costa nesse setor (Corrêa *et al.*, 2008).

Da análise vetorial, na composição dos componentes principais, foram separados quatro componentes, os que em conjunto permitem descrever o comportamento da distribuição da maior parte dos sedimentos, com intervalo de confiabilidade de 90% (Tab. I).

Tabela I- Distribuição dos componentes principais em relação aos minerais pesados analisados.

Minerais Pesados	Fator 1	Fator 2	Fator 3	Fator 4
Granada	0,0790	0,0277	0,2105	0,0703
Hiperstênio	0,0541	0,6356	-0,1706	-0,0201
Augita	0,9533	-0,0042	-0,1913	-0,0226
Hornblenda	-0,0031	0,7187	0,0280	-0,0384
Turmalina	0,0249	0,1275	0,7000	-0,1620
Apatita	0,0396	-0,0598	-0,0601	0,6756
Epidoto	0,1050	0,1063	0,3275	-0,0302
Estaurolita	0,2482	-0,1124	0,5066	0,1958
Cianita	0,0085	0,0395	0,1759	0,1469
Rutilo	0,0064	0,0350	0,0044	0,0685
Zircão	-0,0837	0,1794	0,0216	0,6477
Silimanita	0,0083	0,0010	0,0195	0,1578

A principal vantagem da utilização desta técnica estatística é a de que o número de fatores que caracteriza o resultado final vai estar representado pela composição de uma amostra de sedimento. Desta maneira, um elemento do conjunto atua como parâmetro padrão que permite estabelecer o conjunto da composição de cada sítio considerado (Ayup-Zouain *et al.*, 2001).

O primeiro componente (Fator 1) é fortemente influenciado pela augita (Tab. I), que predomina na plataforma continental externa, na parte central, e na parte sul da mesma (Fig. 9.1.3). Esta predominância, na parte sul, está relacionada à sua origem pampiano-patagônica. Esta predominância foi também observada por Etchichury & Remiro (1960); Urien (1967); Urien & Ewing (1974); Tomazelli (1978); Ayup-Zouain (1985; 1987; 1991); Corrêa (1990); Ayup-Zouain *et al.*, (2001; 2003); Corrêa *et al.*, (2001; 2002; 2006; 2008).

O segundo componente (Fator 2), é influenciado, predominantemente, pela hornblenda e hipertênio (Tab. I). O primeiro mineral é predominante na parte norte

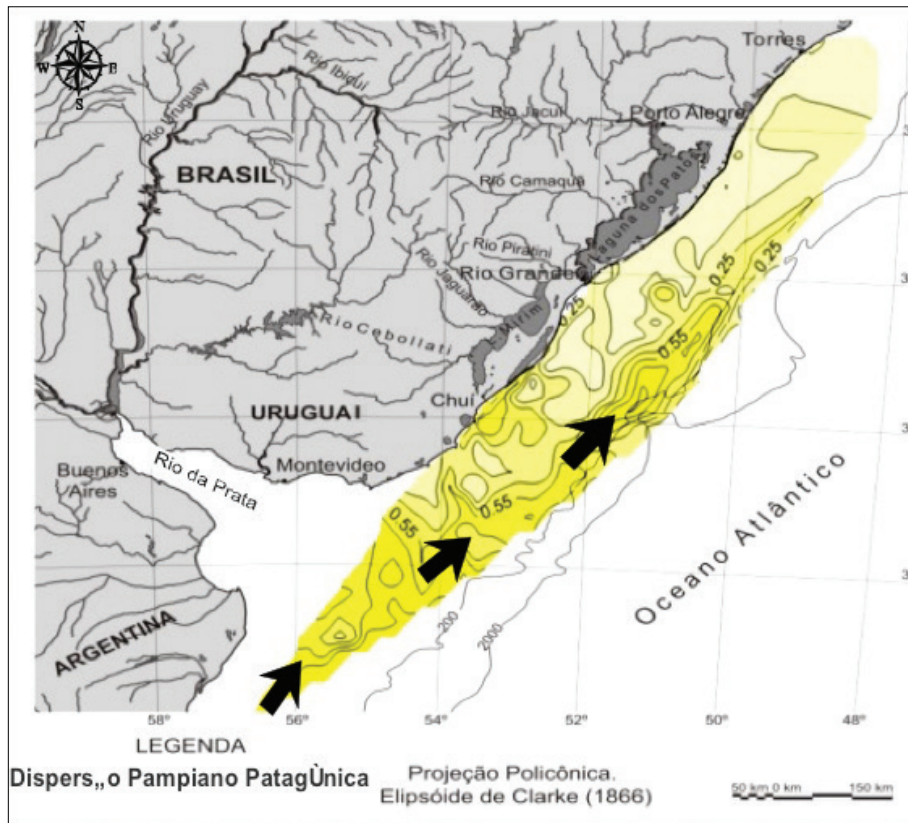


Figura 9.1.3 - Distribuição do primeiro componente (augita) de dispersão dos minerais pesados (Fator 1). Dispersão Pampiano Patagônica. (modificado de *Corrêa et al.*, 2008).

da área e nas adjacências da desembocadura da Lagoa dos Patos, enquanto que o segundo apresenta suas maiores concentrações na parte norte da área e na altura do estuário do Rio da Prata. Ambos minerais são típicos de rochas ígneas básicas e como acessórios nos derrames basálticos (**Fig. 9.1.4**). Em função da composição deste componente e da distribuição espacial dos sedimentos, atribui-se a este conjunto uma origem a partir dos principais sistemas de drenagem desde o setor central do escudo em direção aos basaltos, no norte (*Ayup-Zouain et al.*, 2001; *Corrêa et al.*, 2008). O terceiro componente (Fator 3) é influenciado pela turmalina, estauroлита, epidoto e cianita (**Tab. I**). Este conjunto de minerais apresenta concentração mais abundante no setor central norte, na altura do Rio Camaquã e da Lagoa Mangueira. São comuns nas rochas do escudo sul-rio-grandense e uruguaio, principalmente estabelecendo a origem de rochas metamórficas e de metamorfismo de contato (**Fig. 9.1.5**). Nesta componente podemos considerar como auxiliar a presença de granada, a qual se pode considerar como importante, pela sua maior concentração da zona central para norte, com dispersão a partir do escudo. Pela dispersão e distribuição do componente, fica evidenciada uma origem desde o embasamento do escudo, a partir de rochas metamórficas (*Ayup-Zouain et al.*, 2001; *Corrêa et al.*, 2008).

Segundo *Ayup-Zouain et al.*, (2001), este setor apresenta uma ampla mescla de minerais, isto devido, possivelmente, pela complexidade das áreas fontes e principalmente pela dinâmica atuante no passado.

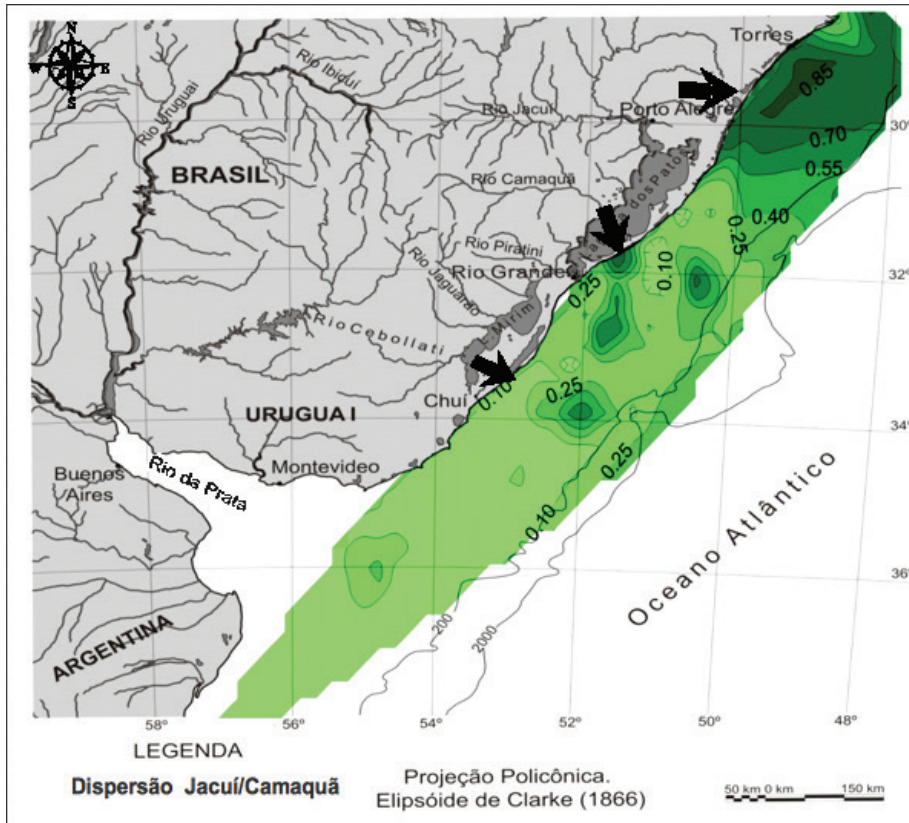


Figura 9.1.4 - Distribuição do segundo componente (hiperstênio e hornblenda) de dispersão dos minerais pesados (Fator 2). Dispersão Jacuí/Camaquã (modificado de Corrêa et al., 2008).

O quarto e último componente (Fator 4) é influenciado principalmente pela apatita, zircão e silimanita (Tab. I), destacando-se pela presença localizada no setor central-sul, com direção predominante de dispersão entre a plataforma norte-argentina e a plataforma uruguaia, na altura do estuário do Rio da Prata e nas proximidades do Arroio Chuí (Fig. 9.1.6). Por constituir suítes de minerais comuns nas rochas do escudo sul-rio-grandense e uruguaio e apresentarem concentrações orientadas na

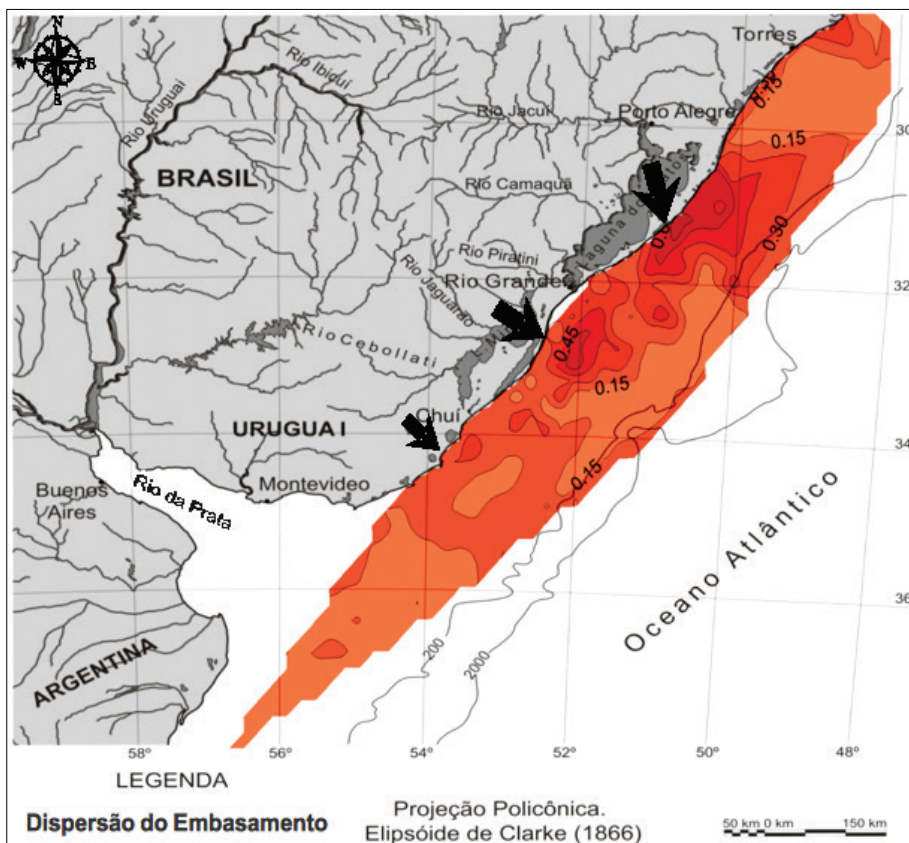


Figura 9.1.5 - Distribuição do terceiro componente (turmalina, estauroлита, epidoto e cianita) de dispersão dos minerais pesados (Fator 3). Dispersão do Embasamento. (modificado de Corrêa et al., 2008).

direção dos principais sistemas de paleodrenagem continental adjacente ao estuário do Plata, considera-se esses sedimentos como de dispersão platense. As principais zonas de dispersão são os poços de lamas e canais, presentes na plataforma continental, originados pela antiga drenagem do Rio da Prata (*Ayup-Zouain et al., 2001; Corrêa et al., 2008*).

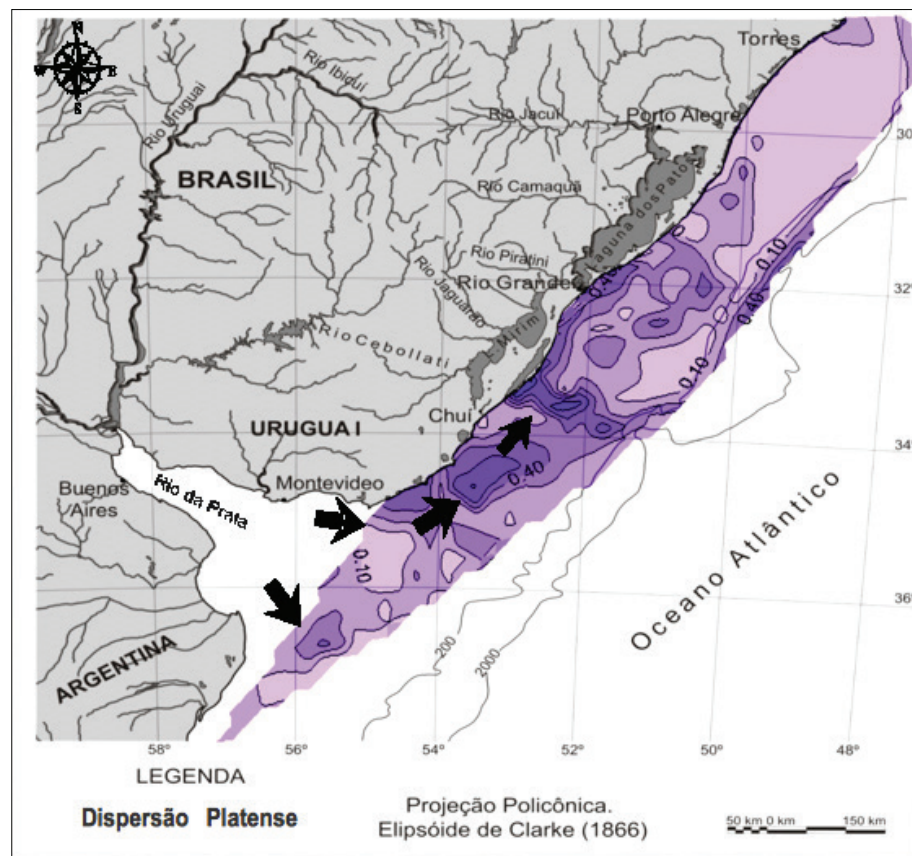


Figura 9.1.6 - Distribuição do quarto componente (apatita, zircão e silimanita) de dispersão dos minerais pesados (Fator 4). Dispersão Platense. (modificado de *Corrêa et al., 2008*).

9.2 – Granulados bioclásticos na Plataforma Continental

Os granulados bioclásticos são formados por areias e cascalhos inconsolidados constituídos por conchas de moluscos, briozoários, foraminíferos bentônicos, equinoides e algas calcárias, entre outros.

Esses depósitos carbonáticos ocorrem em duas situações batimétricas distintas, na plataforma continental do Rio Grande do Sul, sendo descritas como fácies bioclástica interna, localizada na região sul e bioclástica externa, localizada na região norte da plataforma.

As acumulações da plataforma continental interna estão representadas por uma morfologia peculiar de bancos lineares, aproximadamente paralelos a subparalelos à linha de costa, localizados a uma profundidade entre 8 e 30m (*Corrêa, 1983*). Essas concentrações estão localizadas nas regiões do Farol do Albardão e do Farol da

Conceição, onde apresentam as concentrações mais expressivas. Esses bancos apresentam comprimento superior a 100km, largura que varia de 2 a 6km e altura, entre crista e cava, em torno de 1 a 6m (Corrêa & Ponzi, 1978; Calliari et al., 1999). Estes depósitos foram quantificados por Corrêa & Ponzi (1978) e Corrêa (1983), chegando a cifra de mais de 1 bilhão de toneladas de material bioclástico de composição carbonática. A região do farol do Albardão apresenta concentrações de carbonato de cálcio entre 25 e 50% enquanto que na região do Farol da Conceição estes valores caem entre 5 e 25% (Fig. 9.2.1 e 9.3.2).



Figura 9.2.1 - Material bioclástico da plataforma continental do Rio Grande do Sul.

Uma pequena área, na região do Parcel do Carpinteiro, localizado a 15 milhas náuticas a noroeste da desembocadura da Laguna dos Patos, apresenta concentrações de bioclásticos carbonáticos. Esses depósitos se apresentam na forma de bancos alinhados a uma profundidade de 23m de lâmina d'água, com comprimentos em torno de 10km e altura de 2 a 5m entre crista e cava. Levando-se em conta uma espessura média de 1m e uma concentração de 50% de carbonato de cálcio, o volume inferido chega ao valor de 65 milhões de toneladas para essa área.

As acumulações da plataforma continental externa se localizam na parte norte da área, na borda do talude continental. Esses depósitos, formados por cascalhos e areias bioclásticas, apresentam teores de carbonato de cálcio acima de 60% e dimensões que vão além dos 150km de comprimento por 30km de largura (Fig. 9.3.2). Os depósitos de calcário bioclástico da plataforma continental interna do Rio Grande do Sul estão vinculados a antigas linhas de praia de alta energia e a uma contribuição da fauna atual vivente sobre esses fundos (Fig. 9.2.2). A evolução e concentração atual destes depósitos carbonáticos estão ligadas ao regime hidráulico a que está sujeita a plataforma continental interna.

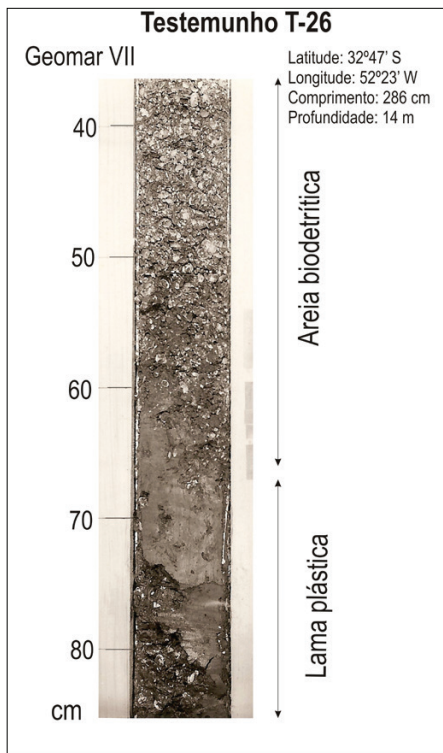


Figura 9.2.2.- Testemunho da plataforma continental interna do Rio Grande do Sul com presença de material bioclástico de composição carbonática (Geomar VII).

Os depósitos carbonáticos da plataforma continental externa têm a mesma origem que os da plataforma continental interna, apenas em épocas diferentes. Esses foram depositados e concentrados no período de nível do mar baixo, a mais ou menos 18 ka A.P.

9.3 – Granulados Siliciclásticos na Plataforma Continental

Os sedimentos siliciclásticos têm sua origem a partir do intemperismo e da erosão de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares e podem ser transportados para os ambientes costeiros e marinho pelos rios, geleiras, ventos e por escorregamentos de massa em regiões costeiras de relevo acentuado.

A maior parte dos ambientes marinhos e litorâneos tem seus sedimentos siliciclásticos formados, predominantemente, por areias quartzosas e secundariamente por feldspatos, minerais pesados e fragmentos de rochas (**Fig. 9.3.1**).

Os granulados siliciclásticos apresentam uma granulometria variada, que inclui desde areias muito finas (0,125 - 0,062mm) até seixos (65,0 – 4,0mm).

Os depósitos de granulados litocásticos presentes na plataforma continental são, em sua maioria, sedimentos relíquias, remanescentes de ambientes anteriores distintos do atual (*Emery, 1958*).



Figura 9.3.1 - Material siliciclástico da plataforma continental do Rio Grande do Sul (Areia Média).

A alimentação de sedimentos siliciclásticos terrígenos pséfíticos e psamíticos, em conjunto com as flutuações do nível relativo do mar, nos últimos dois milhões de anos, ocasionaram a deposição de granulados (seixos, cascalhos e areias) na plataforma continental. Embora submersos esses materiais foram originalmente depositados pela drenagem que fluía por uma planície costeira que foi afogada pela última transgressão marinha.

Esses depósitos produzidos por ambientes continentais e transicionais foram retrabalhados durante a elevação do nível do mar e durante estágios interglaciais quentes. O ciclo quente/frio foi repetido várias vezes resultando na remobilização e retrabalhamento dos sedimentos (**Fig. 9.3.2**), os quais foram denominados por *Swift et al.*, (1971) de sedimentos “palimpsestos”.

A dinâmica da concentração não é idêntica para cascalho e areia. De um modo geral, os depósitos de cascalho têm menos mobilidade e se concentram nos cursos fluviais, terraços afogados e feições submersas, como paleolinhas de costa. As areias, em contraste, foram constantemente remobilizadas pelo nível do mar, formando bancos usualmente subalinhados com a linha de costa (*Urien & Martins*, 1987).

Os granulados siliciclásticos marinhos são importantes insumos minerais utilizados, principalmente, na indústria da construção civil, em aterros hidráulicos, na indústria do vidro, em abrasivos, moldes de fundição, na indústria química e em obras de engenharia costeira. No mundo, depois de óleo e gás, é o recurso mineral mais extraído do fundo marinho, excedendo em volume e potencial o valor de qualquer outro recurso não vivo.

Martins et al., (1996), descrevem com propriedade os mecanismos responsáveis pelos corpos siliciclásticos presentes na plataforma continental do Rio Grande do Sul.

A partir do tamanho de grão dos granulados siliciclásticos, da sua composição mineralógica, da estrutura espacial e do nível de energia do ambiente de deposição, Martins et al., (1997 e 1999), estabeleceram quatro litofácies como de alto potencial para utilização desses granulados em recuperação de perfis praias, indicando áreas com potencial de exploração. (Fig. 9.3.2). As reservas estimadas de areias para recuperação de orlas degradadas chegaram à cifra de $9,32 \times 10^9$ toneladas.

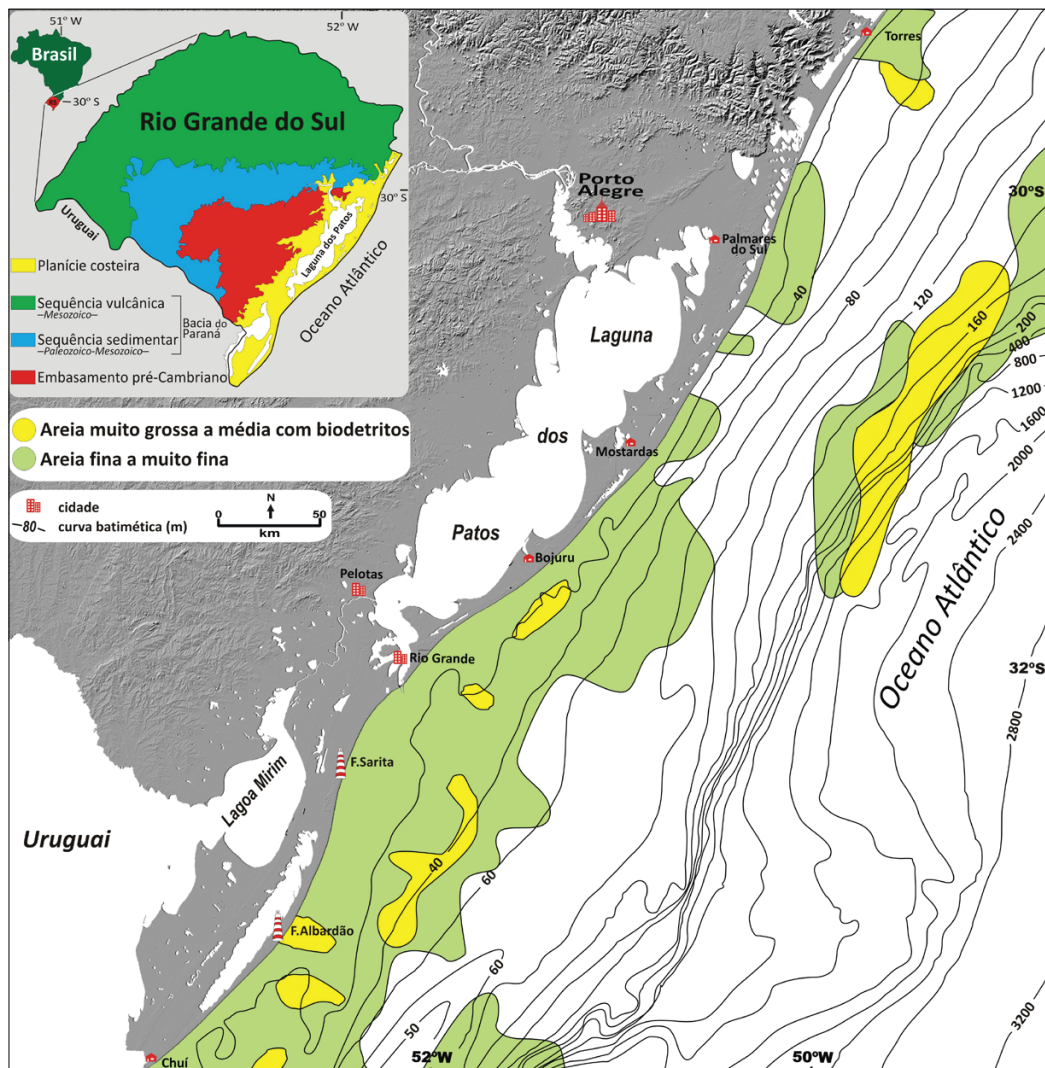


Figura 9.3.2 - Distribuição dos depósitos siliciclásticos e bioclásticos na plataforma continental do Rio Grande do Sul.

9.4 – Depósitos de Turfas

9.4.1 – Considerações gerais sobre turfas

Os combustíveis fósseis tiveram origem há milhões de anos, quando fenômenos naturais provocaram acumulações consideráveis de matéria orgânica na superfície do solo. Estes depósitos orgânicos foram, posteriormente, encobertos por camadas sedimentares ao longo do tempo que proporcionaram transformações e alterações químicas importantes para a formação destes depósitos combustíveis. Nestes produtos de transformação encontram-se o carvão mineral, o linhito e a turfa.

A turfa compreende o estágio inicial da formação do carvão mineral. É o resultado do atrofiamento e da decomposição incompleta de materiais lenhosos ou arbustivos, musgos e líquens em condições de excessiva umidade.

A turfa pode ser conceituada como sendo o produto da decomposição de plantas e que depende da presença de água para saturar as substâncias vegetais, impedindo o acesso livre do ar. A saturação em água do depósito turfáceo, produz o efeito de manter as substâncias que se encontram em decomposição a baixas temperaturas, tornando o processo de decomposição muito lento e permitindo assim, a acumulação de seus produtos (*Johnson, 1859*).

A turfa também pode ser definida como sendo um mineral orgânico, formado a partir de um processo de humificação de plantas mortas, ricas em celulose. Quando exposta ao ar apresenta cor marrom a preta e, em seu ambiente natural, é muito mole e rica em água, sendo que sua cor depende do conteúdo em ácidos húmicos. É composta principalmente por carbono, oxigênio e hidrogênio e quantidades variáveis de enxofre e cinzas (*Weber, 1903*).

As turfas mais comuns derivam de musgos e de plantas das famílias das esfagnáceas e das ciperáceas, juntamente com proporções variadas, de algas de várias espécies (*Abreu, 1973*). Quando secas ainda contêm teores de 20% de umidade e um poder calorífico entre 2.500 e 4.000 cal/kg, equivalente ao poder calorífico da lenha seca.

Corrêa (1990) e *Corrêa et al. (2013; 2015)* descreveram a presença de uma camada de turfa em um testemunho localizado na plataforma continental do Rio Grande do Sul, atribuindo sua origem a depósitos de ambiente paludial, quando o nível do mar se encontrava estacionário a 60m abaixo do atual.

As ocorrências de depósitos de turfa e depósitos ricos em matéria orgânica, na região costeira do Rio Grande do Sul, foram descritas por *Sena Sobrinho (1950)* e *Delaney (1965)*. Estes depósitos foram observados na região sul da praia do Hermenegildo e na região do farol da Conceição.

9.4.2 – Formação de turfeiras

No desenvolvimento de uma turfeira (**Fig. 9.4.2.1**) o processo tem início a partir da deposição de detritos vegetais, que vão preenchendo lentamente uma depressão qualquer, como um lago (I). Os primeiros vegetais a se acumularem nestes depósitos são as algas e outras plantas aquáticas que irão formar as camadas basais da turfa. Esta depressão, onde se acumulam estes detritos vegetais, vai se tornando cada vez mais rasa, permitindo a invasão da vegetação marginal constituída por gramíneas, ciperáceas, juncos e finalmente arbustos e árvores (II e III). O lago começa a

transformar-se em um pântano e os restos vegetais que se encontram cobertos pela água passam gradativamente para turfa. Se o nível da água se elevar repentinamente, devido à subsidência da área, o crescimento de árvores pode ser interrompido e plantas inferiores, mais adaptadas ao ambiente aquático, reaparecem e se inicia um novo período de acumulação de turfa (IV) (Waksman 1942, Leinz & Amaral 1975).

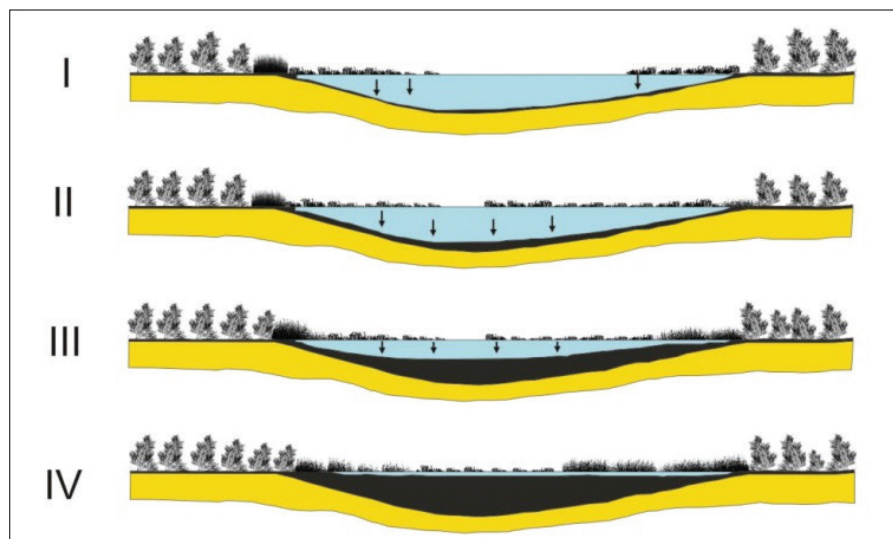


Figura 9.4.2.1 - Estágios evolutivos de turfeira em uma depressão em zona de planície de inundação. (modificado de Corrêa *et al.*, 2015)

No perfil de uma turfeira podem-se encontrar camadas bem decompostas e de coloração preta, as quais indicam um período de baixo nível de água ou mesmo período de seca. Entretanto a ocorrência de camadas mais claras, ricas em fibras de plantas pobremente decompostas, indicam um período de prolongada precipitação de água. Como o estrato mais inferior do perfil da turfa é formado por plantas que ocorrem abaixo do nível da água, este é muito mais coloidal e livre de materiais fibrosos do que os estratos superiores que são produzidos por plantas que crescem acima do nível da água e possuem materiais mais fibrosos.

A matéria orgânica, em uma turfeira, não é inerte, sofre um processo lento de decomposição anaeróbica, o qual resulta na formação de vários gases, tais como CO₂ e CH₄, que escapam dos depósitos.

A formação de uma turfeira depende de um sistema geomorfológico. A presença de um meio aquoso de baixa oxigenação é fundamental para a preservação e evolução da matéria orgânica depositada. O material imerso sofre a atuação de bactérias, fungos e outros microrganismos aeróbicos que destroem a matéria orgânica presente nos vegetais mortos. Esse processo de oxidação e biodegradação caracteriza a evolução energética fóssil da matéria orgânica vegetal, levando ao desaparecimento da estrutura dos vegetais originais, perda de oxigênio e hidrogênio e enriquecimento de carbono (Toledo 1999).

9.4.3 – Ocorrência de material carbonoso na plataforma continental

A presença de turfa de pântano de água doce ou salobra na plataforma continental do Rio Grande do Sul representa um indício seguro de que, durante estágios glaciais de níveis de mar mais baixos, essas zonas formavam extensões de áreas continentais ou transicionais, representadas especialmente pela presença de amplas planícies costeiras e um complexo de ambientes de sedimentação associados, como praias, deltas, lagunas, dunas, pântanos e ilhas-barreira (*Martins & Martins, 2004*).

O avanço do mar, alguns milhares de anos após, inundou esta região, deixando somente feições e depósitos remanescentes dessa paisagem, constituindo as acumulações de turfa, resquícios da antiga vegetação presente. A espessura de tais depósitos é dependente do tipo de vegetação desenvolvida, que por sua vez se acha em ligação direta com as condições climáticas.

Dessa forma, as observações realizadas e amostras coletadas, possuem uma espessura e aspecto diverso, variando desde solos ricos em matéria orgânica até camadas de turfa.

O testemunho geológico T-27, coletado na plataforma continental do Rio Grande do Sul apresenta sedimentos silte-areno-argilosos na base, gradando para sedimentos siltico-argilosos, apresentando uma camada de 5cm de material carbonoso, muito semelhante às turfás atualmente encontradas junto à linha de costa e planície costeira adjacente a plataforma continental (**Fig. 9.4.3.1**).

A incidência da camada de turfa se encontra situada de 0,70 a 0,75m a partir do topo dos testemunhos, sendo caracterizada pela presença de lama carbonosa assentada sobre uma camada lamo-arenosa. Os componentes da fração grossa, associados à sequência lamo-carbonosa é formada por grãos de quartzo (areia fina a média), com características texturais bastante semelhantes às areias encontradas nas praias oceânicas (*Martins, 1967*).

A presença desse nível de turfa põe em evidência que o nível do mar esteve abaixo do atual, no mínimo em -60m. A sequência lamosa que recobre essa turfa foi depositada em um ambiente pantanoso seguido por uma transgressão marinha (*Corrêa, 1990*).

A turfa presente no testemunho coletado na plataforma continental apresenta uma variabilidade de 50 a 70% de conteúdo de água e uma densidade de 1,01g/cm³. A camada de turfa se encontra bem realçada na sequência sedimentar obtida, mostrando muita similaridade com as turfás encontradas no atual perfil praiado do Rio Grande do Sul.

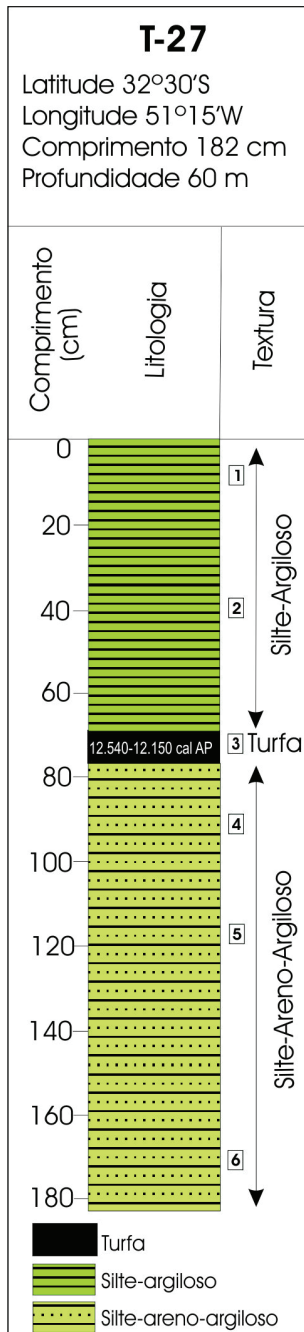


Figura 9.4.3.1 Testemunho da plataforma continental do Rio Grande do Sul, com a presença de camada de turfa (Operação Geomar VII).

No que diz respeito à constituição vegetal, a turfeira é predominantemente herbácea, própria de terras baixas.

Os registros ecobatimétricos caracterizaram a área, em torno do testemunho T-27, como uma ampla planície muito similar a planícies de inundação presentes nas margens de rios. O condicionamento geológico permite inferir que esta área possa se estender, tanto para norte como para sul, formando um depósito de maior abrangência.

Considerando a posição dos locais onde se desenvolve atualmente os depósitos de turfa, ao longo da planície costeira do Rio Grande do Sul, situados adiante do

pós-praia, em direção ao continente e levando ainda em conta os elementos até agora descritos para a evolução paleogeográfica do Quaternário tardio da plataforma continental sul-brasileira, pode-se indicar a presente ocorrência de turfa como um argumento adicional na identificação da paleolinha de costa de - 60m (Corrêa, 1990, 1996).

9.4.4 - Descrição palinofaciológica

Os resultados quantitativos e qualitativos da análise palinofaciológica, realizada em uma amostra da turfa, demonstram a predominância do grupo dos fitoclastos (Fig. 9.4.4.1). Estes constituintes da matéria orgânica particulada (MOP) foram divididos em não opacos (de coloração amarela escura a marrom muito escuro) e opacos (de coloração totalmente preta) inclusive em porções marginais de acordo com a classificação de Tyson (1995) e Mendonça-Filho (1999).

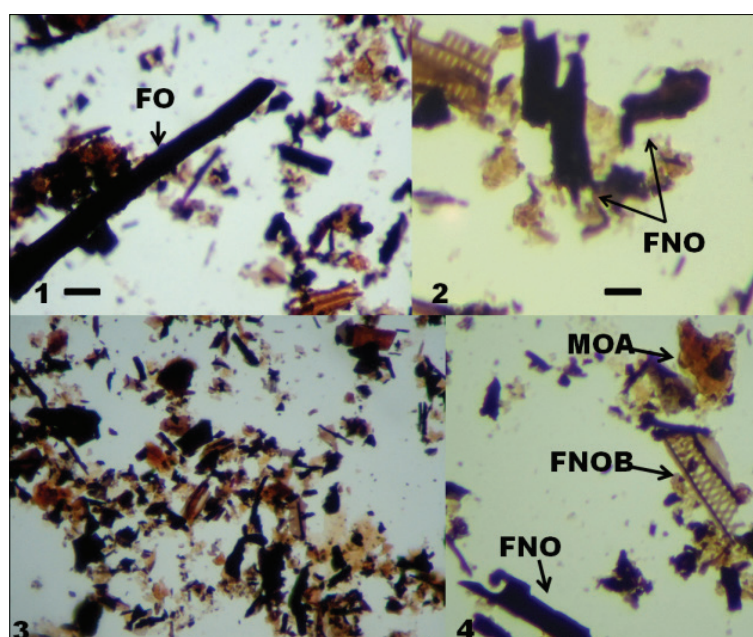


Figura 9.4.4.1 - Matéria orgânica particulada da turfa do testemunho T-27.

1. Fitoclastos opacos (FO);
2. Fitoclastos não opacos e não bioestruturados (FNO);
3. Visão geral da lâmina mostrando a quantidade de matéria orgânica particulada;
4. Fitoclastos não opacos e não bioestruturados (FNO), fitoclastos não opacos e bioestruturados (FNOB) e matéria orgânica amorfa (MOA). (Corrêa et al., 2015).

Os fitoclastos não opacos e não bioestruturados (FNO) representam 52% da composição total, sendo considerados dominantes seguidos pelo grupo dos fitoclastos não opacos bioestruturados (FNOB) com 17% da composição total da matéria orgânica particulada (MOP). A matéria orgânica amorfa (MOA) apresentou 21% da composição total, indicando maior proximidade à área fluvial (Fig. 9.4.4.2).

A razão fitoclastos opacos/não opacos é extremamente baixa, caracterizando uma fácies orgânica com grande conteúdo vegetal terrestre variavelmente oxidada, comum em turfas.

Os palinóforos são divididos em esporóforos de origem terrestre, microplâncton de parede orgânica (algas), fungos e palinoforaminíferos, que juntos, represen-

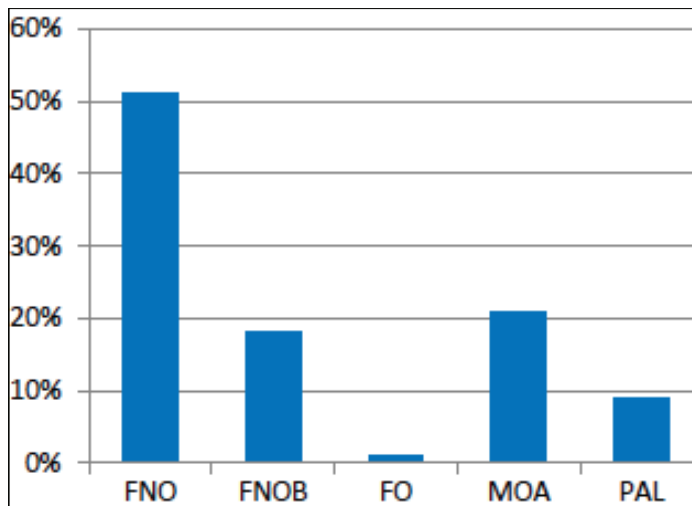


Figura 9.4.4.2. - Composição palinofaciológica da turfa do testemunho T-27.

FNO: fitoclastos não opacos;

FNOB: fitoclastos não opacos bioestruturados;

FO: fitoclastos opacos;

MOA: matéria orgânica amorfa

PAL: palinomorfos.

tam 9% do total dos palinomorfos analisados. Dentro do grupo de palinomorfos, os grãos de pólen da família Chenopodiaceae, apresentaram 35% da composição total enquanto que os da família Poaceae, apresentam 16%, seguidas das algas *Botryococcus* sp. (16%) e das algas Zygnematophyceae (12%). As famílias Araucariaceae e Myrtaceae obtiveram os menores valores percentuais na composição dos palinomorfos, 5% e 1,6%, respectivamente, seguidos de Dinophyta (2,2%), Palinoforaminíferos (4%) e Fungos (8%).

A ocorrência de fungos nas amostras indica tratar-se de ambiente transicional úmido. A presença de *Botryococcus* sp. e de algas Zygnematophyceae demonstra a alta contribuição continental dulciaquícola para o ambiente, em detrimento da baixa ocorrência de palinomorfos marinhos. A ocorrência de grãos de pólen constituintes das famílias Chenopodiaceae e Poaceae (comuns em ambientes alagados), seguidos da família Myrtaceae, comum em comunidades ribeirinhas e em ambientes na planície costeira do Rio Grande do Sul, vem contribuir para a caracterização paleoambiental deste depósito de turfa que caracteriza um típico ambiente transicional, apresentando baixa lâmina d'água, com exposição subaérea por períodos curtos de tempo, apresentando grande influência continental em detrimento ao regime marinho, considerado pouco influente.

9.4.5 - Idade do depósito

A turfa apresentou uma idade radiocarbono convencional de 10.460 ± 40 AP, correspondendo a uma idade calibrada de 12.540-12.150 cal anos AP e uma razão de C^{13}/C^{12} ($\delta^{13}C$) de $-17,3\text{‰}$ PDB.

A camada de turfa, do testemunho T-27, se encontra recoberta por uma sequência sedimentar de 0,70m, o que, segundo a idade obtida para a turfa, representa uma taxa de sedimentação para a área do testemunho de aproximadamente 5,7 cm/1000 anos.

O valor $\delta^{13}\text{C}$ de carvões betuminosos apresenta uma pequena variação tendo como valor médio -25‰ (APO). A diminuição de $\delta^{13}\text{C}$ do carvão está relacionada com sua origem a partir da fotossíntese de plantas que convertem o CO_2 atmosférico em celulose e outros compostos orgânicos energizados pela luz solar.

Plantas que se acumulam em ambientes redutores sobre áreas continentais são gradualmente convertidas em turfas e, subsequentemente, à linhito, carvão betuminoso, antracito, e até mesmo em grafite, dependendo da temperatura e da pressão aplicada durante longos períodos de tempo geológico.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ na matéria orgânica (vegetação) são governados por alguns fatores: a composição isotópica de CO_2 assimilado, o caminho seguido pela fotossíntese (C3, C4 ou CAM), temperatura, espécies presentes, salinidade, intensidade da luz e umidade (O'Leary 1981; Hemming et al. 1998).

Uma mudança de 1°C na temperatura resulta em uma alteração de cerca de $-0,6\text{‰}$ na composição isotópica do carbono (Lichtfouse et al. 2005).

Plantas que usam o processo *Hatch-Slack* (plantas C4: aquáticas, desérticas e pantanosas, bem como gramíneas tropicais) são menos empobrecidas em C^{13} que as plantas C3. Estas plantas C4 apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -6 e -23‰ , com uma média de -13‰ , segundo Flexor et al. (1978) e Schidlowski et al. (1983).

Valores de $\delta^{13}\text{C}$ de plantas que metabolizam CO_2 pelo ciclo de Calvin (plantas C3: a maioria das plantas presente nos continentes) variam de -23 a -34‰ em relação ao PDB com uma média de cerca de -27‰ .

Esta idade obtida para o depósito de turfa corresponde ao período em que o nível do mar encontrava-se entre 60/65m abaixo do nível atual (Corrêa 1996). O valor obtido da razão $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$, para a amostra de turfa, pode corresponder a um depósito de gramíneas de clima tropical a gramíneas de clima temperado, classificadas como plantas do grupo C4, as quais apresentam um valor de $\delta^{13}\text{C}$ que varia de -6 a -23‰ PDB, corroborando com o valor obtido para a turfa do testemunho T-27, a qual apresentou $\delta^{13}\text{C}$ igual a $-17,3\text{‰}$ PDB. Este valor, segundo a literatura, indica que o depósito turfáceo se desenvolveu em uma planície de inundação com características pantanosas, tendo a matéria turfáceo, uma maior contribuição de material terrestre conforme os dados palinológicos descritos anteriormente.

9.4.6 – Evolução do Depósito de turfa

A presença de turfa na plataforma continental do Rio Grande do Sul representa um indício de que esta área fazia parte de uma extensa planície continental ou transicio-

nal com a presença de um complexo sistema de ambientes de sedimentação associados, tais como praias, lagunas, deltas, pântanos e ilhas-barreira, formados durante períodos de nível de mar mais baixo que o atual. (Fig.9.4.6.1).

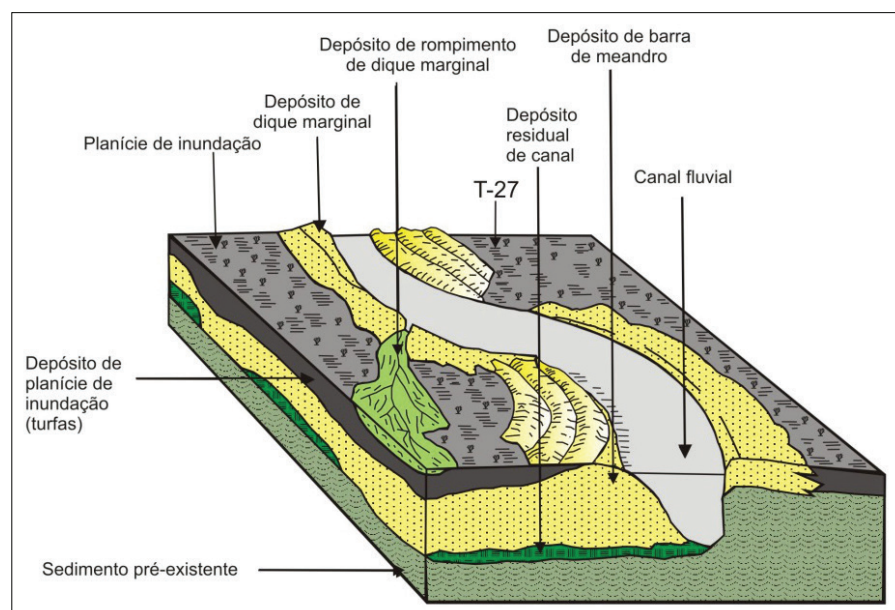


Figura 9.4.6.1 - Bloco esquemático do ambiente deposicional da turfa e localização do testemunho T-27 (modificado de Allen 1964).

O avanço do mar, durante o período transgressivo, mudou esta região, deixando apenas feições e depósitos remanescentes dessa antiga paisagem, formada pelas acumulações de turfas, resquício da antiga vegetação que cobria a área.

A análise palinofaciológica utilizada como ferramenta na caracterização paleoambiental com base a partir de parâmetros obtidos pelas análises quantitativas e qualitativas da matéria orgânica particulada sugerem uma grande quantidade de vegetais terrestres, comuns em depósitos turfáceos. O percentual elevado de fitoclastos não opacos sugere uma proximidade da área fonte que em decorrência da hidrodinâmica local, foram transportados em suspensão. A influência fluvial foi marcada pela alta percentagem de fitoclastos não opacos e palinomórfos de origem terrestre.

A ocorrência de grãos de pólen constituintes das famílias Chenopodiaceae, Poaceae e Myrtaceae, comum de ocorrer em comunidades ribeirinhas em ambientes da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, juntamente com a presença de fungos, algas *Zygnematomyceae* e *Botryococcus* sp., sugerem um ambiente transicional úmido de baixa lâmina d'água com baixa influência marinha atribuída à baixa ocorrência de cistos de dinoflagelados e palinoforaminíferos.

A presença deste depósito turfáceo na profundidade de 60m de lâmina d'água vem a caracterizar a estabilização do nível do mar, durante a grande transgressão Holocênica, por um período mais longo neste nível, possibilitando assim a formação deste depósito (Fig. 9.4.6.1).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU S.F. 1973. Recursos Minerais do Brasil. 2ª ed. São Paulo, Ed. Edgard Blücher, 2:325-754.
- ALLEN J.R.L. 1964. Six cyclothems from the lower Old Red Sandstone, Anglo-Welch Basin. *Sedimentology*, Amsterdam, 3:163-198.
- ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma continental brasileira. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, 241:1-36.
- ALVAREZ, J.A.; MARTINS, I.L. & MARTINS, L.R. 1981. Estudo da Laguna dos Patos. *Pesquisas, Instituto de Geociências-UFRGS*; 14:4166.
- ANDRADE NETO, J.S. 2011. Descarga sólida em suspensão do sistema Guaíba, RS, e sua variabilidade Temporal. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS. Dissertação de Mestrado. 49p.
- ASMUS, H.E. 1981. Geologia das Bacias Marginais Atlânticas Mesozoico-Cenozoicas do Brasil. In: Volkheimer, W. (ed.). *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretáceo de América del Sur*. Buenos Aires, 1:127-155.
- ASMUS, H.E. & GUAZELLI, W. 1981. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes. Hipóteses sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos do potencial de recursos minerais. In: Asmus, H.E. (Ed.) *Estrutura e tectonismo da margem continental brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais*. PETROBRAS, CENPES, DINTEP, 1981, p.187-269 (Série Projeto REMAC nº9).
- ASSUMPÇÃO, M. 1998. Seismicity and stresses in the brazilian passive margin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1):160-169.
- AYUP-ZOUAIN, R.N. 1985. Áreas fontes e dispersão dos minerais pesados na margem continental sul-brasileira e uruguaia. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, 1985, Florianópolis-SC. *Anais...*, Florianópolis, SBG, p.362-378.
- AYUP-ZOUAIN, R.N. 1987. Características do intercâmbio sedimentar entre o rio de la Plata exterior à plataforma adjacente. *Pesquisas, Instituto de Geociências, UFRGS*. 21:105-126.
- AYUP-ZOUAIN, R.N. 1991. Avaliação das mudanças do nível do mar durante o Holoceno na plataforma continental adjacente ao rio de La Plata. Porto Alegre-RS. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS. Tese de Doutorado. 339 p.
- AYUP-ZOUAIN, R.N., CORRÊA, I.C.S., TOMAZELLI, L.J. & DILLENBURG, S.R., 2001. Dispersão e proveniência dos minerais pesados nos sedimentos de fundo da plataforma continental sul-brasileira, uruguaia e norte-argentina. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 8, 2001, Imbé-RS. *Boletim de Resumos*. Imbé, ABEQUA, p.126-127.
- AYUP-ZOUAIN, R.N., FERREIRA, H.P.L., BARBOZA, E.G. & TOMAZELLI, L.J. 2003. Evidência morfológica de um paleocanal holocênico da laguna Mirim nas adjacências do Banhado Taim. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9, 2003, Recife. *Livro de Resumos*, Recife, ABEQUA, p.82.
- BAISCH, P.R. 1994. Les oligo-elements metalliques du system fluvio-lagunair de los Patos, flux et devenir (Brésil). Universidade de Bordeaux I, Talence, França. Tese de Doutorado. 345p.
- BAITELLI, R. 2012. Evolução paleogeográfica do sistema de paleodrenagem do rio Jacuí na planície costeira do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre. Tese de Doutorado. 148p.
- BEZERRA, F.H.R., NEVES, B.B.B., CORRÊA, A.C.B., BARRETO, A.M.F. & SUGUIO, K. 2008. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - the Cariatá trough, northeastern Brazil. *Geomorphology (Amsterdam)*, 97:555-582.

- BRAGA, M.F.S. & KRUSCHE, N. 2000. Padrão de ventos em Rio Grande, RS, no período de 1992 a 1995. *Atlântica*, 22:27-40.
- BRUHN, C.H.L. & WALKER, R.G. 1995. High-resolution stratigraphy and sedimentary evolution of coaRio Grande do Sule-grained canyon-filling turbidites from the upper Cretaceous transgressive megasequence, Campos basin, offshore Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, B65(4):426-442.
- CAINELLI, C. & MOHRIAK, W.U. 1999. General evolution of the eastern Brazilian continental margin. *The Leading Edge*, July 1999:800-804/861-863.
- CALLIARI, L.J. & ABREU, J.G.N. 1984. Litologia da Plataforma continental interna adjacente `a cidade do Rio Grande, RS através da interpretação de registros de sonar de varredura lateral e amostragem superficial. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Anais, SBG. Rio de Janeiro. 4:1553-1564.
- CALLIARI, L.J. & FACHIN, S. 1993. Laguna dos Patos. Influência nos depósitos lamíticos costeiros. Pesquisas, Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre. 20(1):67-69.
- CALLIARI, L.J., CORRÊA, I.C.S. & ASP, N.E. 1999. Inner shelf and seashell resources in southern Brazil. In: L.R. Martins & C. I. Santana (eds) *Non Living Resources of the Southern Brazilian Coastal Zone and Continental Margin*. OAS/IOC-UNESCO, Publication, Porto Alegre, Brasil. 39-49.
- CALLIARI, L.J., HOLLAND, K.T., PEREIRA, P.S., GUEDES, R.M. & SANTO, R.E. 2007. The influence of mud on the inner shelf, shoreface, sur zone and beach morphodynamics - Cassino beach-southern Brazil. In: *COASTAL SEDIMENTS, 2007*, New Orleans. *Proceedings of Coastal Sediments 2007*, 2:1455-1465.
- CALLIARI, L.J., MACHADO, A., MARROIG, P., VINZON, S. & GIANUCA, N. 2016. Mud Deposits at Cassino Beach: Natural versus anthropic. *PIANC-COPEDEC IX, 2016*, Rio de Janeiro, Brasil.
- CALLIARI, L.J., SPERANSKI, N., TORRONTEGUY, M. & OLIVEIRA, M.B. 2001. The mud banks of Cassino Beach, southern Brazil: Characteristics, Processes and Effects. *Journal of Coastal Research*, SI34:318.
- CAMPOS, P.C., WEIGERT, S.C. & MADUREIRA, L.S.P. 2009. Ecobatimetria e características acústicas do leito oceânico na região do canal do Albardão, Rio Grande do Sul, Brasil. *Atlântica*, 31(1):5-23.
- CARRARO, C.C., GAMERMANN, N., EICK, N.C., BORTOLUZZI, C.A., JOST, H. & PINTO, J.F. 1974. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, RS, Brasil. Série Mapas, nº8.
- CARVALHO, J.C. & FRANCISCONE, O. 1981. Análise de depocentros e suas associações com a geomorfologia e a estrutura da margem continental brasileira. In: Asmus, H.E. (ed), *Estrutura e tectonismo da margem continental brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais*. PETROBRAS, CENPES, DINTEP, 1981, p.171-186 (Série Projeto REMAC nº 9).
- CHANG, H.K., KOWSMANN, R.O., FIGUEIREDO, A.M.F. & BENDER, A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System: an overview. *Tectonophysics*, 213:97-138.
- COBBOLD, P.R., MEISLING, K.E. & MOUNT, V.S. 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, 85(11):1925-1944.
- COLLI, A.B. 1994. Análises das alturas de ondas ao largo do Rio Grande do Sul: dados históricos e altimétricos. Instituto dse Geociências, UFRGS. Monografia de Graduação. 58p.
- CONCEIÇÃO, J.C.J., ZALÁN, P.V. & WOLFE, S. 1988. Mecanismo, evolução e cronologia do rift sul-atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 2(2/4):255-265.
- CORRÊA, I.C.S. 1983. Depósitos de material carbonático em La Plataforma Interna del Rio Grande do Sul. In: *CONFERENCIA INTERNACIONAL SOBRE RECURSOS MARINOS DEL PACÍFICO*. 1983. Actas..., Viña del Mar. Chile, p.155-163.
- CORRÊA, I.C.S. 1986. Evidence of sea level fluctuation in the Rio Grande do Sul continental shelf, Brazil. In: Rabassa, J. 1986. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. A.A.Balkema/ Rotterdam. 4:237-249.

CORRÊA, I.C.S. 1987a. Sedimentos superficiais da plataforma e talude continental do Rio Grande do Sul. Pesquisas, Instituto de Geociências, UFRGS. 19:95-104.

CORRÊA, I.C.S. 1987b. Plataforma Continental do Rio Grande do Sul : Síntese dos conhecimentos. In: SIMPÓSIO SOBRE ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA. Cananéia-SP, Atas..., Cananéia-SP, Brasil, 2:50-73.

CORRÊA, I.C.S. 1990. Analyse morphostructurale et évolution paléogéographique de La plate-forme continentale Atlantique Sud Brésilienne (Rio Grande do Sul, Brésil). Université de Boirdeaux I. France. Thèse (Doctorat). 314p.

CORRÊA, I.C.S. 1996. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: L'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul, Brésil. Marine Geology, 130:163-178.

CORRÊA, I.C.S. & PONZI, V.R.A. 1978. Bioclastic carbonate deposits along Albardão and Mostardas in Rio Grande do Sul inner continental shelf. In: SEMINÁRIO SOBRE ECOLOGIA BENTONICA Y SEDIMENTACION DE LA PLATAFORMA CONTINENTALES ATLANTICO SUR; Montevideo, Uruguay, Memórias..., UNESCO, p.67-91.

CORRÊA, I.C.S., PONZI, V.R.A. & TRINDADE, L.A.F. 1980. Níveis marinhos quaternários da plataforma continental do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Balneário Camboriú-SC. SBG. 1:578-587.

CORRÊA, I.C.S. & TOLDO JR., E.E. 1996. The sea level stabilization in the Rio Grande do Sul continental shelf, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 70(2):213-219.

CORRÊA, I.C.S., AYUP-ZOUAIN, R.N., TOLDO JR., E.E. & TOMAZELLI, L.J. 2002. Minerais Pesados nos Sedimentos Superficiais da Plataforma Continental Sul-Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, 2002, João Pessoa-Pb. Anais, João Pessoa, SBG. p.83.

CORRÊA, I.C.S., AYUP-ZOUAIN, R.N., TOMAZELLI, L.J. & TOLDO JR., E.E. 2001. Distribuição dos minerais pesados nos sedimentos de fundo da plataforma continental sul-brasileira, uruguia e norte-argentina. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 8, 2001, Mariluz, Imbé-RS. Boletim de Resumos. Porto Alegre. Metrópole, 2001. p. 124-125.

CORRÊA, I.C.S., AYUP-ZOUAIN, R.N., WESCHENFELDER, J. & TOMAZELLI, L.J. 2006. Heavy minerals from south Brazilian continental shelf to north Argentina: distribution and provenance. In: CONGRESO LATINOAMERICANO DE SEDIMENTOLOGIA, 4, 2006, San Carlos de Bariloche. Resúmenes..., Buenos Aires, Asociación Argentina de Sedimentología. p. 79.

CORRÊA, I.C.S., AYUP-ZOUAIN, R.N., WESCHENFELDER, J. & TOMAZELLI, L.J. 2008. Áreas Fontes dos Minerais Pesados e sua Distribuição sobre a Plataforma Continental Sul-Brasileira, Uruguia e Norte-Argentina. Pesquisas em Geociências-UFRGS, Porto Alegre, 35:137-150.

CORRÊA, I.C.S., BAITELLI, R., AYUP-ZOUAIN, R.N. & TOLDO JR., E.E. 1991. Translation de la ligne de rivage sur la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. Pesquisas em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 18(2):161-163.

CORRÊA, I.C.S., MARTINS, I.R., PONZI, V.R., HOFMEISTER, T. & JUCHEM, P. 1977. Calcário Biodetrítico na Plataforma Continental do Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE MINERAÇÃO, 7, 1977, Porto Alegre-RS. Resumo das Comunicações. Porto Alegre, p. 50.

CORRÊA, I.C.S., MEDEANIC, S., WESCHENFELDER, J., TOLDO JR. E.E., NUNES, J.C., BAITELLI, R. & SANTOS, C.B. 2013. Registro sedimentario del antiguo canal de desembocadura del Río de La Plata en la plataforma continental del sur de Brasil. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 30:51-64.

CORRÊA, I.C.S., WESCHENFELDER, J.; TOLDO JR., E.E.; BAITELLI, R.; & DOS SANTOS, C.B. 2015. Gênese de um depósito de turfa na plataforma continental sul-brasileira. Quaternary and Environmental Geosciences, 6:1-9.

CORRÊA, I.C.S., MEDEANIC, S., WESCHENFELDER, J., TOLDO JR., E.E., NUNES, J.C. & BAITELLI, R. 2014. The Palaeo-Drainage of the La Plata River in Southern Brazil Continental Shelf. Revista Brasileira de Geofísica (Impresso), 32:259-271.

- COSTA, R.L. & MÖLLER Jr., O.O. 2011. Estudo da estrutura e da variabilidade das correntes na área da plataforma interna ao largo de Rio Grande (RS, Brasil), no sudoeste do Atlântico Sul, durante a primavera-verão de 2006-2007. *Revista da Gestão Costeira Integrada* 11(3):273-281.
- DAVIS, R.A. Jr. 1992. *Depositional Systems. An Introduction to Sedimentology and Stratigraphy*. 2ª Ed. Terrigenous Shelves and Shallow Seas. (11):405-455.
- DELANEY P.J.V. 1965. *Fisiografia e Geologia da superfície da planície costeira do Rio Grande do Sul*. Escola de Geologia, UFRGS, Porto Alegre. Publicação Especial 6, 105p.
- De-ZOTTI, C.O.L., 2018. *Quantificação de Sedimentos de um Depósito de Lama Fluida*. Curso de Graduação em Oceanologia, FURG, Rio Grande do Sul, Brasil. Monografia. 51p.
- DILLENBURG, S.R. & TOLDO Jr., E.E. 1990. Efeitos induzidos por ondas na embocadura da Laguna dos Patos. In: CONGRESSAO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal, Anais..., SBG, 2:690-699.
- DNPVN. 1941. *Enchentes de maio de 1941*. Diretoria Nacional de Portos e Vias de Navegação. Relatório Técnico, Porto Alegre.
- EMERY, K.O. 1958. Relict sediments on continental shelves of the world. *AAPG Bulletin*, Tulsa, Okla., 52:445-464.
- EMERY, K.O. & AUBREY, D.G. 1991. *Sea Levels, Land Levels and Tide Gauges*. Springer-Verlag, 237p.
- ETCHICHURY, M.C. & REMIRO, J.R. 1960. Muestras de fondo de la plataforma continental comprendida entre los paralelos 34° y 36°30' de latitud sur y los meridianos 53°10' y 56°30' de longitud oeste. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 6(4):197-263.
- FACHIN, S. 1998. *Caracterização do perfil de equilíbrio da ante-praia na costa do Rio Grande do Sul*. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS. Dissertação de Mestrado. 88p.
- FERNANDES, E.H.L., MARIÑO-TAPIA, I., DYER, K.R. & MÖLLER Jr., O.O. 2004. The attenuation of tidal and subtidal oscillations in the Patos Lagoon estuary. *Ocean Dynamics*, 54(3/4):348-359.
- FIGUEIREDO Jr., A.G. 1975. *Geologia dos depósitos calcários bioclásticos da plataforma continental do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS. Dissertação de Mestrado, 159p.
- FIGUEIREDO Jr., A.G. 1980. Response of water column to strong wind forcing, southern Brazilian inner shelf: Implications for sand ridge formation. *Marine Geology* 35(34) :367-376.
- FLEXOR, J.M. & MARTIN, L. 1979. Sur l'utilisation des grés coquilliers de La region de Salvador (Brésil) dans la reconstruction des lignes de rivage holocenes. In: Suguio et al., (ed.) *International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*, São Paulo. Proceeding, p. 343-355.
- FLEXOR J.M., MARTIN L. & SUGUIO K. 1978. Sobre a utilização da razão isotópica ¹³C/¹²C na determinação de paleoambientes marinhos e lagunares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Recife, Resumo das Comunicações, Recife, p.173-174.
- FONTANA, R.L., 1996. *Geotectônica e Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis*. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS. Tese de Doutorado, 347p.
- FRAMIÑÁN, M.N. & BROWN, O.B. 1996. Study of the Rio de la Plata turbidity front, Part I: spatial and temporal distribution. *Continental Shelf Research*, 16(10):1259-1282.
- GARCIA, C.A.E. 1997. HYDROGRAPHIC CHARACTERISTICS. IN: SEELIGER, U.; ODEBRECHT, C. & CASTELLO, J. P. (Eds.). *Subtropical convergence environments: the coast and sea in the southwestern Atlantic*. Berlin: Springer-Verlag. p. 18-20.
- GODOLPHIM, M.F. 1976. *Geologia do holoceno costeiro do município de Rio Grande-RS*. Porto Alegre. Curso de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências, UFRGS. Dissertação de Mestrado.

- GONÇALVES, A., OLIVEIRA, M.A.M. & MOTTA, S.O. 1979. Geologia da Bacia de Pelotas e da plataforma de Florianópolis. Boletim Técnico da PETROBRAS, Rio de Janeiro, 22(3):157-174.
- GUIRAUD, R. & MAURIN, J.C. 1992. Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics*, 213:153-168.
- HARTMANN, C., SANO, E.E., PAZ, R.S. & MÖLLER Jr., O. 1986. Avaliação de um período de cheia (junho de 1984) na região sul da Laguna dos Patos, através de dados de sensoriamento remoto, meteorológicos e oceanográficos. SIMPÓSIO LATINO AMERICANO DE SENSORIAMENTO REMOTO, Gramado, 1:685-694.
- HEMMING D.L., SWITSUR V.R., WATERHOUSE J.S., HEATON T.H.E. & CARTER A.H.C. 1998. Climate variation and the stable carbon isotope composition of tree ring cellulose: an intercomparison of *Quercus robur*, *Fagus sylvatica* and *Pinus silvestris*. *Tellus* 50B: 25.
- HUBERT, J.E. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the cross composition and texture of sandstones. *Journal Sedimentary Petrology*, 32:440-450.
- Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH), 1998. Estudo para avaliação e gerenciamento da disponibilidade hídrica da Bacia da Lagoa Mirim: relatório de convênio. Porto Alegre. Volumes 1, 2 e 3. IPH-UFRGS.
- ISLAM M.R., STUART, R. & VESA, P. 2002. Mineralogical changes during intense chemical weathering of sedimentary rocks in Bangladesh. *Journal Asian Earth Sciences*, 20:889-901.
- JOHNSON S.W. 1859. Essays on peat muck and commercial manures. Hartford, Brow and Cross. p. 15-18.
- KNOPPERS, B., EKAU, W. & FIGUEIREDO, A. G. 1999. The coast and shelf of east and northeast Brazil and material transport. *Geo-Marine Letters*, 19:171-178.
- KOWSMANN, R.O., COSTA, M.P.A., VICALVI, M.A., COUTINHO, M.G.M. & GAMBOA, L.A.P. 1977. Modelo da sedimentação holocênica na plataforma continental sul brasileira. In: Projeto REMAC – Evolução sedimentar holocênica da plataforma continental e do talude do sul do Brasil. Rio de Janeiro, PETROBRAS, CENPES, p.7-26 (Série Projeto REMAC nº2).
- LEINZ V. & AMARAL S.E. 1975. Geologia Geral. São Paulo. Companhia Editora Nacional. 523p.
- LICHTFOUSE E., SCHWARZBAUER J. & ROBERT D. 2005. Environmental Chemistry – Green Chemistry and Pollutants in Ecosystems. Springer-Verlag Ed. Berlin-Heidelberg. 820p.
- LORSCHREITER, M.L. & ROMERO, E.J. 1985. Palynology of Quaternary sediments of the core T15, Rio Grande Cone, South Atlantic, Brazil. In: J. Rabassa, (ed). Quaternary of South America and Antarctic Peninsula. Rotterdam, Holanda. 3:55-92
- MARTINS, L.R. 1967. Aspectos texturais e deposicionais dos sedimentos praias e eólicos da planície costeira do Rio Grande do Sul. Escola de Geologia, UFRGS, Publicação especial, 13. Porto Alegre, Brasil. 105p.
- MARTINS, I.R. 1984. Modelo sedimentar do Cone de Rio Grande. Pesquisas, Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, Brasil. 16:91-189.
- MARTINS, L.R. & MARTINS, I.R. 2004. Presença de turfas na plataforma continental do Rio Grande do Sul. Gravel, Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, Brasil. 2:77-85.
- MARTINS, L.R. & URIEN, C.M. 1979. Margem continental do cabo de Santa Marta ao arroio Chuí. In: L.R. Martins & C.M. Urien (Eds) Atlas sedimentológico da plataforma continental do Rio Grande do Sul, 2, Carta 9, CECO/IG/UFRGS. Porto Alegre, Brasil.
- MARTINS, L.R. & URIEN, C.M. 2004. Areias da plataforma e a erosão costeira. Gravel, Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, Brasil. 2:4-24.

- MARTINS, L.R. & VILLWOCK, J.A. 1987. Eastern South America Quaternary coastal and marine geology: a synthesis. In: Quaternary Coastal Geology of West Africa and South America, 43:28-86, Paris, France.
- MARTINS, L.R., URIEN, C.M. & EICHLER, B.B. 1967. Distribuição dos sedimentos modernos da plataforma continental sul-brasileira e uruguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba. Anais..., Curitiba, SBG. P.20-43.
- MARTINS, I.R., VILLWOCK, J.A., MARTINS, L.R. & BENVENUTI, C.E. 1989. The Lagoa dos Patos Estuarine Ecosystem. Pesquisas, Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, Brasil. 22:5-44.
- MARTINS, L.R., MARTINS, I.R. & URIEN, C.M. 2003. Aspectos sedimentares na área de influência do rio de La Plata. Gravel, Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, Brasil. 1:68-80.
- MARTINS, L.R., MARTINS, I.R. & WOLFF, I.M. 1997. Potencial arenosos de la plataforma continental interna del Rio Grande do Sul (Brasil). In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE SEDI-MENTOLOGIA, 1º. Memórias, Tomo II: 59-65. Islã Margarita, Venezuela.
- MARTINS, L.R., MARTINS, I.R. & WOLFF, I.M. 1999. Sand deposits along Rio Grande do Sul (Brazil) Inner Continental Shelf. In: L.R. Martins & Santana, C.I. (Eds). Non Living Resources of the Southern Brazilian Costal Zone and Continental Margin. OAS/IOC-UNESCO Publication: 26-38. Porto Alegre. Brasil.
- MARTINS, L.R., URIEN, C.M. & BUTLER, L.W. 1972. Províncias fisiográficas e sedimentos da margem continental Atlântica da América do Sul. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém. Anais..., Belém, Brasil, 2:105-114.
- MARTINS, L.R.S., URIEN, C.M. & EICHLER, B.B. 1967. Distribuição dos sedimentos modernos da plataforma continental sul-brasileira e uruguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21. Curitiba-Pr. Anais..., SBG, Curitiba-Pr. Brasil. p.29-43.
- MARTINS, L.R., URIEN, C.M. & MARTINS, I.R. 1973. Sedimentos modernos e relíquias da plataforma continental sul-americana oriental. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, Anais..., Aracaju, Brasil. 1:212-213.
- MARTINS, L.R., VILLWOCK, J.A. & CALLIARI, L.J. 1978a. A Ocorrência de Lama na Praia do Cassino. Anais Hidrográficos, 35:159-170.
- MARTINS, L.R., URIEN, C.M. & MARTINS, I.R. 1978b. Sedimentos relíquias na plataforma continental brasileira. Pesquisas, Instituto de Geociências, UFRGS, 9:62-68, Porto Alegre, Brasil. Gênese dos Sedimentos da Plataforma Continental Atlântica entre o Rio Grande do Sul (Brasil) e Tierra del Fuego (Argentina). Gravel, 3:85-102.
- MARTINS, L.R., URIEN, C.M. & MARTINS, I.R. 2005. Gênese dos Sedimentos da Plataforma Continental Atlântica entre o Rio Grande do Sul (Brasil) e Tierra del Fuego (Argentina). Gravel, Instituto de Geociências, UFRGS. 3:85-102.
- MARTINS, L.R., URIEN, C.M., CORRÊA, I.C.S. & MARTINS, I.R. 1996. Late quaternary processes along Rio Grande do Sul continental shelf, Brazil. Notas Técnicas, 9:62-68, 1 mapa, Porto Alegre, Brasil.
- MASCLE, J., BLAREZ, E. & MARINHO, M. 1988. The shallow structures of the Guinea and Ivory Coast - Ghana transform margins: their bearing on the Equatorial Atlantic Mesozoic evolution. Tectonophysics, 155:193-209.
- MCKENZIE, D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters, 40:25-32.
- MEDEANIC, S.I., DILLENBURG, S.R. & TOLDO Jr., E.E. 2001. Novos Dados Palinológicos da Transgressão Marinha Pós-Glacial em Sedimentos da Laguna dos Patos, RS, Brasil. Revista Universidade Guarulhos. 6:64-76.
- MEDEANIC, S.I., TOLDO JR., E.E. & DILLENBURG, S.R. 2000. Palynological Evidence of Marine Ingression in the Lagoa dos Patos Lagoon During the Late Holocene. Revista Universidade Guarulhos. Ed. Espec., 141-145.

- MEISLING, K.E., COBBOLD, P.R. & MOUNT, V.S. 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, 85(11):1903-1924.
- MENDONÇA FILHO J.G. 1999. Aplicação de estudos de palinofácies e fácies orgânica em rochas do Paleozoico da Bacia do Paraná, Sul do Brasil. Porto Alegre. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS. Tese de Doutorado. 338p.
- MOHRIAK, W.U., BASSETTO, M. & VIEIRA, I.S. 1998. Crustal architecture and tectonic evolution of the Sergipe-ALagoas and Jacuípe basins, offshore northeastern Brazil. *Tectonophysics*, 288(1-4):199-220.
- MÖLLER JR., O.O. & CASTAING, P. 1999. Hydrographical characteristics of the estuarine area of Patos Lagoon (30°S, Brazil); In: *Estuaries of South America-Their Geomorphology and Dynamics*; Springer, cap. 5, p. 83-100.
- MÖLLER JR., O.O., CASTAING, P., FERNANDES, E.L. & LAZURE, P. 2007. Tidal frequency dynamics of a Southern Brazil coastal lagoon: choking and short period forced oscillations. *Estuaries*, 30:311-320.
- MÖLLER JR., O.O., Lorenzzenti, J.A., Steck, J.L. & Mata, M.M. 1996. The Patos Lagoon summertime circulation and dynamics. *Continental Shelf Researches*, 16(3):335-351.
- MÖLLER JR., O.O., PIOLA, A.R., FREITAS, A.C. & CAMPOS, E.J.D. 2008. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Continental Shelf Researches*. p. 1607-1624.
- MORTON, A.C. 1985. A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital gamets from Middle Jurassic sandstones of the North sea. *Sedimentology*, 32:553-566.
- MORTON, A.C. & HALLSWORTH, C.R. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*. 90:241-256.
- MOTTA, V.F. 1963. Relatório Análise e Previsão das Alturas de Ondas em Tramandaí. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS, Brasil, 30p.
- MOTTA, V.F. 1967. Estudo em modelo reduzido para a regularização da embocadura lagunar de Tramandaí, RS. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS. Porto Alegre. (Inédito).
- MOTTA, V.F. 1969. Relatório diagnóstico sobre a melhoria e o aprofundamento do acesso pela barra do Rio Grande. Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS. 114p.
- NICHOLS, M.M. 1989. Sediment Accumulation Rates and Relative Sea-Level Rise in Lagoons. *Marine Geology*, 88(3/4):201-220.
- O'LEARY M.H. 1981. Carbon isotope fractionation in plants. *Phytochemistry*, 20(44):553.
- OJEDA, H.A.O., 1982. Structure, stratigraphy and evolution of the Brazilian marginal basin. *AAPG Bulletin*, 66(6):732-749.
- OJEDA, H.A.O. & CESERO, P. 1973. Bacias de Santos e Pelotas – Geologia e Perspectivas Petrolíferas. PETROBRAS, DEXPRO, DIVEX. Relatório Interno nº4695.
- OJEDA, H.A.O. & SILVA, A.B. 1975. Bacia de Santos e Pelotas: relatório de progresso. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEXPRO/DIVEX. Relatório Interno nº 4974.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. 1973. *Sand and Sandstones*. Springer-Verlag. New York. 553p.
- PIMENTA, F.M. 1999. Caracterização dos Regimes de Refração de Onda ao longo da zona costeira do Rio Grande do Sul. Monografia de conclusão do Curso de Oceanologia. FURG.
- PIOLA, A.R. & RIVAS, A.L. 1997. Corrientes en la plataforma continental. In: Boschi, E.E. (ed.). *El Mar Argentino y sus recursos pesqueros. Antecedentes históricos de las exploraciones en el mar y las características ambientales*. Mar del Plata, Instituto de Investigación y Desarrollo Pesquero, 1:119-133.
- PIOLA, A.R., MÖLLER JR., O. & PALMA, E. 2004. El impacto del Plata sobre el océano Atlántico. *Ciencia Hoy*. 14(82):28-37.

- PIOLA, A.R., CAMPOS, E.J.D., MÖLLE JR., O., CHARO, M. & MARTINEZ, C. 1999. Continental shelf water masses off Eastern South America – 20° to 40°. SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGES STUDIES, 10. Dallas, TX. 9-12.
- PIOLA, A.R., MATANO, R.P., PALMA, E., MÖLLER JR., O.O. & CAMPOS, E.J.D. 2005. The influence of the Prata river discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophysical Research Letters*, 32:1-4.
- PONTE, F.C. & ASMUS, H.E. 1978. Geological framework of the Brazilian continental margin. *Geologische Rundschau*, 67:201-235.
- RIGON, L.T. 2009. O fluxo de carga sólida em suspensão do rio Guaíba. Porto Alegre. Curso de Geologia. Instituto de Geociências-UFRGS. Monografia de conclusão de Curso. 76p.
- SCHIDLOWSKI M., HAYES J.M. & KAPLAN I.R. 1983. Isotopic inference of ancient biogeochemistries: Carbon, sulfur, hydrogen and nitrogen. In: Schopf J.W. (Ed.), *Earth's Biosphere: Its Origin and Evolution*, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, p. 149-186
- SENA SOBRINHO M. 1950. Reconhecimento geológico na costa sul de porto de Rio Grande ao Chuí. *Mineração e Metalurgia*. Rio de Janeiro, 8(15):189-191
- SERVANT, M. 1984. Climatic variations in the low continental latitudes during the last 30.000 years. In: Mörner, N.A. & Karlen, W. (Eds.). *Climatic changes on a yearly to millennial basis*. Reidel: Dordrecht. p.117-120.
- SILVA, R.P. 2011. Sedimentos holocênicos da plataforma continental da costa do Dendê, Bahia, Brasil. Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFBA. Tese de Doutorado. 165p.
- SOARES, I. & MÖLLER Jr., O. 2001. Low-frequency currents and water spatial distribution on the southern Brazilian shelf. *Continental Shelf Research* 21:1785-1814.
- SOLIANI, Jr. E. 1973. Geologia da região de Santa Vitória do Palmar, RS, e a posição estratigráfica dos fósseis de mamíferos pleistocênicos. Porto Alegre. Curso de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências, UFRGS. Dissertação de Mestrado. 88p.
- STRAUCH, J.C.S. & SCHMIDT, R.M. 1998. Um ano de Monitoramento de Ondas em Rio Grande, RS. In: SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, 11, Rio Grande, Brasil, (Resumos Expandidos).
- STRAUCH, J.C.S., CUCHIARA, D.C., TOLDO JR., E.E. & ALMEIDA, L.E.S.B. 2009. O Padrão das Ondas de Verão e Outono no Litoral Sul e Norte do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 14:29-37.
- SUGUIO, K. 2010. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. São Paulo. Oficina de Textos. 408p.
- SUGUIO, K., MARTIN, L., BITTENCOURT, A.C.S.P., DOMINGUEZ, J.M.L., FLEXOR, J.M. & AZEVEDO, A.E.G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 15:273-286.
- SVERDRUP, H.U., JOHNSON, M.W. & FLEMING, R.H. 1942. *The Oceans, Their Physics, Chemistry, and General Biology*. Prentice Hall, New York, 1087 p.
- SWIFT, D.J.P., STANLEY, D.J. & CURRAY, J.R. 1971. Relict sediments on continental shelves: a reconsideration. *J. Geol.*, Chicago, 79:322-346.
- SZATMARI, P. & MILANI, R.J., 1999. Microplate rotation in northeast Brazil during South Atlantic rifting: Analogies with the Sinai microplate. *Geology*, 27(12):1057-1184.
- TOLDO Jr., E.E. 1989. Variações Relativas do Nível do Mar na Laguna Lagoa dos Patos durante o Holoceno. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 2, Rio de Janeiro, RJ., Anais do II Congresso da ABEQUA. Rio de Janeiro, RJ. v. 1. p. 59.
- TOLDO Jr., E.E. 1991. Morfodinâmica da Laguna dos Patos. *Pesquisas em Geociências*. Instituto de Geociências, UFRGS. 18:58-63.

- TOLDO Jr., E.E., 1994. Sedimentação, predição do padrão de ondas e dinâmica sedimentar da antepraia e zona de surfe do sistema lagunar da Lagoa dos Patos. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS. Tese de Doutorado. 143p.
- TOLDO Jr., E.E. & DILLENBURG, S. R. 2000. Swash Bar Migration at the Inlet of the Lagoa dos Patos Lagoon, Brazil. *Journal of Coastal Research*. SI37:489- 492.
- TOLDO JR., E.E., ALMEIDA, L.E.S.B. & CORRÊA, I.C.S. 2003. Forecasting Shoreline Changes of Lagoa dos Patos Lagoon, Brazil. *Journal of Coastal Research*. SI35:43-50.
- TOLDO JR., E.E., ALMEIDA, L.E.S.B., CORRÊA, I.C.S., FERREIRA, E.R. & GRUBER, N.L.S. 2006b. Wave prediction along Lagoa do Patos coastline, southern Brazil. *Atlântica*. 28:87-95.
- TOLDO JR., E.E., AYUP-ZOUAIN, R.N., CORRÊA, I.C.S. & DILLENBURG, S.R. 1991. Barra Falsa: Hipótese de um paleocanal holocênico de comunicação entre a laguna dos Patos e o oceano Atlântico. *Pesquisas*, Porto Alegre-RS. 18(2):99-103.
- TOLDO JR., E.E., DILLENBURG, S.R., CORRÊA, I.C.S. & ALMEIDA, L.E.S.B. 2000. Holocene Sedimentation in Lagoa dos Patos Lagoon, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*. 16(3):816-822.
- TOLDO JR., E.E., DILLENBURG, S.R., CORRÊA, I.C.S., ALMEIDA, L.E.S.B., WESCHENFELDER, J. & GRUBER, N.L.S. 2006a. Sedimentação de Longo e Curto Período na Lagoa dos Patos, Sul do Brasil. *Pesquisas em Geociências*. Instituto de Geociências, UFRGS. 33:79-86.
- TOLEDO L.M.A. 1999. Considerações sobre a turfa no Brasil. *Akrópolis-Revista de Ciências Humanas da UNIPAR*. Universidade Paranaense. 7(28):27-41.
- TOMAZELLI, L.J. 1978. Minerais pesados da plataforma continental do Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia, UNISINOS*, 2(3):102-160. (Estudos Tecnológicos nº5).
- TOMAZELLI. 1990. Contribuição ao Estudo dos Sistemas Depositionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul com ênfase no Sistema Eólico. Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. Tese de Doutorado. 270p.
- TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J.A. 1992. Considerações Sobre o Ambiente Praial e a Deriva Litorânea de Sedimentos ao Longo do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, Instituto de Geociências, UFRGS. 19(1): 3-12.
- TYSON R.V. 1995. *Sedimentary Organic Matter: Organic facies and palynofacies analysis*. Chapman & Hall, London, 615 p.
- URIEN, C.M. 1967. Los sedimentos modernos del rio de la Plata exterior. *Boletin SHIN*, 4(2):113-213.
- URIEN, C.M. & EWING, M. 1974. Recent sediments and environment of Southern Brazil, Uruguay, Buenos Aires and Rio Negro continental shelf. In: Burk & Drake, ed. *Geology of Continental Margin*. New York, Springer Verlag, p. 57-177.
- URIEN, C.M. & MARTINS, L.R. 1974. Sedimentos da plataforma continental sul americana entre cabo Santa Marta (Brasil) e Terra do Fogo (Argentina). Parte 1. Texturas e origem. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Anais..., Porto Alegre, Brasil 3:213-223.
- URIEN, C.M. & MARTINS, L.R. 1987. Basal transgressive sand markers of Holocene marine transgression. In: INQUA INTERNATIONAL CONGRESS, Abstracts: 279, Ottawa, Canada.
- URIEN, C.M., MARTINS, L.R. & CAZENAVE, P. 1995. Late quaternary geology of river de La Plata, Buenos Aires – Rio Negro coastal plain and continental shelf. In: ENCONTRO DE GEOLOGIA DO CONE SUL. Resumos Expandidos..., 273-274, Porto Alegre, Brasil.
- VAIL, P.R., MITCHUM JR., R.M. & THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4; Global cycles of relative changes of sea level, in seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*. Tulsa, Okla., 26:83-97.
- VAZ, A.C., MÖLLER JR., O.O. & ALMEIDA, T.L. 2006. Análise quantitativa da descarga dos rios afluentes da Lagoa dos Patos. *Revista Atlântica, FURG*, 28(1): 13-23.

- VIEIRA, E.F. & RANGEL, S. 1988. Planície Costeira do Rio Grande do Sul: geografia física, vegetação e dinâmica sócio-demográfica. Porto Alegre: Ed.Sagra. 256p.
- VIEIRA, H.M. 1995. Contribuição ao estudo da sedimentologia da Lagoa Mirim-RS. Porto Alegre, UFRGS. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Tese de Doutorado. 383 p.
- VILLWOCK, J.A. 1977. Aspectos da Sedimentação na Região Nordeste da Lagoa dos Patos: Lagoa do Casamento e Saco do Cocuruto, RIO GRANDE DO SUL Brasil. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS. Tese de Doutorado. 189 p.
- VILLWOCK, J.A., 1984. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A Synthesis. Pesquisas, Instituto de Geociências, UFRGS. 16:5-49.
- VILLWOCK, J.A. 1994. A costa brasileira: geologia e evolução. CECO/IG/UFRGS. Notas Técnicas, CECO, Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, Brasil, 7:38-49.
- VILLWOCK, J.A; MARTINS, L.R.S. 1972. Depósitos lamíticos de pós-praia, Cassino, RS. Pesquisas, Porto Alegre, Instituto de Geociências, UFRGS. 1:69-85.
- VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L.J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. Notas Técnicas, CECO, Instituto de Geociências, UFRGS. 8:1-45.
- WAKSMAN S.A. 1942. The peats of New Jersey and their utilization. New Jersey. Geologic Series, Bulletin. New Jersey, 55p
- WEBER C.A. 1903. Über torf, humus und moor. Abhandlungen Naturwissenschaftlichen Verein, zu Bremen, 17: 465-484.
- WESCHENFELDER, J. 2005. Processos sedimentares e variação do nível do mar na região costeira do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS. Tese de Doutorado. 141p.
- WESCHENFELDER, J.; BAITELLI, R., CORRÊA, I.C.S., BORTOLINI, E.C. & DOS SANTOS, C.B. 2014. Quaternary incised valleys in Southern Brazil coastal zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 55:83-93.
- WESCHENFELDER, J., CORRÊA, I.C.S., ALIOTTA, S., PEREIRA, C.M. & VASCONCELLOS, V.E.B. 2006a. Shallow gas accumulations in the sediments of the Patos lagoon area, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Rio de Janeiro. 78(3):607-614.
- WESCHENFELDER, J., CORRÊA, I.C.S. & ALIOTTA, S. 2005. Elementos arquiteturais do substrato da Lagoa dos Patos revelados por sísmica de alta resolução. *Pesquisas em Geociências*, 32(2): 57-67.
- WESCHENFELDER, J., CORRÊA, I.C.S., ALIOTTA, S. & BAITELLI, R. 2010a. A drenagem pretérita do rio Camaquã na costa do Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*. UFRGS. Porto Alegre. 37(1):13-23.
- WESCHENFELDER, J., CORRÊA, I.C.S., ALIOTTA, S. & BAITELLI, R. A. 2010b. Paleochannels related to late quaternary sea-level changes in southern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58 (special issue 2):35-44.
- WESCHENFELDER, J., CORRÊA, I.C.S., AYUP-ZOUAIN, R.N., PEREIRA, C.M. & VASCONCELLOS, V.E.B. 2005. Gas accumulations revealed by high-resolution seismic in the Patos lagoon, southern Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GAS IN MARINE SEDIMENTS, 8., 2005. Anais, Vigo, Espanha. Universidad de Vigo, p.133.
- WESCHENFELDER, J., KLEIN, A.H.F., GREEN, A.N., ALIOTTA, S., MAHIQUES, M.M., NETO, A.A., TERRA, L.C., CORRÊA, I.C.S., CALLIARI, L.J., MONTOYA, I., GINSBERG, S.S. & GRIEP, G.H. 2016. The control of palaeo-topography in the preservation of shallow gas accumulation: examples from Brazil, Argentina and South Africa. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1:1-15.
- WESCHENFELDER, J., MEDEANIC, S., CORRÊA, I.C.S. & ALIOTTA, S. 2006b. Holocene paleo-environment of the Bojuru region, southern Brazil. *Journal of Coastal Research*. 22(4):171-181.
- WESCHENFELDER, J., CORRÊA, I.C.S., TOLDO JR., E.E & BAITELLI, R. 2008. Paleocanais como indicativo de eventos regressivos quaternários do nível do mar no sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26(3):367-375.

WHITE, I.C. 1908. Relatório Final. Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, Rio de Janeiro, v.1, 300p.

YOUNG, I.R. & HOLLAND, G.J. 1996. Atlas of the Oceans: Wind and Wave Climate. Pergamon/Elsevier Science Ltd. Oxford, New York and Tokyo. 241p.

ZAVIALOV, P., MÖLLER JR., O.O. & CAMPOS, E. 2002. First direct measurements of currents on the continental shelf of Southern Brazil. *Continental Shelf Research*, 22:1975-1986.

ZEMBRUSCKI, S. 1967. Sedimentos da plataforma continental do Brasil. In: COMISSÃO OCEANOGRÁFICA, 26. Rio de Janeiro. DHN.

ZENKOVITCH, V.P. 1958. On the Genesis of Cuspate Spits along Lagoon Shores. *Journal of Geology*, 67:269-279.



LEPLAC - PLANO DE LEVANTAMENTO DA PLATAFORMA CONTINENTAL BRASILEIRA / DHN, MARINHA DO BRASIL

Izabel King Jeck
Ana Angelica L. Alberoni
Luiz Carlos Torres

1- INTRODUÇÃO

Este capítulo pretende descrever o trabalho realizado no âmbito do Projeto LEPLAC (Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira) para o estabelecimento do limite exterior da plataforma continental além das 200 milhas náuticas (M), em consonância com o preconizado pela Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM) (ORGANIZAÇÃO DAS NAÇÕES UNIDAS, 1985).

O Brasil, após ratificar a CNUDM em 1988, iniciou uma série de pesquisas geológicas, geofísicas e hidrográficas, que possibilitassem a extensão de sua plataforma continental como contido no artigo 76 da CNUDM. Tal tarefa foi concluída em 2004, com o depósito da submissão brasileira contendo o limite exterior, nas Nações Unidas, cujo pleito foi de incorporar aproximadamente 950.000km² de área além das 200M. Contudo, de acordo com as recomendações da Comissão de Limites da Plataforma Continental (CLPC) em 2007, cerca de 200.000km² do total pleiteado pelo Brasil não poderia ser incorporado.

Foi decidido então pelo governo brasileiro continuar o projeto de modo a elaborar uma submissão revisada da margem, o que foi feito a partir de 2008, com um novo plano de aquisição de dados e a manutenção do programa LEPLAC.

A margem continental brasileira foi dividida em três regiões na Submissão Brasileira Revisada, são elas: Região Sul, cuja submissão foi depositada junto ao Secretário Geral das Nações Unidas em 10 de abril de 2015; Margem Equatorial depositada em 08 de setembro de 2017; e margens Oriental/ Meridional depositada em 07 de dezembro de 2018.

A Região Sul teve sua análise concluída pela CLPC em 08 de março de 2019, quando esta concordou com o limite exterior de plataforma continental além das 200M a partir das linhas de base apresentado pelo Brasil, cuja área é cerca de 169.163km². A Margem Equatorial teve sua análise iniciada pela CLPC em agosto de 2018 e as margens Oriental/Meridional ainda serão analisadas.

2- CONVENÇÃO DAS NAÇÕES UNIDAS SOBRE O DIREITO DO MAR (CNUDM) ("UNITED NATION CONVENTION ON THE LAW OF THE SEA – UNCLOS")

Em 1982, após nove anos de intensa negociação, foi encerrada a III Conferência das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, em Montego Bay - Jamaica, dando-se início a assinatura da Convenção das Nações Unidas sobre o Direito no Mar (CNUDM). Abaixo é transcrito um extrato do pronunciamento do Ministério das Relações Exteriores onde está apresentado um breve relato sobre o processo para definição de um regime jurídico para os oceanos.

Em 10 de dezembro de 1982, em Montego Bay, Jamaica, encerrou-se a III Conferência das Nações Unidas sobre o Direito do Mar e abriu-se à assinatura a Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar. O Brasil assinou a Convenção naquela mesma data, junto com outros 118 países.

Aquele evento culminou uma longa história de negociações, na verdade iniciada em 1930, então sob a égide da Liga das Nações, em que a comunidade internacional procurou elaborar um regime jurídico internacionalmente reconhecido para o meio marinho. O esforço foi continuado, em 1958 e em 1960, pelas duas primeiras Conferências das Nações Unidas sobre o Direito do Mar. Dado o malogro daquelas tentativas, o debate foi reiniciado, em 1967, na Assembléia Geral das Nações Unidas e, após cinco anos de negociações preparatórias, no Comitê para os Fundos Marinhos, abriu-se em 1973 a III Conferência das Nações Unidas sobre o Direito do Mar. O trabalho desenvolveu-se ao longo de 11 sessões da conferência, durante nove anos, até a sessão de encerramento na Jamaica. Quase 160 Estados, não apenas os membros das Nações Unidas intervieram nos debates, que constituíram o maior empreendimento normativo da história das relações internacionais, pois tratou-se de legislar sobre todos os usos em todos os espaços marítimos e oceânicos, que perfazem cerca de 4/5 da superfície do globo terrestre. A Convenção e os nove anexos que a integram, num total de 438 artigos, é o resultado da tarefa (extrato de Informação produzida pelo Ministério das Relações Exteriores, em 25/01/1988). (Vidigal et al.,2006, p. 33 e 34)

A CNUDM consagra a noção de que todos os problemas dos espaços oceânicos se inter-relacionam e, portanto, necessitam ser considerados como um todo. Os artigos e os anexos que a integram legislam sobre todos os aspectos dos espaços oceânicos, entre os quais podem ser destacados: delimitação de espaços marítimos, controle ambiental, investigação científica marinha, atividades econômicas e comerciais, transferência de tecnologia e disputas de espaços marítimos.

A ratificação da CNUDM pelos Estados Membros foi sem dúvida um grande avanço para a humanidade, como a própria convenção introduz:

Convencidos de que a codificação e o desenvolvimento progressivo do direito do mar alcançados na presente Convenção, contribuirão para o fortalecimento da paz, da segurança, da cooperação e das relações de amizade entre todas as nações, de conformidade com os princípios da justiça e igualdade de direitos e promoverão o progresso econômico e social de todos os povos do mundo [...] (ONU, 1982, p.29 e 30).

De acordo com seu artigo 308 a CNUDM entrou em vigor no dia 16 de novembro de 1994. Até o dia 08 de abril de 2019, 168 Estados a haviam ratificado¹, entre eles o Brasil, que a ratificou no dia 22 de dezembro de 1988.

Ao entrar em vigor em novembro de 1994, a CNUDM não contava com a ratificação de alguns importantes países industrializados, entre eles Canadá, Estados Unidos da América (EUA), Federação Russa, França, Holanda, Itália, Japão, Noruega, Reino Unido e Suécia. Segundo analistas internacionais, esses países industrializados não haviam, até então, depositado seus respectivos instrumentos de ratificação em virtude das disposições da Parte XI da CNUDM, a qual trata dos recursos minerais da “Área”. Com a finalidade de contornar certas dificuldades impostas pelos países industrializados no que concerne à exploração e ao aproveitamento dos recursos minerais da “Área”, o Secretário-Geral da Organização das Nações Unidas (ONU) deu início, em julho de 1990, a uma série de consultas informais que culminaram na adoção, em 28 de julho de 1994, do Acordo de Implementação da Parte XI da CNUDM², o qual entrou em vigor em 28 de julho de 1996. O advento desse acordo permitiu que, à exceção dos EUA, todos os demais países industrializados ratificassem a CNUDM atingindo assim, reconhecimento internacional e, tornando-se importante instrumento no contexto da utilização pacífica dos oceanos.

2.1 Espaços marítimos

A CNUDM divide o espaço marítimo em regiões ou áreas geograficamente determinadas em termos de coordenadas, onde o Estado Costeiro possui direitos, jurisdição e deveres. A **figura 2.1** apresenta graficamente a disposição destes espaços marítimos.

A seguir serão apresentados os artigos da CNUDM que definem estes espaços, com um resumo desta definição e dos relativos direitos, jurisdição e deveres do Estado costeiro.

¹ https://www.un.org/depts/los/reference_files/status2019.pdf

² https://www.un.org/depts/los/reference_files/status2019.pdf

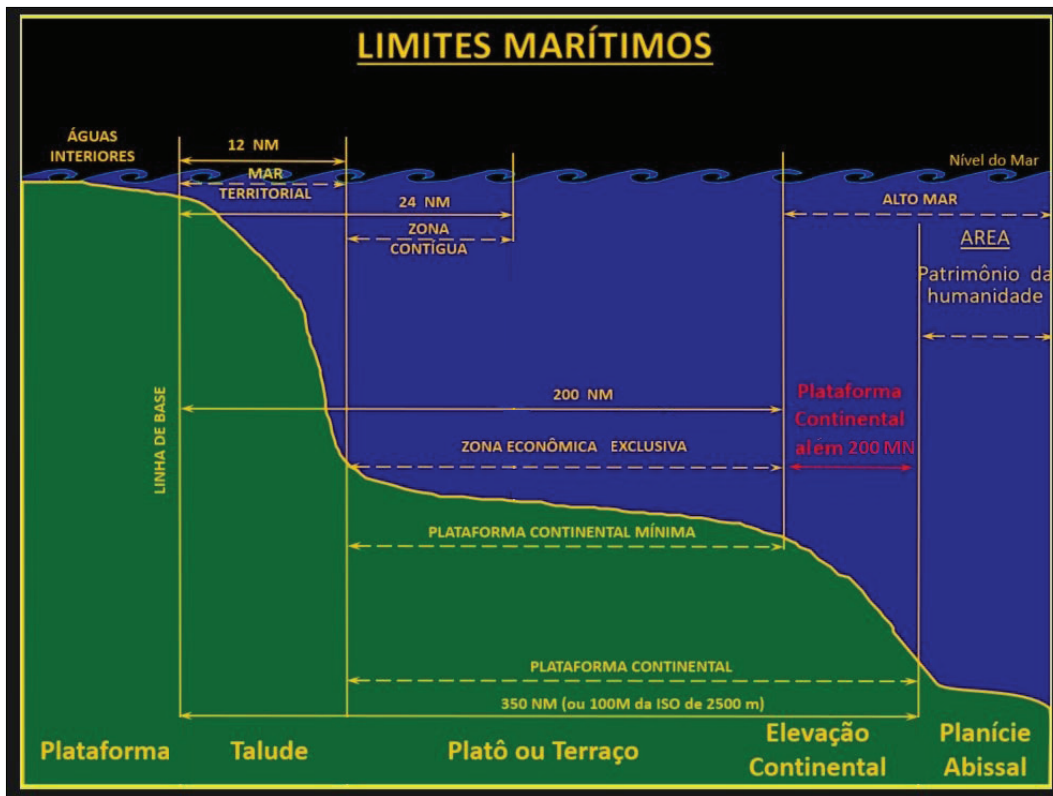


Figura 2.1 - Espaços marítimos estabelecidos pela CNUDM e sua associação com a morfologia do fundo marinho.

2.1.1 Linhas de base

É a linha a partir da qual os espaços marítimos são definidos.

As Linhas da Base podem ser normal ou reta; a primeira diz respeito à linha de baixa-mar conforme representada nas cartas náuticas oficiais dos Estados Costeiros, definida no artigo 5 da CNUDM; a segunda aplica-se a locais onde a linha de costa seja recortada ou irregular, como entrada de baías, locais com recifes ou franjas de ilhas entre outros. O traçado da linha de base reta deve ser definido de acordo com o preconizado no artigo 7 da CNUDM.

A **figura 2.1.1.1** apresenta os dois tipos de linhas de base.

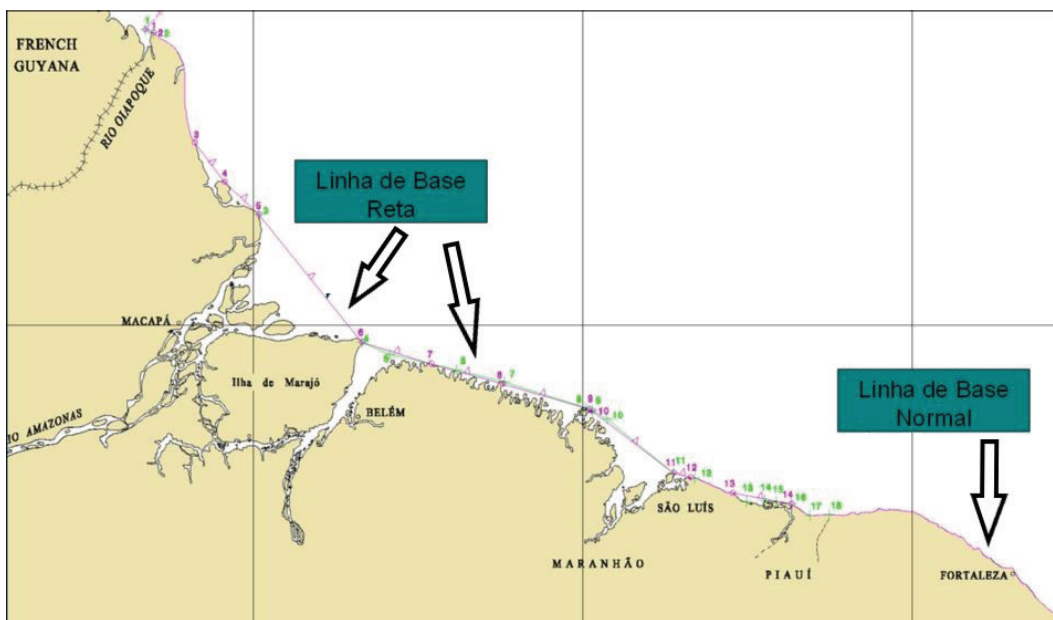


Figura 2.1.1.1 - Exemplo do traçado das linhas de base normais e retas ao largo dos estados do Amapá, Pará, Maranhão, Piauí e Ceará.

2.1.2 Mar Territorial

Definido na Seção 2 da parte II da CNUDM, em especial nos artigos 2 e 3.

A soberania do Estado costeiro estende-se além do seu território e das suas águas interiores a uma zona de até 12M a partir das linhas de base, designada de MAR TERRITORIAL. Esta soberania estende-se ao espaço aéreo sobrejacente ao mar territorial, e também ao solo e subsolo deste mar.

A partir do limite exterior do mar territorial, o Estado costeiro não mais exerce soberania, mas apenas jurisdição sobre os diversos espaços marítimos, conforme prevista na CNUDM.

2.1.3 Zona Contígua

Definida na Seção 4 da parte II da CNUDM, em especial no artigo 33.

Na Zona Contígua, o Estado costeiro pode tomar as medidas de fiscalização necessárias a evitar as infrações às leis e regulamentos aduaneiros, fiscais, de imigração ou sanitários no seu território ou no seu mar territorial.

A Zona Contígua não pode estender-se além das 24M a partir das linhas de base.

2.1.4 Zona Econômica Exclusiva (ZEE)

Definida na parte V da CNUDM, em especial nos artigos 56 e 57.

A ZEE é uma zona situada além do mar territorial e a este adjacente. O limite da ZEE é de 200M a contar a partir das linhas de base.

Os direitos, jurisdição e deveres do Estado costeiro neste espaço marítimo estão expressos no parag.1 do artigo 56 da CNUDM, conforme abaixo descrito:

1. Na zona econômica exclusiva, o Estado costeiro tem:

a) direitos de soberania para fins de exploração e aproveitamento, conservação e gestão dos recursos naturais, vivos ou não vivos das águas sobrejacentes ao leito do mar, do leito do mar e seu subsolo, e no que se refere a outras atividades com vista à exploração e aproveitamento da zona para fins econômicos, como a produção de energia a partir da água, das correntes e dos ventos;

b) jurisdição, de conformidade com as disposições pertinentes da presente Convenção, no que se refere a:

- i) colocação e utilização de ilhas artificiais, instalações e estruturas;
- ii) investigação científica marinha;
- iii) proteção e preservação do meio marinho;

c) outros direitos e deveres previstos na presente Convenção.

2.1.5 Plataforma Continental

Definida na parte VI da CNUDM, em especial nos artigos 76 e 77. Em função da intrínseca relação da definição deste espaço marítimo com a geologia, os critérios aplicados para a determinação da plataforma continental além das 200M serão abordados em maior detalhe.

De acordo com o artigo 76 da CNUDM, a plataforma continental de um Estado costeiro compreende o leito e o subsolo das áreas submarinas que se estendem além do seu mar territorial, em toda a extensão do prolongamento natural do seu território terrestre, até ao bordo exterior da margem continental, ou até uma distância de 200M das linhas de base a partir das quais se mede a largura do mar territorial, nos casos em que o bordo exterior da margem continental não atinja essa distância.

O limite da margem continental é definido por meio de dois critérios alternativos:

i) O bordo exterior da margem continental pode se estender até o local onde a espessura das rochas sedimentares corresponda a 1% da distância deste local ao pé do talude continental (**Figura 2.1.5.1**); ou

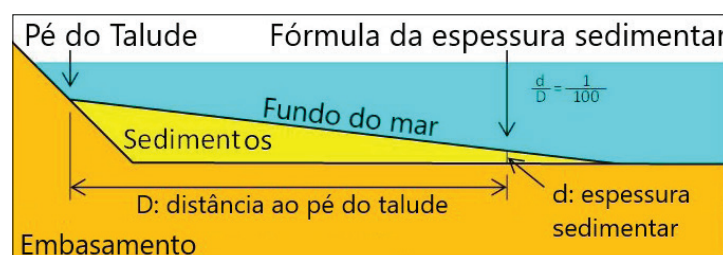


Figura 2.1.5.1 – Representação gráfica do critério baseado na espessura sedimentar para definição do bordo exterior da margem continental.

ii) O bordo exterior da margem continental pode se estender até a distância de 60M a partir do pé do talude continental.

No entanto, os pontos fixos que constituem a linha dos limites exteriores da plataforma continental não poderão ultrapassar os dois critérios restritivos:

iii) 350M das linhas de base; ou

iv) 100M da isóbata de 2.500 metros.

A **figura 2.1.5.2** apresenta um exemplo esquemático de como o limite exterior da plataforma continental além das 200M pode ser delineado. Inicialmente é definido o limite exterior da margem continental (linha magenta na **figura 2.1.5.2**) por meio da aplicação dos critérios alternativos (i e ii); a seguir os critérios restritivos (iii e iv) são aplicados (linha tracejada azul escuro); resultando no traçado definido pela linha azul contínua, cujos pontos de limite exterior não podem apresentar mais de 60M entre eles.

Na Plataforma Continental o Estado costeiro exerce direitos de soberania para efeitos de exploração e aproveitamento dos seus recursos naturais. Tais recursos são os recursos minerais e outros recursos não vivos do solo e subsolo marinhos, e tam-

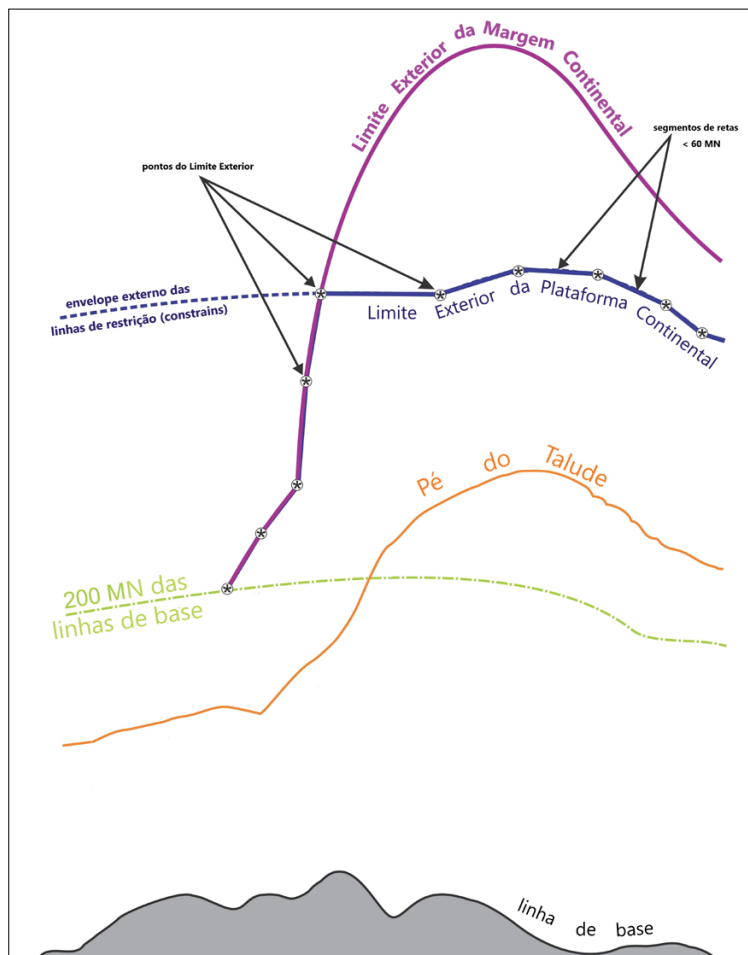


Figura 2.1.5.2 - O limite exterior da plataforma continental além das 200M é estabelecido pela aplicação dos critérios alternativos e restritivos definidos no artigo 76 da CNUDM. O limite é formalmente definido por uma sucessão de pontos fixos unidos por linhas retas que não excedem 60M de comprimento. Figura sem escala.

bém os organismos vivos pertencentes a espécies sedentárias, isto é, aquelas que no período da captura estão imóveis no solo e subsolo marinhos ou só podem mover-se em constante contato físico com o solo ou subsolo marinhos.

Nos termos do artigo 82 da CNUDM, o Estado costeiro deve efetuar pagamentos ou contribuições em espécie relativos ao aproveitamento dos recursos não vivos da plataforma continental, além das 200M. Um Estado em desenvolvimento que seja importador substancial de um recurso mineral extraído da sua plataforma continental fica isento desses pagamentos ou contribuições em relação a esse recurso mineral. Os pagamentos e contribuições devem ser efetuados por intermédio da Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos (ISBA)³, criada nos termos do artigo 156 da CNUDM, e com sede na cidade de Kingston, na Jamaica.

Além da criação da ISBA, a CNUDM introduz também, em seu Anexo II, o conceito de Comissão de Limites da Plataforma Continental (CLPC).

O Estado costeiro que desejar ampliar sua plataforma continental para além das 200M deve submeter, à esta comissão, informações sobre o limite exterior de sua plataforma, como preconizado no artigo 4 do anexo II da CNUDM.

³ ISBA – um dos três órgãos criados pela CNUDM (PARTE XI – Seção 4), cuja atribuição é de organizar e controlar as atividades na ÁREA.

“Quando um Estado costeiro tiver intenção de estabelecer, de conformidade com o artigo 76, o limite exterior da sua plataforma continental além de 200 milhas marítimas, apresentará à Comissão de Limites da Plataforma Continental da ONU, logo que possível, mas em qualquer caso dentro dos 10 anos seguintes à entrada em vigor da presente Convenção para o referido Estado, as características de tal limite, juntamente com informações científicas e técnicas de apoio. O Estado costeiro comunicará ao mesmo tempo os nomes de quaisquer membros da Comissão que lhe tenham prestado assessoria científica e técnica”

A Comissão então fará recomendações aos Estados costeiros sobre questões relacionadas ao estabelecimento deste limite. O limite exterior da plataforma continental estabelecido pelo Estado costeiro com base nessas recomendações será definitivo e obrigatório. A CLPC é composta por 21 membros, peritos em geologia, geofísica ou hidrografia, eleitos pelos Estados Partes.

O Estado costeiro deve depositar junto de Secretário Geral das Nações Unidas mapas e informações pertinentes que descrevam permanentemente os limites exteriores da sua plataforma continental. O Secretário Geral deve dar a esses documentos a devida publicidade.

Além dos espaços marítimos indicados na **figura 2.1**, julgamos oportuno, por sua relevância, registrar os conceitos do que se compreende por águas interiores, alto-mar e “Área”.

2.1.6 Águas interiores

As águas situadas no interior das linhas de base fazem parte das águas interiores de um Estado costeiro.

2.1.7 Alto-mar

O alto-mar compreende todas as partes do mar não incluídas na zona econômica exclusiva, no mar territorial ou nas águas interiores de um Estado.

O alto-mar está aberto a todos os Estados, quer costeiros quer sem litoral, e deve ser utilizado para fins pacíficos. Nenhum Estado pode legitimamente pretender submeter qualquer parte do alto-mar à sua soberania.

2.1.8 Área

Nos termos do artigo 1 da CNUDM, “Área” significa o solo e o subsolo marinhos situados além da jurisdição nacional. De acordo com os artigos 136 e 137 da CNUDM, nenhum Estado pode reivindicar ou exercer soberania ou direitos de soberania sobre qualquer parte da Área ou seus recursos. Todos os direitos sobre os recursos da Área

pertencem à humanidade em geral, em cujo nome atuará a Autoridade Internacional dos Fundos Marinhos (ISBA).

2.2 Outras partes da CNUDM

Diversos outros assuntos são legislados pela CNUDM, aqui serão descritos apenas mais dois tópicos considerados relevantes no escopo deste livro, as partes XII e XIII.

Parte XII - Proteção e preservação do meio marinho

Os Estados têm a obrigação de proteger e preservar o meio marinho.

Os Estados têm o direito de soberania para aproveitar os seus recursos naturais de acordo com a sua política em matéria de meio ambiente e de conformidade com o seu dever de proteger e preservar o meio marinho.

Os Estados devem adotar leis e regulamentos para prevenir, reduzir e controlar a poluição do meio marinho proveniente de fontes terrestres, incluindo rios, estuários, dutos e instalações de descarga.

Parte XIII - Investigação científica marinha

Os Estados costeiros, no exercício da sua jurisdição, têm o direito de regulamentar, autorizar e realizar investigação científica marinha na sua zona econômica exclusiva e na sua plataforma continental de conformidade com as disposições pertinentes na Convenção.

A investigação científica marinha na zona econômica exclusiva e na plataforma continental deve ser realizada com o consentimento do Estado costeiro.

Os Estados costeiros, em circunstâncias normais, devem dar o seu consentimento a outros Estados ou organizações internacionais competentes para que executem, de conformidade com a presente Convenção, projetos de investigação científica marinha na sua zona econômica exclusiva ou na sua plataforma continental, exclusivamente com fins pacíficos e com o propósito de aumentar o conhecimento científico do meio marinho em benefício de toda a humanidade. Para tal fim, os Estados costeiros devem estabelecer regras e procedimentos para garantir que tal consentimento não seja retardado nem denegado sem justificação razoável.

3. A SITUAÇÃO LEGAL BRASILEIRA

A Convenção entrou em vigor para o Brasil em 16 de novembro de 1994 e o Decreto nº 1.530, de 22 de junho de 1995, foi o ato do Poder Executivo que legitimou o seu uso. Contudo, antes mesmo desta data, em 04 de janeiro de 1993, a lei 8.617 estabeleceu, no Brasil, os espaços marítimos definidos pela CNUDM.

- (i) Mar territorial de 12M
- (ii) Zona contígua de 24M
- (iii) Zona econômica exclusiva de 200M
- (iv) Plataforma continental, além das 200M, cujos limites exteriores devem ser determinados de conformidade com as disposições do artigo 76 da CNUDM.

4. O PLANO DE LEVANTAMENTO DA PLATAFORMA CONTINENTAL BRASILEIRA (LEPLAC) E A SUBMISSÃO BRASILEIRA

No ano de 1986, o Brasil, por iniciativa da CIRM (Comissão Interministerial para Recursos do Mar⁴) e da Marinha do Brasil, decidiu dar início a um projeto tendente a ensejar a determinação dos limites exteriores da plataforma continental brasileira, além das 200M, com base nas disposições do artigo 76 da CNUDM.

Em 15 de setembro de 1989, por meio do Decreto nº 98.145, o Governo brasileiro instituiu o Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC) com o propósito de estabelecer o limite exterior da nossa Plataforma Continental no seu enfoque jurídico, ou seja, determinar a área marítima, além das 200M, na qual o Brasil exercerá direitos de soberania para a exploração e o aproveitamento dos recursos naturais do leito e subsolo marinho conforme estabelecido na CNUDM.

O LEPLAC é coordenado pelo Ministério das Relações Exteriores, com a participação de representantes do Comando da Marinha do Brasil e dos Ministérios de Minas e Energia, da Ciência, Tecnologia, Inovação e Comunicação e da Educação.

⁴ A Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM), criada pelo Decreto no 74.557, de 12 de setembro de 1974, revogado pelo Decreto nº 3.939, de 26 de setembro de 2001, alterado pelos Decretos nos: 4.815, de 20 de agosto de 2003; 6.107, de 2 de maio de 2007; 6.484, de 17 de junho de 2008; 6.756, de 2 de fevereiro de 2009 e 6.979, de 8 de outubro de 2009 tem a finalidade de coordenar os assuntos relativos à consecução da Política Nacional para os Recursos do Mar (PNRM).

As atividades do LEPLAC foram iniciadas em 1986 por intermédio da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), o tradicional e competente Serviço Hidrográfico Brasileiro, e envolveu especialistas da Petrobras e da Comunidade Científica.

Em junho de 1987 ocorreu a primeira comissão para a aquisição de dados, efetuada pelo Navio Oceanográfico “Almirante Câmara”, da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), da Marinha do Brasil. Durante toda a fase de aquisição participaram 4 navios da Marinha do Brasil e foram coletados cerca de 330.000km de dados sísmicos, batimétricos monofeixe, magnetométricos e gravimétricos ao longo de toda a extensão da margem continental brasileira (**Figura 4.1**).

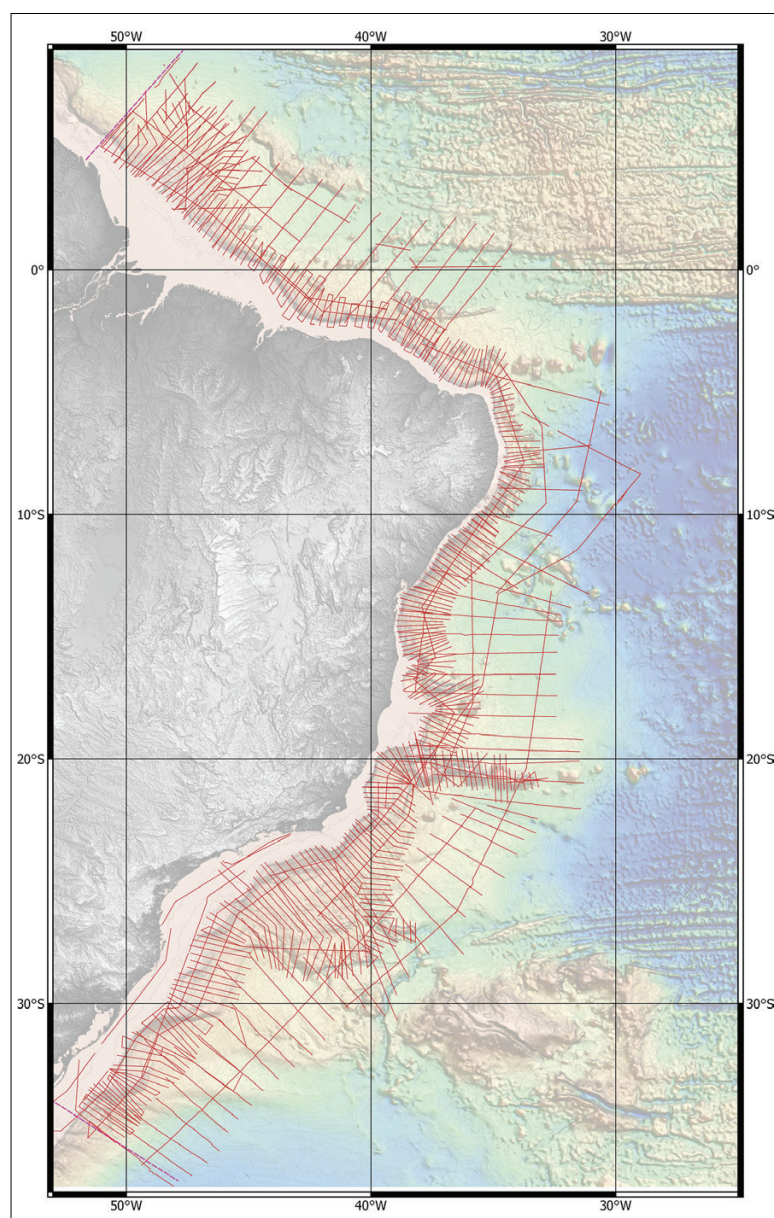


Figura 4.1 – Dados sísmicos, batimétricos, magnetométricos e gravimétricos adquiridos ao longo de toda a extensão da margem continental brasileira entre os anos de 1987 a 2005.

Em maio de 2004 a proposta brasileira foi encaminhada, de acordo com o artigo 76 (8) e com o Anexo II, artigo 4, da CNUDM, à Comissão de Limites da Plataforma Continental (CLPC) por intermédio do Ministério das Relações Exteriores.

⁵ http://www.un.org/depts/los/clcs_new/submissions_files/bra04/bra_add_executive_summary.pdf

⁶ http://www.un.org/depts/los/clcs_new/submissions_files/bra04/bra_exec_sum.pdf

A Proposta de Limite Exterior da Plataforma Continental Brasileira foi composta de três partes, a saber: Parte I – Sumário Executivo; Parte II – Corpo Principal; e Parte III – Dados Científicos e Informações Técnicas de Apoio.

A apresentação e defesa dessa proposta aconteceram no período de 30 de agosto a 17 de setembro de 2004, perante à CLPC e à uma Subcomissão de 7 peritos, designada por essa Comissão para analisar detalhadamente a proposta.

Posteriormente, ocorreram novas interações com essa Subcomissão, em abril/maio de 2005, agosto/setembro de 2005, março e setembro de 2006. Durante esses encontros, o Brasil apresentou um Addendum ao Sumário Executivo inicial, no qual propôs uma alteração no limite exterior originalmente estabelecido que considerava uma área de plataforma continental estendida além das 200M, de aproximadamente 911.847km². O Addendum de 2006 alterou o limite exterior, estabelecendo uma área de aproximadamente 953.525km², isto é, propôs um acréscimo de 41.678km² a área pleiteada inicialmente.

A **Figura 4.2** apresenta o Limite Exterior da Plataforma Continental além das 200M como apresentado em 2004 e alterado pelo Addendum em 2006.

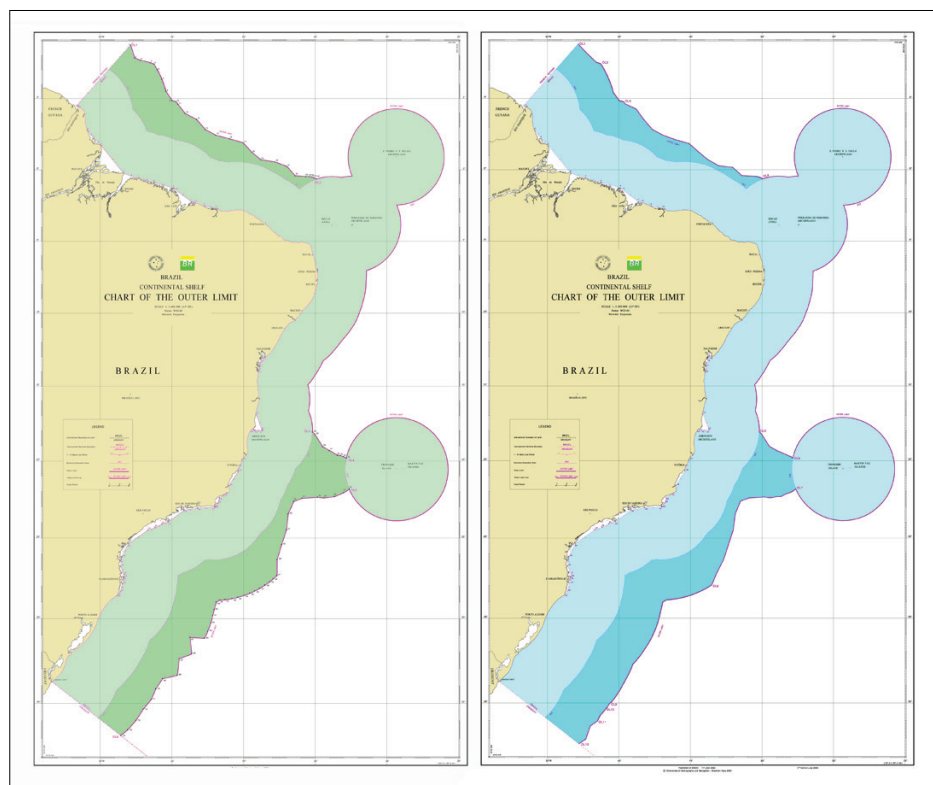


Figura 4.2 - Limite Exterior da Plataforma Continental além das 200M apresentado em 2004 (a esquerda) e alterado pelo Addendum em 2006 (a direita). A linha magenta representa o Limite Exterior além das 200M, a área azul escura a Plataforma Continental além das 200M e a área azul clara a Zona Econômica Exclusiva.

Em 27 de março de 2007 ocorreu a última interação com a Comissão de Limites, ocasião em que foram reafirmados os argumentos científicos e técnicos que serviram de base para a proposta brasileira. Em 4 de abril de 2007, a CLPC apresentou, com ressalvas à análise da Subcomissão, as recomendações ao pleito brasileiro.

Do total aproximado de 960.000km² de área além das 200M, a CLPC não reconheceu cerca de 190.000km², distribuídos nas seguintes áreas da Plataforma Continental Brasileira: Cone do Amazonas, Cadeias Norte-Brasileira e Vitória-Trindade e margem continental Sul, o que corresponde, aproximadamente, a 19% da área da nossa plataforma continental estendida (**Figura 4.3**).

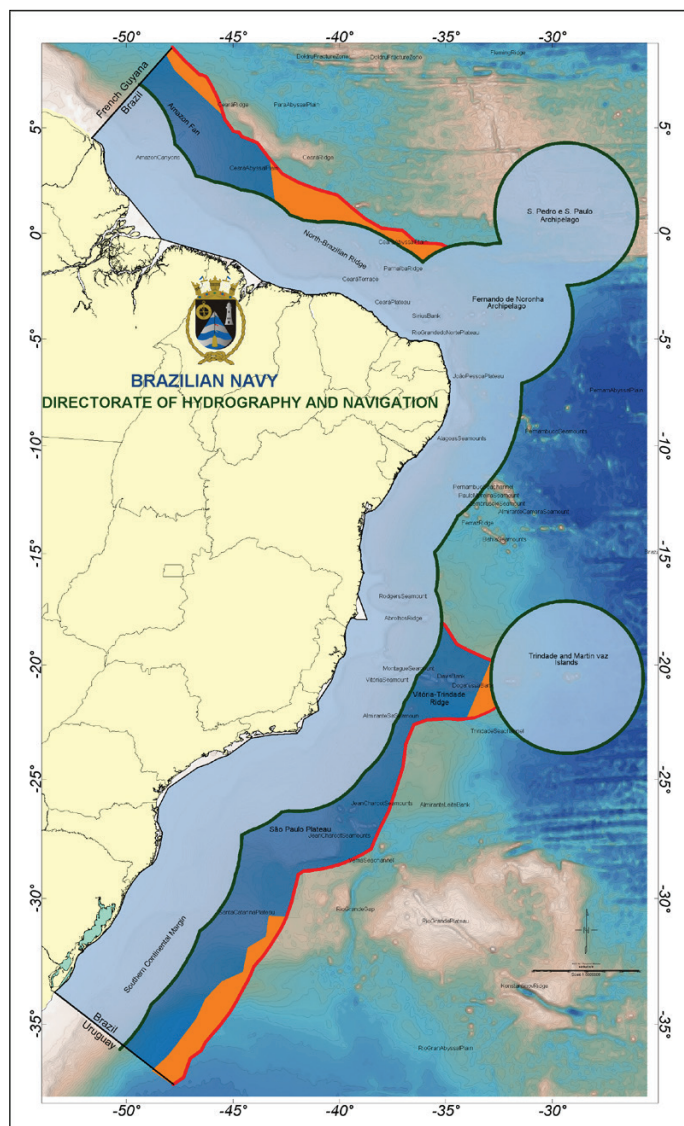


Figura 4.3 - Limite Exterior da Plataforma Continental além das 200M apresentado em 2004 e alterado em 2006. A área em laranja representa as regiões em que a CLPC não concordou com os argumentos e métodos apresentados pelo Brasil para o estabelecimento do Limite Exterior além das 200M.

Após uma minuciosa análise das recomendações, em 2007, o GT do LEPLAC apresentou às autoridades brasileiras os aspectos técnicos e pontos discordantes das recomendações, sugerindo que:

- 1) fosse elaborada uma nova Proposta revisada (total ou parcial) a ser encaminhada à CLPC;
- 2) fossem aportados meios necessários à manutenção do Grupo de Trabalho para Acompanhamento da Proposta do Limite Exterior da Plataforma Continental Brasileira (GT LEPLAC); e
- 3) fossem providos recursos financeiros para apoiar as atividades decorrentes da elaboração dessa nova proposta.

Tal sugestão foi acatada pela CIRM, que aprovou em sua 168ª Sessão Ordinária da CIRM a elaboração de uma proposta revisada, o que foi autorizado pelo Exmº Sr. Presidente da República, por despacho exarado na Exposição de Motivos nº 263, de 16 de junho de 2008, e publicada no DOU nº 127, de 4 de julho de 2008.

Para consubstanciar essa proposta revisada, foi necessária a aquisição de mais dados geofísicos e geológicos na margem continental brasileira. Essas aquisições foram planejadas e executadas entre os anos de 2008 e 2019 na margem continental brasileira, em especial nas regiões não reconhecidas nas recomendações da CLPC de 2007.

A **Figura 4.4** apresenta a cobertura de dados adquiridos na margem brasileira, desta vez englobando dados sísmicos, batimétricos multifeixe, gravimétricos, magnetométricos, de perfilador de sub-fundo (3,5 kHz), sonobóias e dragagem de rochas nas cadeias submarinas.

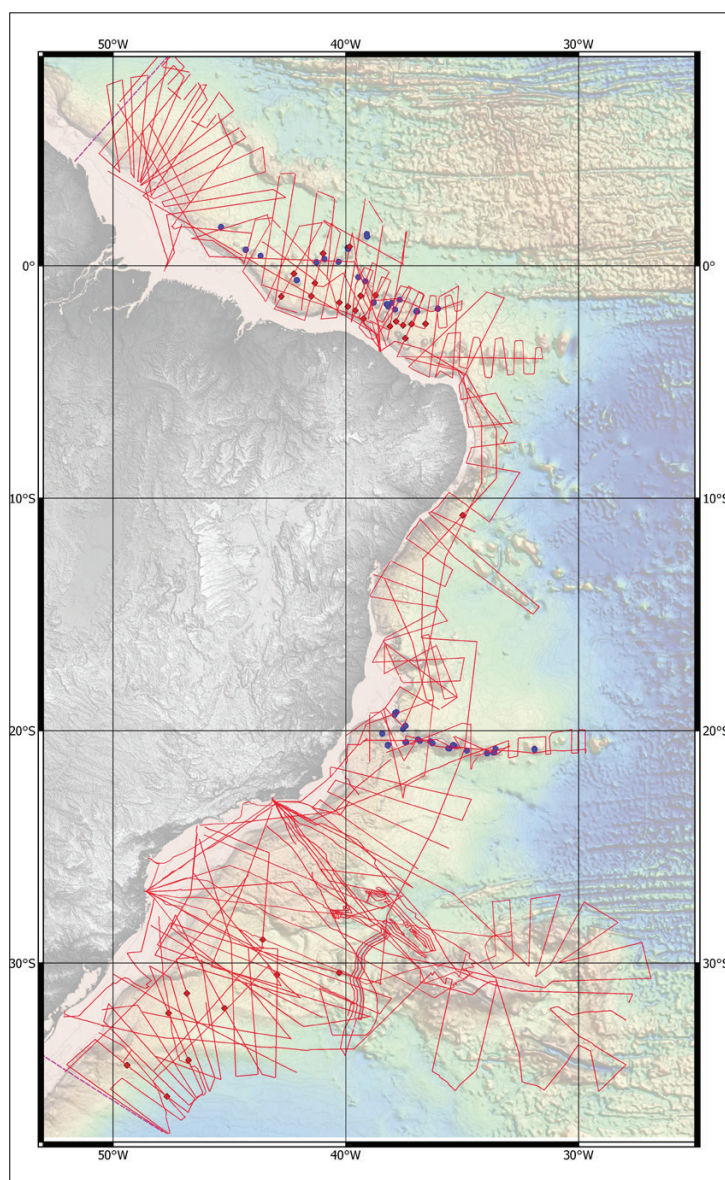


Figura 4.4 – Dados sísmicos, batimétricos multifeixe, gravimétricos, magnetométricos, de perfilador de sub-fundo (3,5 kHz), sonobóias e dragagem de rochas nas cadeias submarinas, adquiridos ao longo de toda a extensão da margem continental brasileira entre os anos de 2008 a 2019.

Todos os dados, interpretações e informações preexistentes do LEPLAC, apresentados à CLPC entre 2004 e 2007, passaram a ser denominadas de LEPLAC FASE 1, e os novos dados e informações, adquiridos entre 2008 e 2019, passaram a ser denominados de LEPLAC FASE 2. O uso das novas tecnologias empregadas nas fases de coleta e processamento possibilitaram o aprimoramento e a ampliação do conhecimento sobre a margem continental brasileira.

Em setembro de 2013, face as novas tendências observadas quanto à metodologia utilizada por outros Estados costeiros no preparo e envio das suas propostas de delimitação da plataforma continental, foi definido pelo Comandante da Marinha a nova estratégia para encaminhamento da proposta brasileira que, ao invés de abranger toda a margem continental brasileira em um único documento, seria desmembrada em três relatórios parciais contendo os pleitos para as regiões Sul⁷ e margens Equatorial⁸ e Oriental/Meridional⁹ (Figura 4.5).

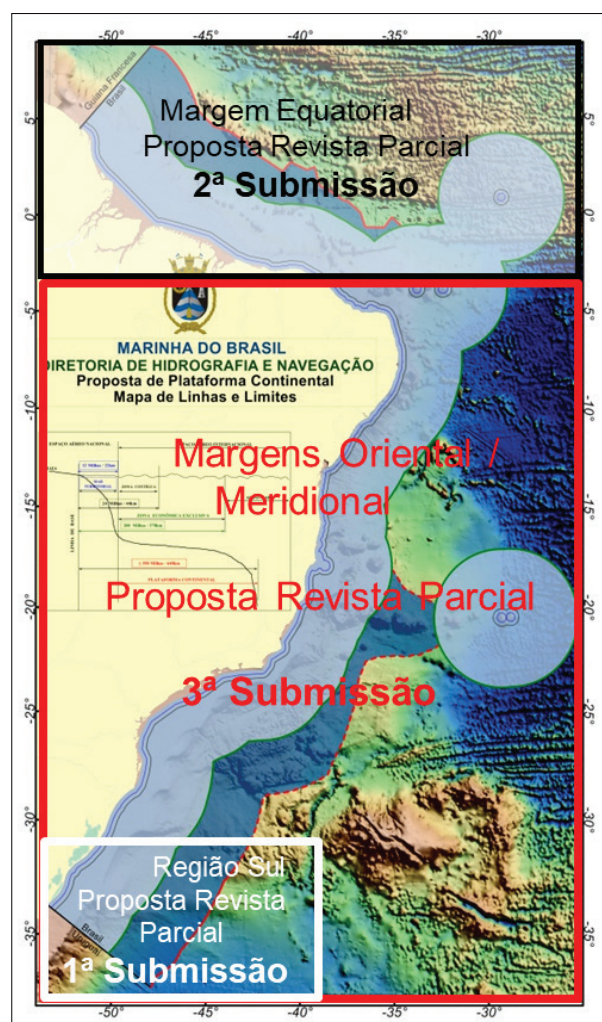


Figura 4.5 – Divisão da margem brasileira em três regiões para o encaminhamento das Submissões Parciais Revisadas.

⁷ Região que abrange o Platô de Santa Catarina, *Drift* do Rio Grande, Cone do Rio Grande e Deslizamento Chuí.

⁸ Região que abrange o Cone do Amazonas e a Cadeia Norte-Brasileira.

⁹ Região que abrange a Cadeia de Abrolhos, a Cadeia Vitória-Trindade, a Elevação do Rio Grande e o Platô de São Paulo.

O relatório da Submissão Parcial Revisada da Região Sul teve seu encaminhamento para a CLPC autorizado pela Exm^a. Sr^a. Presidente da República, em 10 de março de 2015, por meio da EMI 55/2015. A Submissão foi depositada junto ao Secretário Geral das Nações Unidas em 10 de abril de 2015.

Em 27 de junho de 2016 o relatório da Submissão Parcial Revisada da Margem Equatorial foi aprovado pela Subcomissão da CIRM para o LEPLAC, tendo sido autorizado o seu encaminhamento à CLPC pelo Exmo. Sr. Presidente da República em 25 de julho de 2017 por meio da EMI 47/2017. A Submissão foi depositada junto ao Secretário Geral das Nações Unidas em 08 de setembro de 2017.

Em 04 de julho 2018 o relatório da Submissão Parcial Revisada das margens Oriental e Meridional foi aprovado em reunião da Subcomissão da CIRM para o LEPLAC, tendo sido autorizado o seu encaminhamento à CLPC pelo Exmo. Sr. Presidente da República em 13 de novembro de 2018 por meio da EMI 190/2018. A Submissão foi depositada junto ao Secretário Geral das Nações Unidas em 07 de dezembro de 2018.

A exemplo da submissão entregue em 2004, a proposta de Limite Exterior da Plataforma Continental Brasileira para as três Submissões Parciais é composta de três partes, a saber: Parte I – Sumário Executivo; Parte II – Corpo Principal; e Parte III – Dados Científicos e Informações Técnicas de Apoio.

O Corpo Principal contém, além dos aspectos formais obrigatórios, uma descrição detalhada da geologia, as metodologias utilizadas na implementação do artigo 76 da CNUDM, e três anexos denominados A, B e C. O Anexo A apresenta informações relativas à aquisição e ao processamento dos dados do LEPLAC FASE 2; o Anexo B apresenta a descrição dos perfis batimétricos e dos pontos de pé do talude continental ("Foot of Slope" - FOS) que contribuíram para definição do limite exterior; e o Anexo C apresenta a descrição das seções sísmicas e dos pontos de 1% de espessura sedimentar utilizados na definição do limite exterior.

A apresentação e defesa da submissão referente à Região Sul, perante a CLPC e uma subcomissão de 6 peritos designada para analisar detalhadamente a proposta ocorreu de agosto de 2015 a fevereiro de 2019.

Como abordado no item 2, os critérios definidos no artigo 76 da CNUDM para definição da Plataforma Continental além das 200M baseiam-se exclusivamente em aspectos morfológicos, geológicos e geofísicos da margem continental.

A seguir serão descritas algumas características morfológicas, geológicas e geofísicas que serviram de subsídios para aplicação dos referidos critérios na margem brasileira.

A margem continental da Região Sul do Brasil é limitada ao norte pela Dorsal de São Paulo, ao sul pela fronteira marítima com o Uruguai, e a oeste pela região emersa continental. Em termos geológicos e geomorfológicos, a margem continental da Região Sul é tipicamente vulcânica, com forte influência sedimentar, o que contribuiu intensamente para o processo da sua construção e crescimento.

A Região sul abrange as Bacias sedimentares marginais de Santos e de Pelotas e as seguintes feições morfológicas, que são classificadas como componentes ou prolongamentos naturais da margem continental do Brasil: Dorsal de São Paulo, Platô de Santa Catarina, Terraço do Rio Grande, *Drift* Sedimentar de Pelotas, Cone do Rio Grande, *Drift* Sedimentar Rio Grande, *Drift* Sedimentar Chuí e o Deslizamento Chuí, representado por um megadeslizamento no talude continental (**Figura 4.6**).

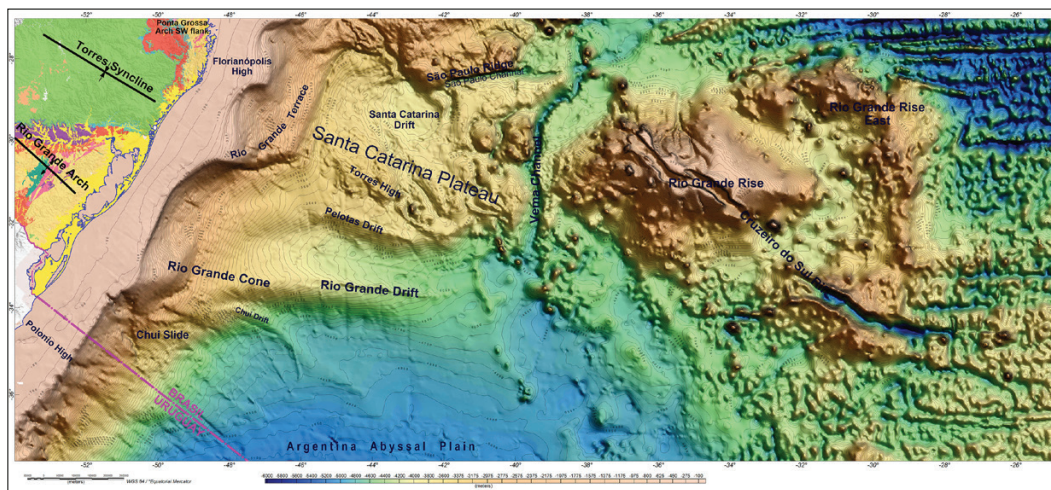


Figura 4.6 - Mapa fisiográfico com as importantes feições morfológicas, que são classificadas como componentes ou prolongamentos naturais da Região Sul do Brasil. No continente o mapa geológico (CPRM 2004).

O Platô de Santa Catarina é uma (**Figura 4.7**) proeminente feição desenvolvida em profundidades superiores a 2.900 metros, estendendo-se na direção NW-SE por aproximadamente 750km e na direção SW-NE por 550km. O perfil morfológico de norte a sul apresenta os diferentes níveis dos Platôs de São Paulo e Santa Catarina em relação à planície abissal.

O *Drift* de Pelotas é uma elevação morfológica, cerca de 600m mais alta que o fundo submarino adjacente, acoplada ao limite sul do platô, onde é responsável pela construção de uma escarpa marginal.

A morfologia do platô tem origem tanto estrutural quanto sedimentar. O embasamento mais elevado é controlado por altos estruturais, sendo o principal deles o Alto de Torres (**Figura 4.7**), cujas novas interpretações revelam características geofísicas de crosta continental (Jeck, I.K., et al., 2019). Os altos estruturais constituíram barreiras à sedimentação e condicionaram as correntes de fundo.

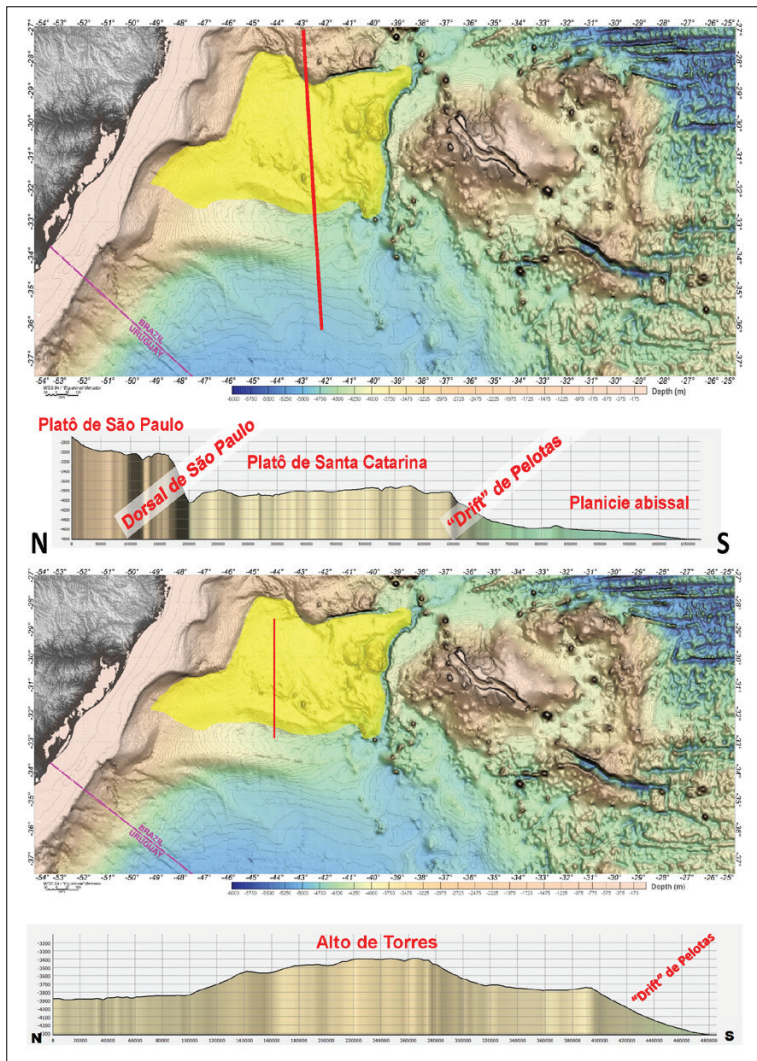


Figura 4.7- Perfis batimétricos N-S sobre o Platô de Santa Catarina. Nos mapas o polígono amarelo indica o Platô de Santa Catarina e a linha vermelha a posição dos perfis batimétricos.

O Cone do Rio Grande é um prolongamento natural da margem continental brasileira. Nesta região o talude continental apresenta estruturação complexa, associada a uma frente de deformação compressiva, que alterou um talude originalmente suave e contínuo, dividindo-o em superior e inferior (**Figura 4.8**). No talude inferior, em subsuperfície, observa-se uma sequência de camadas transparentes e semitransparentes relacionadas a depósitos gerados por processos gravitacionais, que se encontram acima de uma superfície de descolamento.

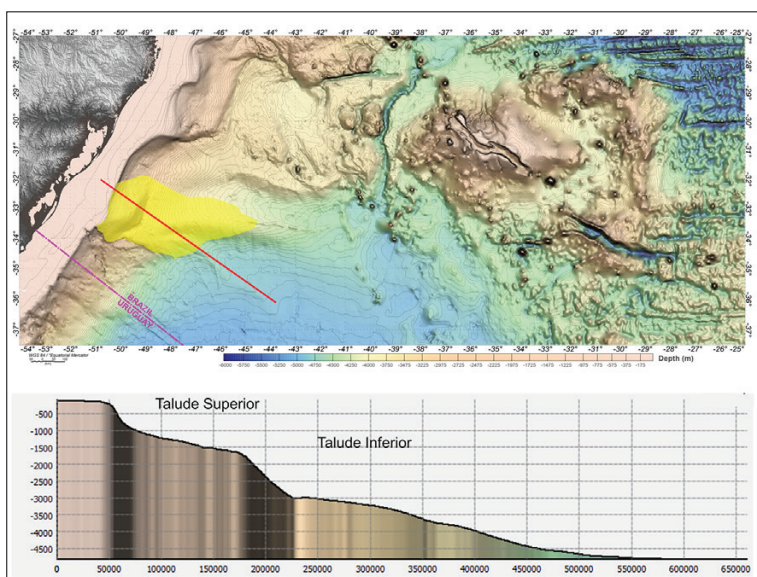


Figura 4.8 - Perfil batimétrico sobre o Cone do Rio Grande. No mapa o polígono amarelo indica o Cone do Rio Grande e a linha vermelha a posição do perfil batimétrico.

Próximo ao limite lateral marítimo com o Uruguai ocorre uma região distinta da Região sul onde foi desenvolvido o Deslizamento Chuí. Nesta região, processos gravitacionais, evidenciados por uma cicatriz de remoção e depósitos de transporte de massa são predominantes na modelagem do fundo submarino e na natureza da deposição sedimentar. As feições erosivas e de deposição, que se estendem gradiente abaixo, atestam o caráter de instabilidade gravitacional do deslizamento (**Figura 4.9**).

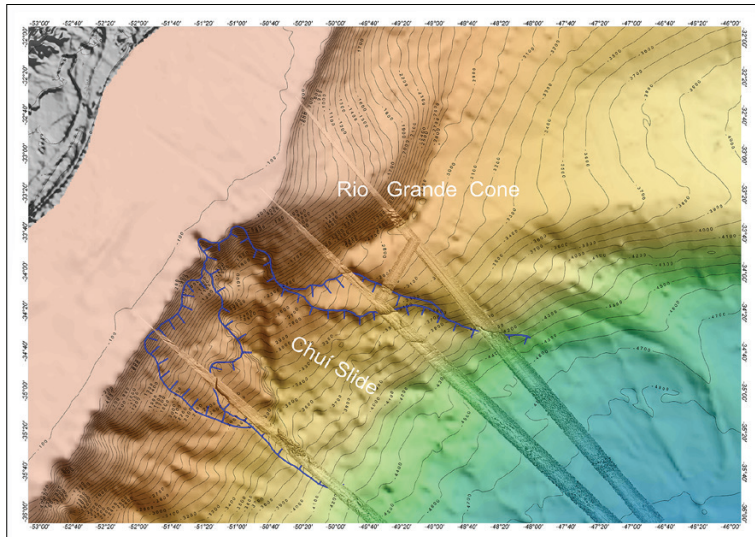


Figura 4.9 - Mapa fisiográfico sobre a região do Deslizamento Chuí. Superposto ao mapa são apresentados três perfis de varredura multifeixe. A linha azul indica o limite lateral e superior do deslizamento.

A base do talude continental na Região Sul compreende uma faixa com largura que varia entre 15km e 120km e profundidade entre 3.650m e 4.600m. A partir da definição da base do talude foi possível determinar matematicamente, nos perfis batimétricos, os pontos de pé do talude (variação máxima do gradiente batimétrico). A **figura 4.10** apresenta a base e os pontos de pés de talude na Região Sul.

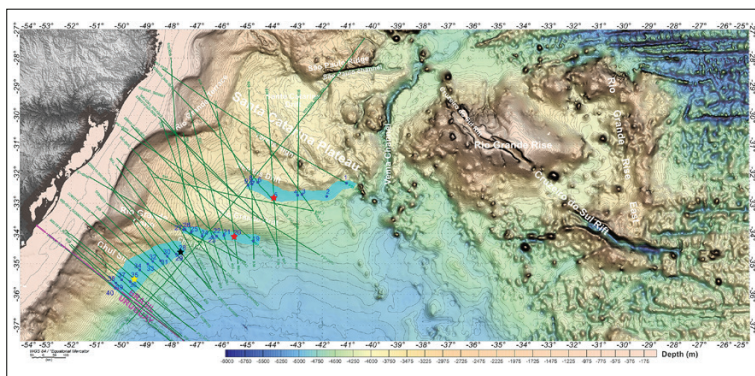


Figura 4.10 - Base do Talude (azul ciano) e pontos de Pé do Talude determinados na Região Sul. Os pontos identificados como estrelas contribuíram para a definição do Limite Exterior além das 200M. As linhas em verde são os perfis batimétricos utilizados.

Na região do Platô de Santa Catarina a base do talude foi identificada morfologicamente na sua escarpa externa sul, que está suavizada pela sedimentação do *Drift* de Pelotas. A base não foi identificada no limite leste do platô uma vez que esta região está descrita na Submissão Parcial Revista das margens Oriental/Meridional.

Na região do Cone do Rio Grande, considerando a evolução geológica e a história sedimentar dessa porção da margem, a base do talude foi identificada morfologicamente no limite inferior do cone.

Na região do Deslizamento Chuí a base do talude foi identificada na região distal do deslizamento, entre 3.800m e 4.600m, onde os depósitos de transporte de massa ainda são preservados.

Na Região Sul foram utilizados os dois critérios afirmativos do artigo 76 para definir o limite da margem continental, o critério da espessura das rochas sedimentares e da distância de 60M ao pé do talude continental. Já o único critério restritivo aplicado foi o de 350M das linhas de base (**Figura 4.11**).

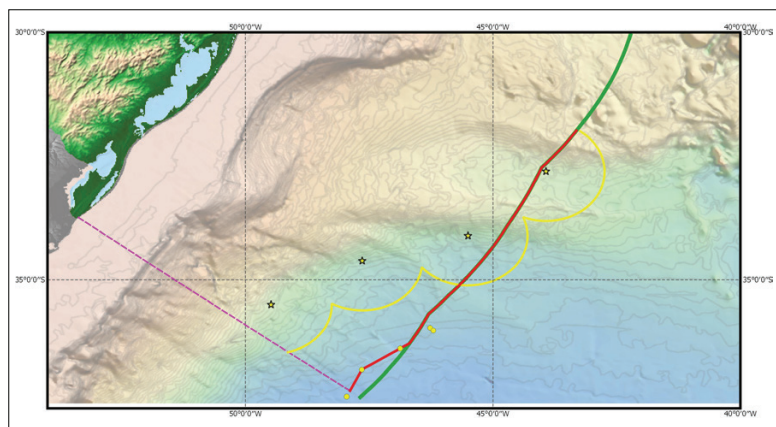


Figura 4.11 – Representação gráfica dos critérios afirmativos e restritivos na Região Sul. A linha vermelha representa o limite exterior. A linha amarela é a linha de 60M do pé do talude; os pontos amarelos são os pontos de 1% de sedimentos em relação à distância ao pé do talude. O critério restritivo é a linha em verde, que representa as 350M. Em quase toda extensão da Região Sul a margem continental, como definida pelos critérios afirmativos, ultrapassa as 350M, com exceção da região próxima ao limite marítimo com o Uruguai.

A CLPC concluiu a análise da Região Sul em 08 de março de 2019, concordando com os argumentos e a metodologia utilizada pelo Brasil para a definição do limite exterior da plataforma continental além das 200M náuticas. Assim sendo o Limite Exterior nesta região foi definido por uma linha formada por 312 pontos fixos e resulta em uma área de cerca de 169.163km² além das 200M como apresentado na **Figura 4.12**¹⁰.

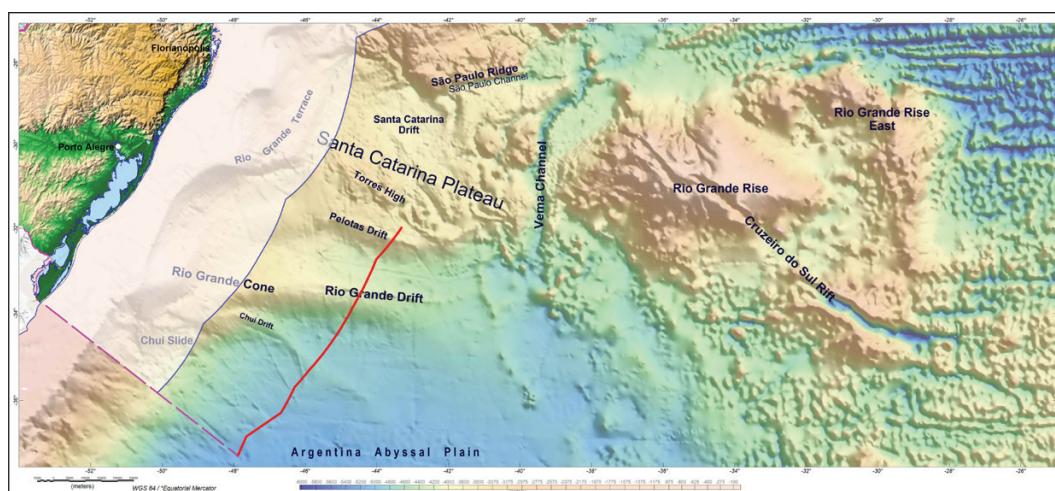


Figura 4.12 – Limite exterior da plataforma continental além das 200M na Região Sul em vermelho, como recomendada pela CLPC em 08 de março de 2019.

¹⁰As recomendações da CLPC para a Região Sul estão disponíveis em https://www.un.org/Depts/los/clcs_new/submissions_files/submission_bra_rev.htm.

A Submissão Brasileira Parcial Revisada da Margem Equatorial foi apresentada à CLPC em 08 de março de 2018. Um ano depois, em fevereiro de 2019, após a conclusão da Região Sul, a Subcomissão de 6 peritos que analisa as propostas brasileiras iniciou a avaliação desta região.

O fundo oceânico na Margem Continental Equatorial reflete sua complexa história tectônica e é caracterizado pela presença de leques, cadeias, zonas de fratura, platôs, esporões e terraços.

Nesta região localizam-se proeminentes feições morfológicas, classificadas como componentes ou prolongamentos naturais da margem continental do Brasil, a saber: o Leque Submarino do Amazonas (ou Cone do Amazonas); as cadeias Norte Brasileira e Fernando de Noronha; os platôs Norte Brasileiro, Paracuru, Rio Grande do Norte, Ceará e João Pessoa; os terraços do Ceará e de Natal; além de diversos cânions, guiyots e montes submarinos (**Figura 4.13**).

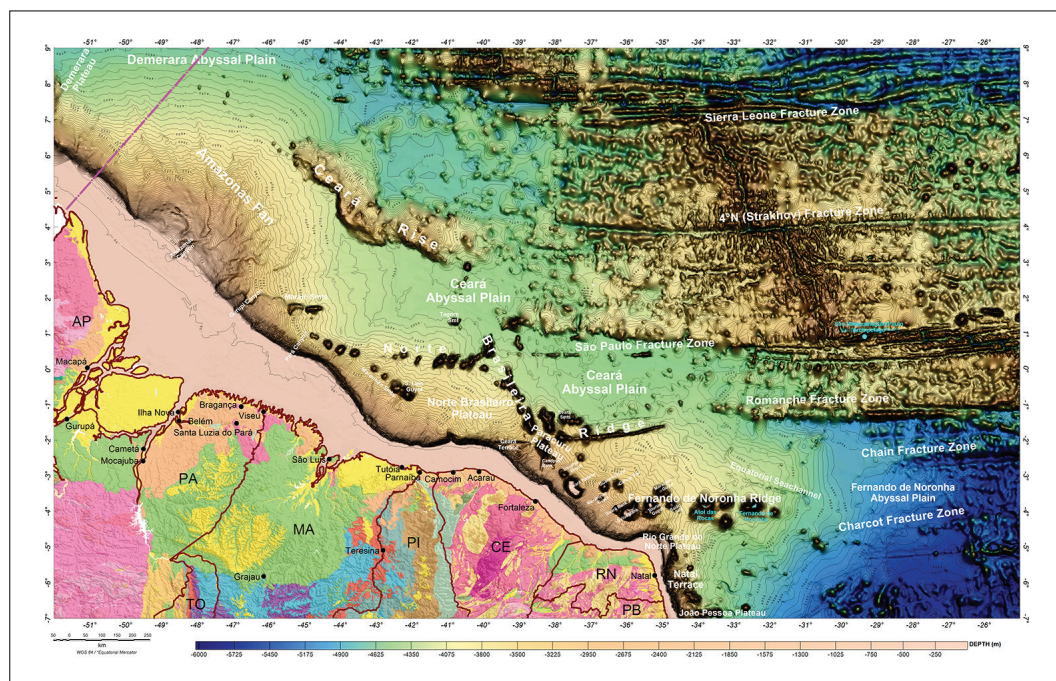


Figura 4.13 - Importantes feições morfológicas, que são classificadas como componentes ou prolongamentos naturais da Margem Equatorial. No continente o mapa geológico (CPRM 2004).

A fisiografia da Margem Continental Equatorial brasileira reflete sua origem transformante, relacionada ao processo de rifteamento, com profunda influência das zonas de fratura na sua compartimentação. Disso resulta que segmentos do *rift* com orientação geral NW-SE se alternem com segmentos W-E, que é a direção geral das principais zonas de fratura (**Figura 4.13**). A conjugação destas duas direções estruturais origina feições com formatos rômnicos, como o Platô Norte Brasileiro, e sigmoidais, como a Elevação do Ceará.

A morfologia do talude continental na Margem Equatorial é influenciada por megadeslizamentos sedimentares, e pela ocorrência de cadeias, terraços, platôs e "guiyots",

que atuam como barreiras naturais à sedimentação. Também é fortemente influenciada pelo Leque (Cone) do Amazonas, cuja inclinação é gradativamente suavizada pelas espessas sequências de sedimentos que se estendem até as Planícies Abissais de Demerara, a Noroeste, e do Ceará, a Leste.

O Limite Exterior nesta região foi definido por uma linha formada por 295 pontos fixos e resulta em uma área de cerca de 383.218km² além das 200M como apresentado na **Figura 4.14**. Chama-se atenção que o limite exterior apresentado neste livro ainda pode ser alterado em função das recomendações que serão produzidas pela CLPC ¹¹.

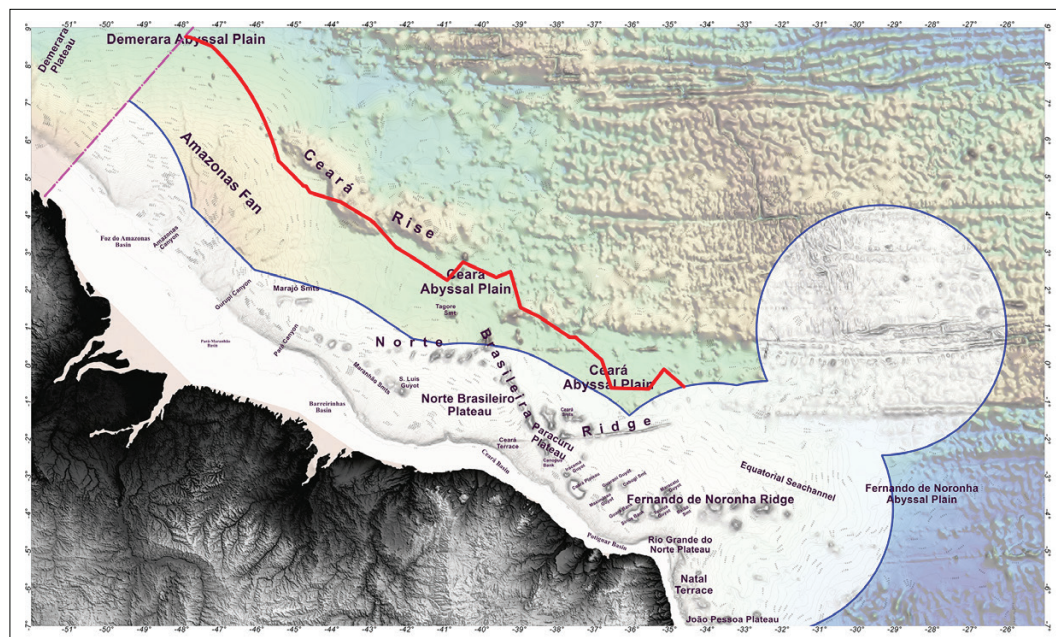


Figura 4.14 – Limite exterior da plataforma continental além das 200M na Margem Equatorial em vermelho. Em azul as 200M. Chama-se atenção que o limite exterior apresentado nesta figura ainda pode ser alterado em função das recomendações que serão produzidas pela CLPC para essa região.

A Submissão Brasileira Parcial Revisada das margens Oriental/Meridional ainda não foi apresentada à CLPC e será analisada pela Subcomissão da CLPC logo após a conclusão da Margem Equatorial.

Esta região engloba importantes feições morfológicas classificadas como componentes ou prolongamentos naturais da margem continental do Brasil, especificamente: o Platô da Bahia, o Banco Royal Charlotte, a Plataforma de Abrolhos, a Cadeia de Abrolhos, a Cadeia Vitória-Trindade, o Platô de São Paulo, a Dorsal de São Paulo, o Platô de Santa Catarina e a Elevação do Rio Grande (**Figura 4.15**).

O Platô da Bahia, desenvolvido entre o Banco Royal Charlotte e a Plataforma de Abrolhos, apresenta profundidades entre 1.600m e 2.900m, num patamar formado

¹¹ O Sumário Executivo da Submissão Parcial Revisada da Margem Equatorial pode ser acessado em https://www.un.org/Depts/los/clcs_new/submissions_files/submission_bra_rev2.htm.

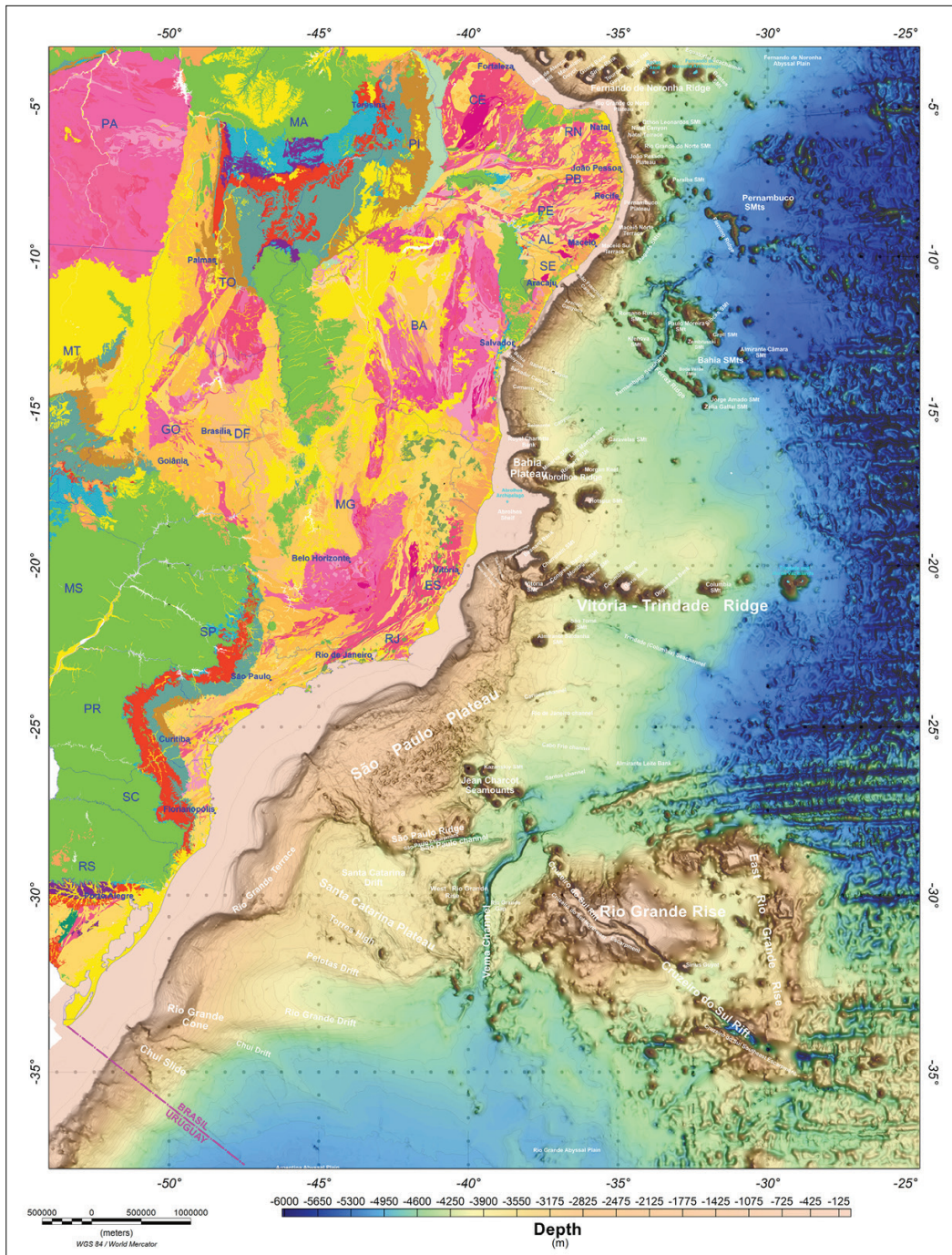


Figura 4.15 - Importantes feições morfológicas, que são classificadas como componentes ou prolongamentos naturais das margens Oriental/Meridional.

por sedimentos terrígenos providos da plataforma continental e barrados pelos montes submarinos Minerva, Rodger e Morgan que compõem a Cadeia de Abrolhos.

A Cadeia Vitória-Trindade é um importante lineamento W-E que se estende da Plataforma de Abrolhos, por meio do Banco Besnard, até as ilhas Trindade e Martin Vaz, que compõem sua parte emersa. A cadeia é uma feição ígnea, geológica e geomorfologicamente contínua, com afinidade genética e composicional desde o continente até as ilhas Trindade e Martin Vaz.

Ao sul da Cadeia Vitória-Trindade o talude continental apresenta um amplo degrau que constitui o Platô de São Paulo. Este patamar apresenta comprimento de aproxi-

madamente 1.000km e largura que varia de cerca de 300km em sua porção norte, até o máximo de 800km no sul do platô, junto à Dorsal de São Paulo.

Além deste degrau, outros são desenvolvidos a leste e sudeste do platô, até 4.500m de profundidade, formados pela interação entre os processos deposicionais turbidíticos e os processos associados às correntes de contorno.

A Elevação do Rio Grande, localizada entre os paralelos 28°S e 35°S e os meridianos 29°W e 41°W, está a sudeste do Platô de São Paulo e a leste do Platô de Santa Catarina. Trata-se de uma feição estrutural positiva no Atlântico Sul que divide as Bacias Oceânicas da Argentina e do Brasil. Possui aproximadamente 4.000m de desnível com relação ao fundo oceânico que a rodeia e é caracterizada por diversos planaltos e montes submarinos com profundidade mínima de 539m.

A Elevação do Rio Grande está em continuidade com o continente sul-americano por meio do Platô de Santa Catarina e do Canal Vema, o último constitui uma sela morfológica elevada a pelo menos 500m do piso circundante da Bacia Argentina, ao sul, e da Bacia do Brasil, ao norte, que apresenta profundidades superiores a 5.000 m.

O Canal Vema é a conexão morfológica entre o Platô de Santa Catarina e a Elevação do Rio Grande e é parte integrante da sela morfológica descrita no parágrafo anterior. O canal tem uma característica erosiva, com extensão de mais de 800km de comprimento e menos de 20km de largura em sua porção mais estreita, e apresenta profundidades entre 4.000m e 4.800m.

Novos dados de sísmica multicanal ultra-profunda, gravimetria e coleta de rochas permitiram inferir origem continental para a Elevação do Rio Grande, associando-a a um microcontinente ou a fragmentos continentais da época de Gondwana. As atividades de dragagem realizadas na elevação identificaram a presença de rochas ígneas e metamórficas, como granulita, ortognaisse, leucogranita e monzogranita, com idades compatíveis com as rochas continentais presentes nos continentes sul-americano e africano (*Santos, R. V. et al., 2019*).

O Limite Exterior nesta região foi definido por uma linha formada por 970 pontos fixos e resulta em uma área de cerca de 1.542.274km² além das 200M como apresentado na **Figura 4.16**. Chama-se atenção que o limite exterior apresentado neste livro ainda pode ser alterado em função das recomendações que serão produzidas pela CLPC¹².

¹² O Sumário Executivo da Submissão Brasileira Parcial Revisada das margens Oriental/Meridional pode ser acessado em https://www.un.org/Depts/los/clcs_new/submissions_files/submission_bra_rev3.htm.

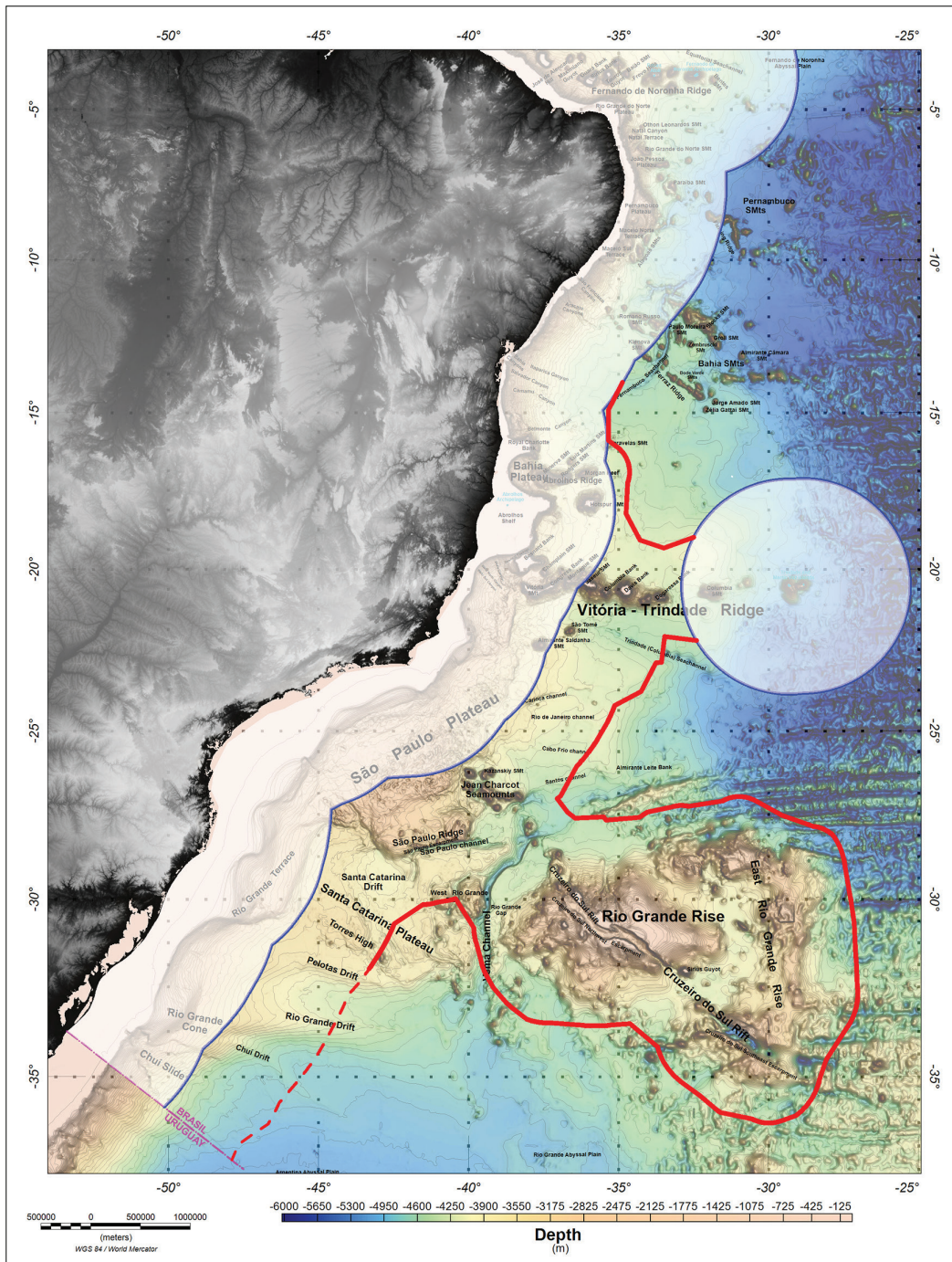


Figura 4.16 – Limite exterior da plataforma continental além das 200M das margens Oriental/Meridional representado pela linha contínua em vermelho. Em azul as 200M. Chama-se atenção que o limite exterior apresentado nesta figura ainda pode ser alterado em função das recomendações que serão produzidas pela CLPC para essa região.

5. CONCLUSÃO

Como observado pelo Comandante Alexandre Tagore Medeiros de Albuquerque, destacada referência na criação e no desenvolvimento do LEPLAC, e Presidente da Comissão de Limites da Plataforma Continental no período de 2007 a 2012, “A partir de 1700, por meio das Entradas e Bandeiras, foi iniciado no Brasil um processo de alargamento de suas fronteiras terrestres, com o propósito, entre outros, de mapear o território e minerar pedras preciosas. Depois de cerca de 280 anos, um outro processo aconteceu, desta feita com a finalidade de alargar as fronteiras marítimas do Brasil, em direção ao leste, fruto do trabalho inteligente, pertinaz e patriótico de um punhado de

especialistas da Marinha do Brasil, da Petrobras e da Comunidade Científica, cognominados, reconhecidamente, de Bandeirantes das Longitudes Salgadas.”

De modo semelhante, o Embaixador Luiz Alberto Figueiredo Machado também destaca que “Ao completar quinhentos anos de descobrimento, com suas fronteiras terrestres devidamente fixadas e reconhecidas, resta ainda ao Brasil a tarefa de determinar seu último limite jurídico – a plataforma continental – para concluir a obra do traçado definitivo da base física da Nação.” (*Machado et al.*, 2015)

Sem dúvida, a definição do limite exterior da plataforma continental é um legado de fundamental importância para o futuro das próximas gerações de brasileiros, que verão aumentadas as possibilidades de descoberta de novos campos petrolíferos, de exploração de recursos minerais em grandes profundidades, e de explorar recursos da biodiversidade marinha, que a ciência atual reconhece como um dos campos mais promissores do desenvolvimento da biogenética.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CPRM 2004. Serviço Geológico do Brasil. Carta Geológica do Brasil ao milionésimo. GIS do Brasil, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. Brasília.

JECK, I.K.; Alberoni, A.A.L.; Torres, L.C.; Zalán P.V. 2019. The Santa Catarina Plateau and the Nature of its Basement. *Geo-Marine Letters*. DOI 10.1007/s00367-019-00585-z

MACHADO, L. A. F. A plataforma continental brasileira e o direito do mar: considerações para uma ação política – Brasília : FUNAG, 2015 (Coleção CAE) ISBN 978-85-7631-555-1, 174 p.

ORGANIZAÇÃO DAS NAÇÕES UNIDAS. Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM). Versão em língua portuguesa. 1985. 313 p.

SANTOS R.V.; Ganade C.E.; Lacasse C.M.; Costa I.S.L.; Pessanha I.; Frazão E.; P.; Dantas E.L.; Cavalcante J.A. 2019. Dating Gondwanan continental crust at the Rio Grande Rise, South Atlantic. *Terra Nova*. 2019;00:1-6. <https://doi.org/10.1111/ter.12405>

TALOS Manual (Technical Aspects of the Law of the Sea). Special Publication No. 51 Edition 5.0.0 – June 2014. Published by the International Hydrographic Bureau. MONACO. 2014

VIDIGAL, A. A. F. Amazônia Azul: o Mar que nos Pertence. Rio de Janeiro: Record, 2006