



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).

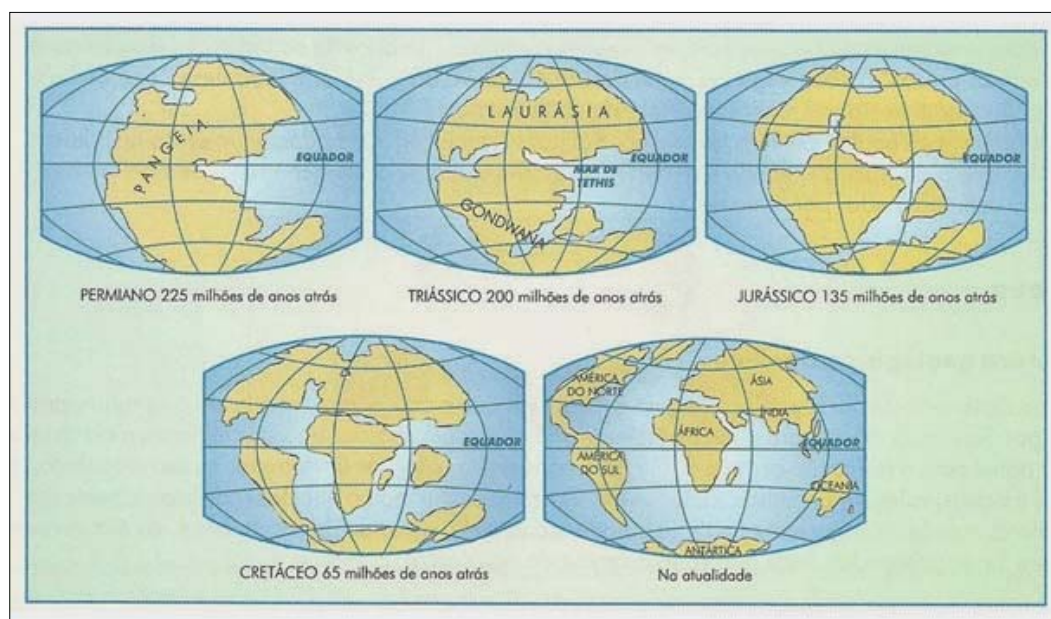


Figura 2.1. - Evolução da fragmentação do Pangeia até os dias atuais (<https://www.resumo-escolar.com.br/historia/pangeia/>)

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**).

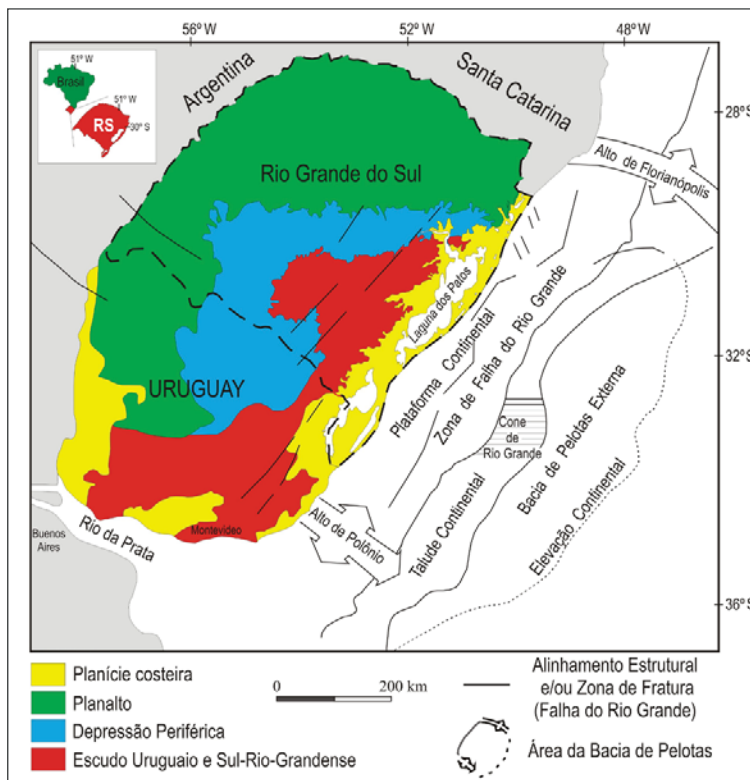


Figura 2.1.1. - Fisiografia e principais estruturas geológicas do embasamento e da Bacia de Pelotas (modificado de *Carraro et al. 1974* e *Corrêa, 1987a*).

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).

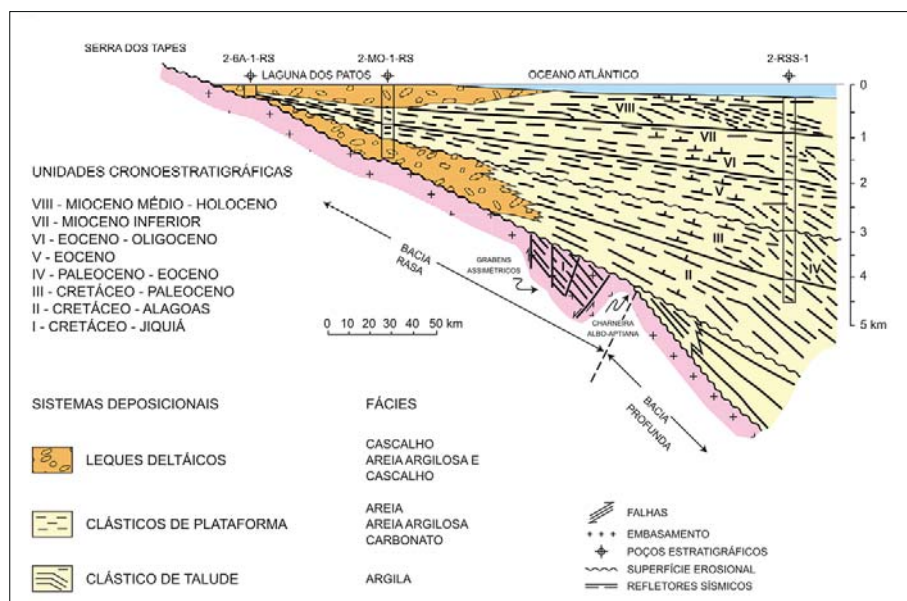


Figura 2.2.1. - Seção geológica esquemática da Bacia de Pelotas (modificado de Ojeda & Silva, 1975 e Corrêa, 1987b).

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 $\pm 300\text{m}$ 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 soerguidas 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).

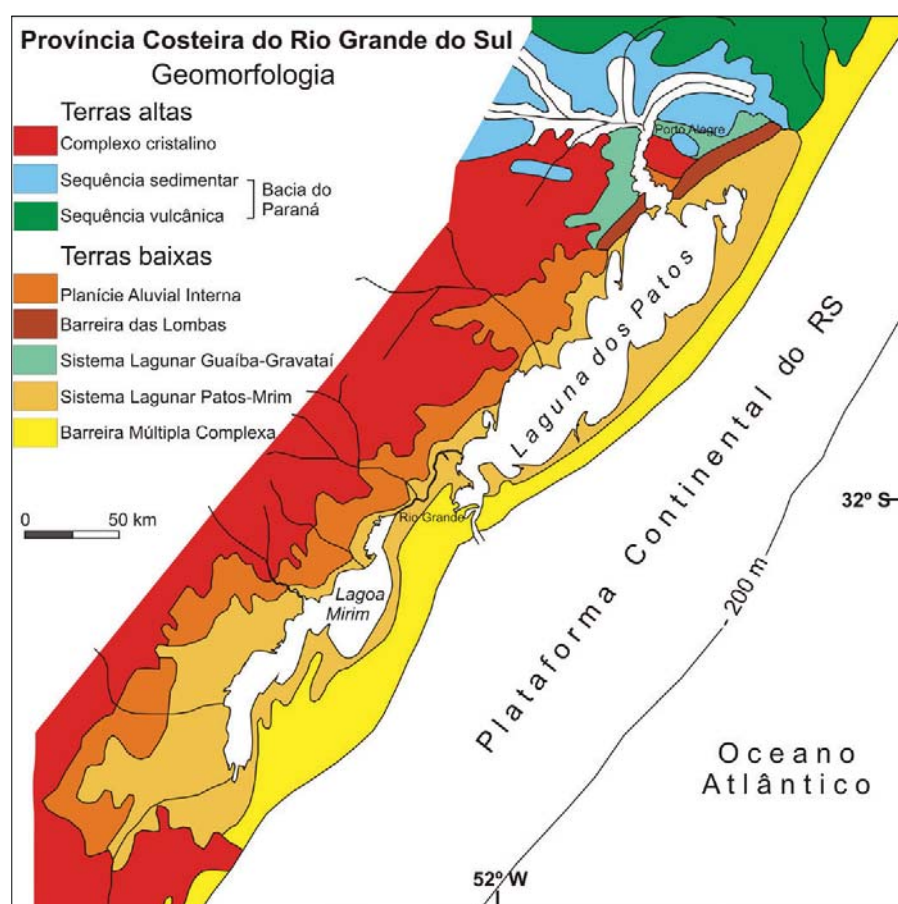


Figura 2.3.1. - Compartimentação geomorfológica da Província Costeira do Rio Grande do Sul (modificado de Villwock, 1984).

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**).

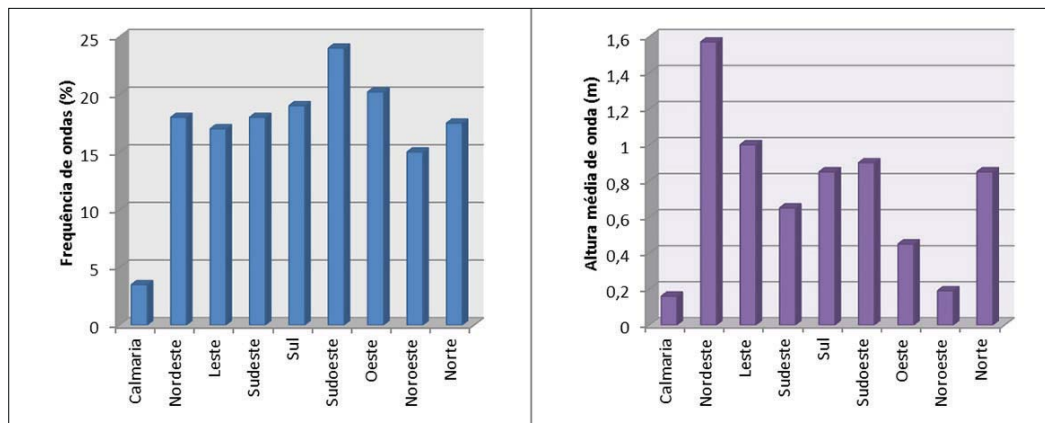


Figura 3.1.2. - Altura de onda média e frequência de ocorrência para os diversos quadrantes da direção de incidência de ondas, segundo os dados de observações entre 1946 e 1979. (Coli, 1994).

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).

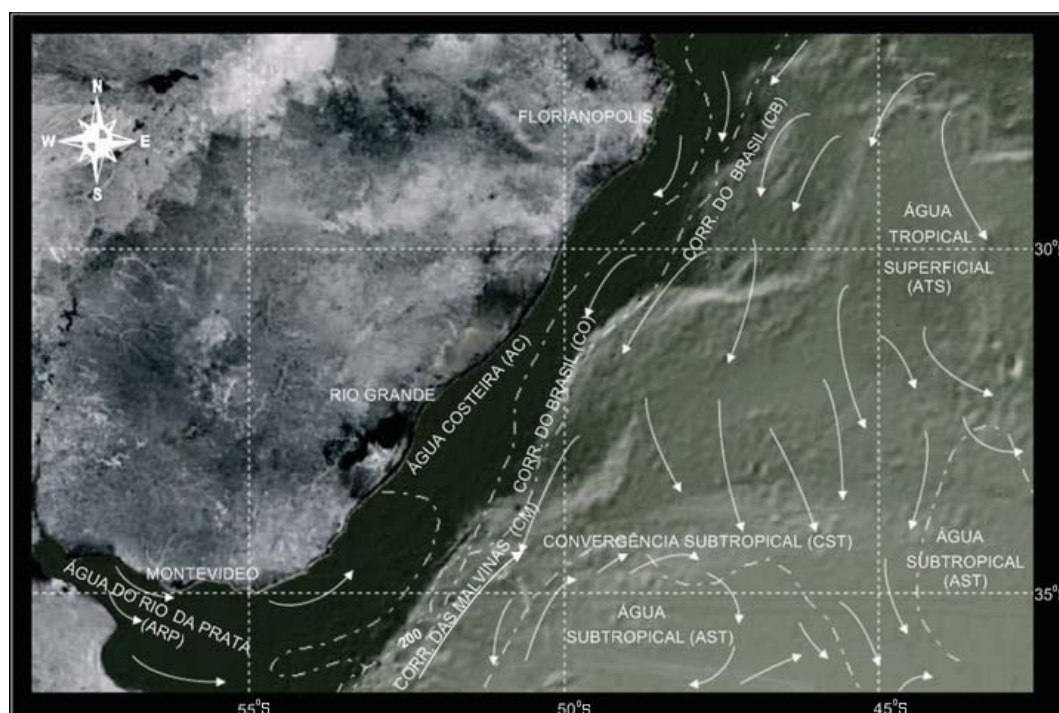


Figura 3.2.1 - Direção das correntes na Margem Continental do Rio Grande do Sul

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 platinais 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-

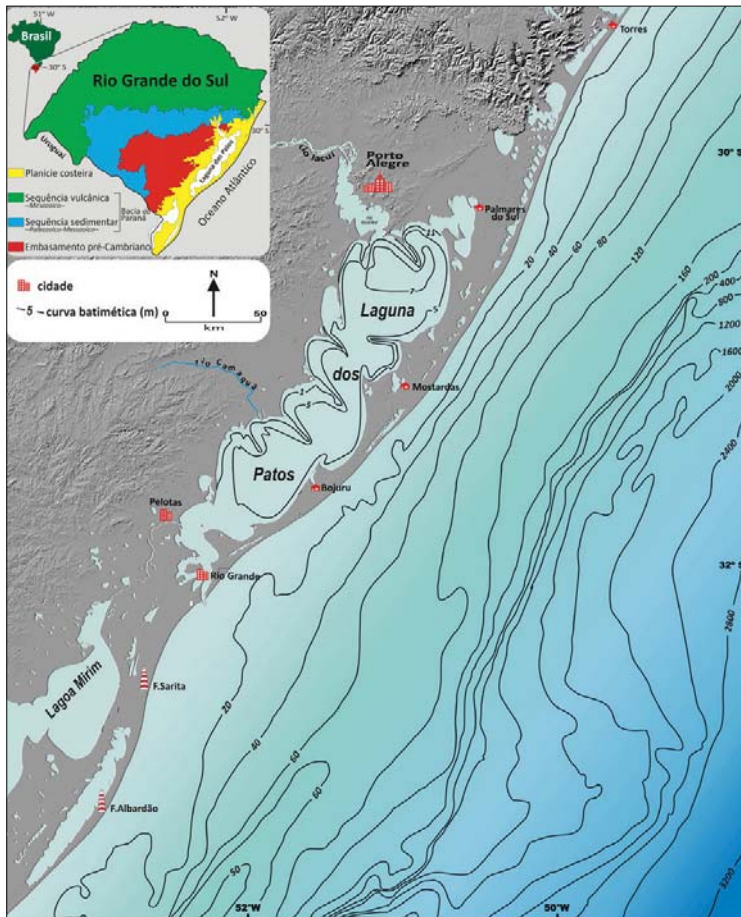


Figura 5.1 - Mapa Batimétrico da Plataforma Continental do RGS. (modificado de Corrêa, 1996).

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.

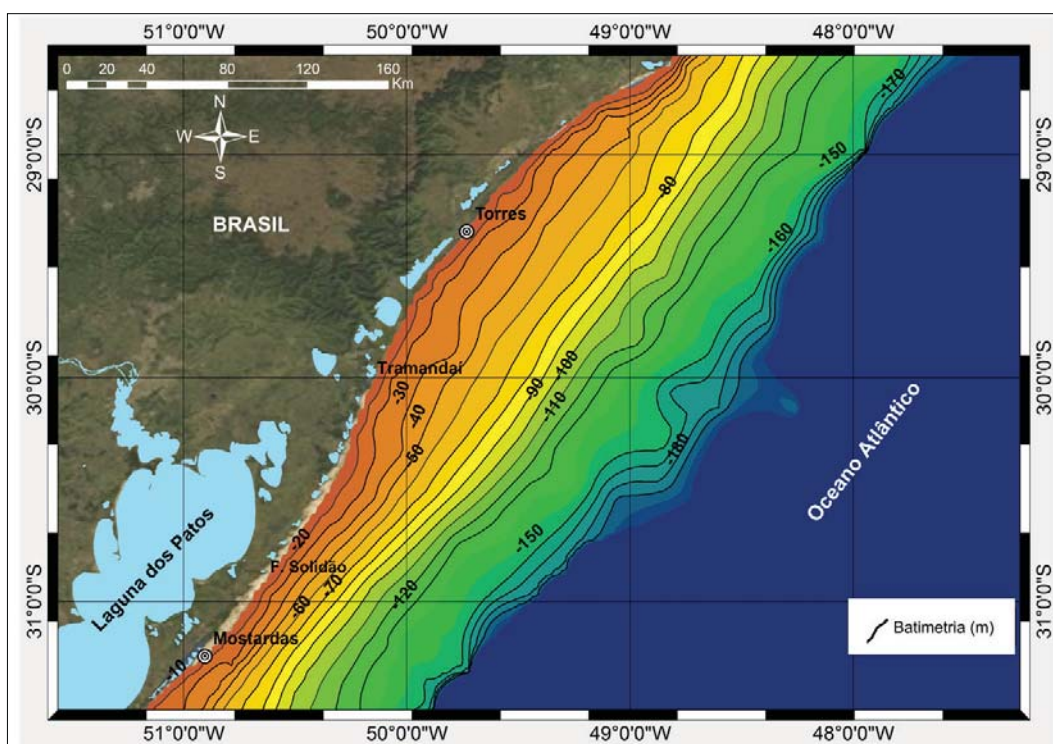


Figura 5.1.1 - Batimetria do compartimento norte da plataforma continental do Rio Grande do Sul. Notar os contornos paralelos das isóbatas, indicando grande homogeneidade da plataforma. (modificado de Pimenta, 1999).

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

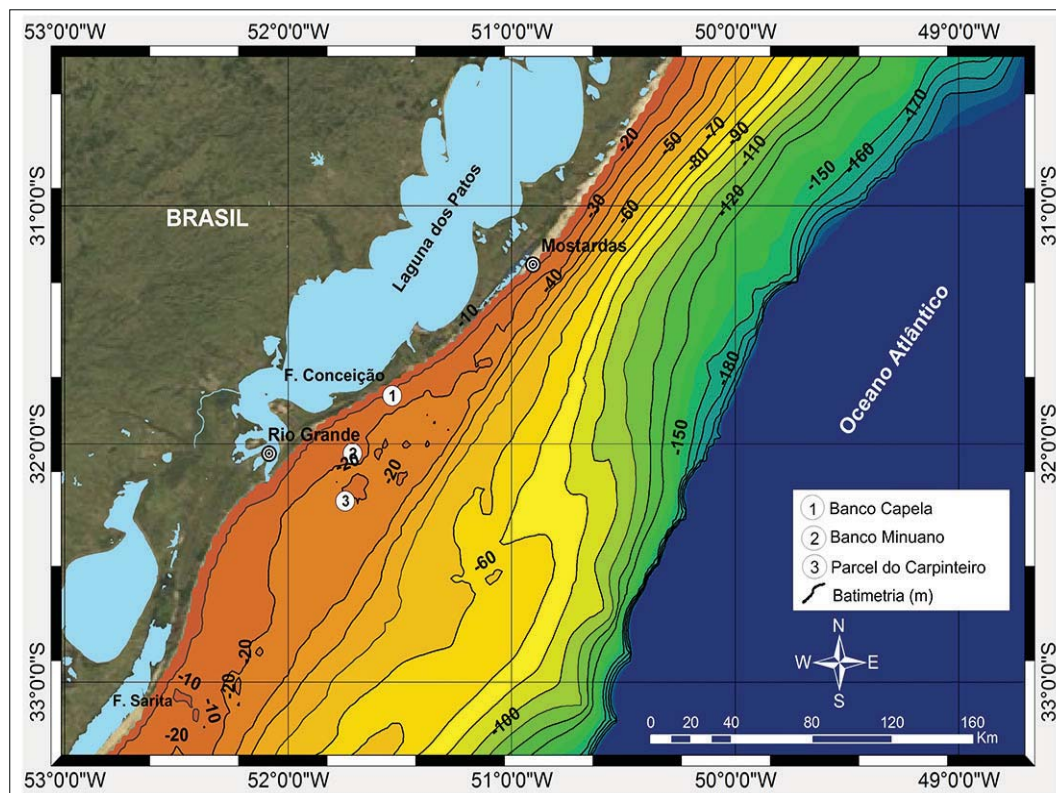


Figura 5.2.1 - Batimetria do compartimento central da plataforma continental do Rio Grande do Sul. (modificado de *Pimenta, 1999*).

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.

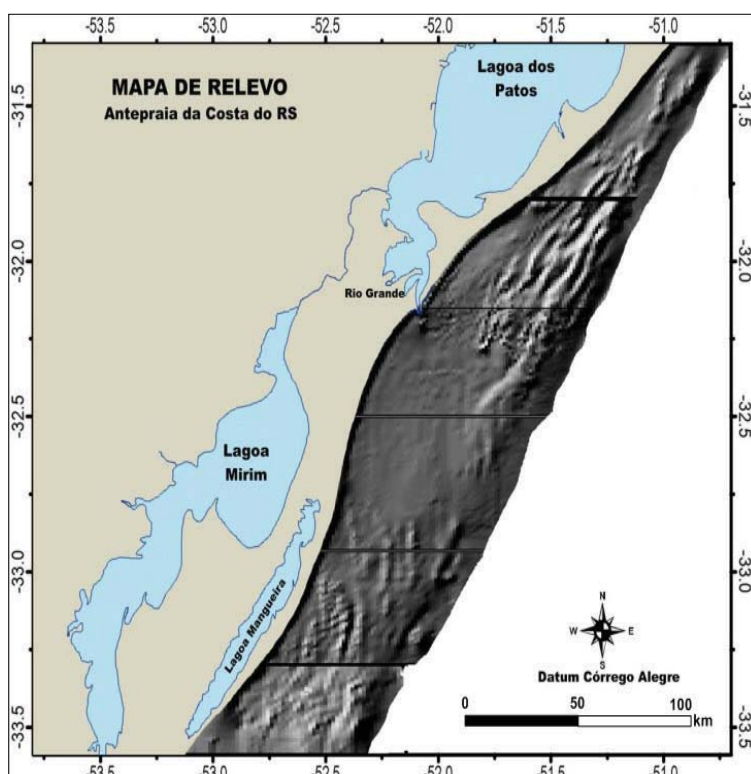


Figura 5.2.2 - Mapa de relevo de parte da antepraia e plataforma continental interna do Rio Grande do Sul. (modificado de *Fachin*, 1998).

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.

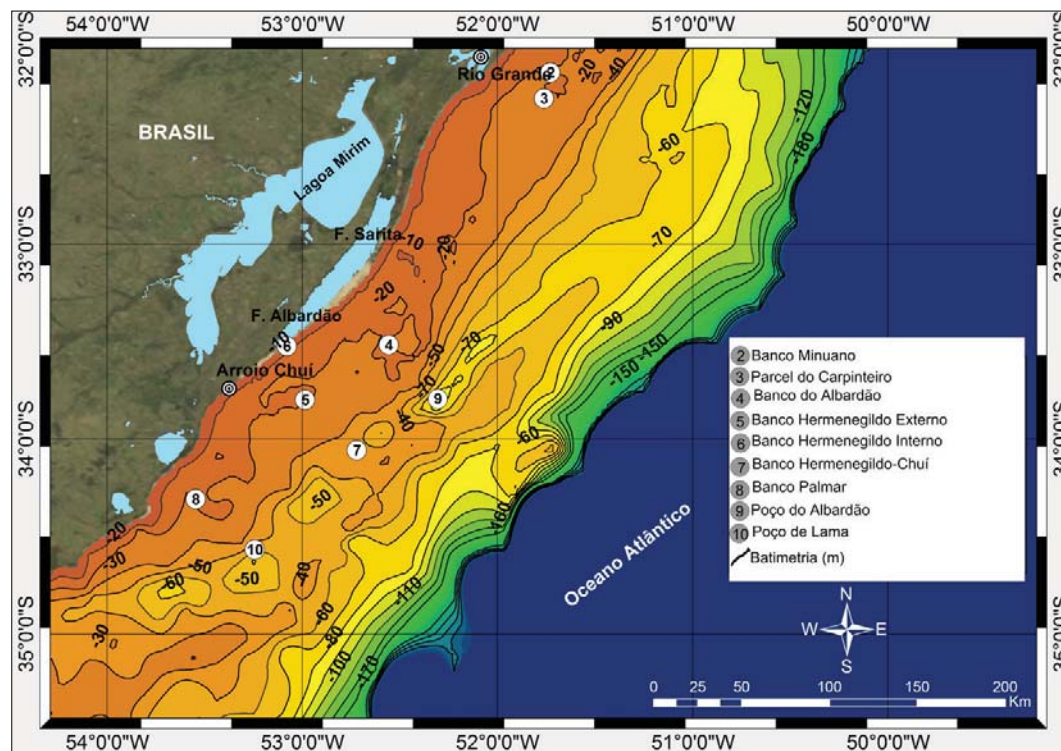


Figura 5.3.1 - Batimetria do compartimento sul da plataforma continental do Rio Grande do Sul. (modificado de *Pimenta*, 1999).

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 descon-tinuidade na região sul da plataforma continental do Rio Grande do Sul.

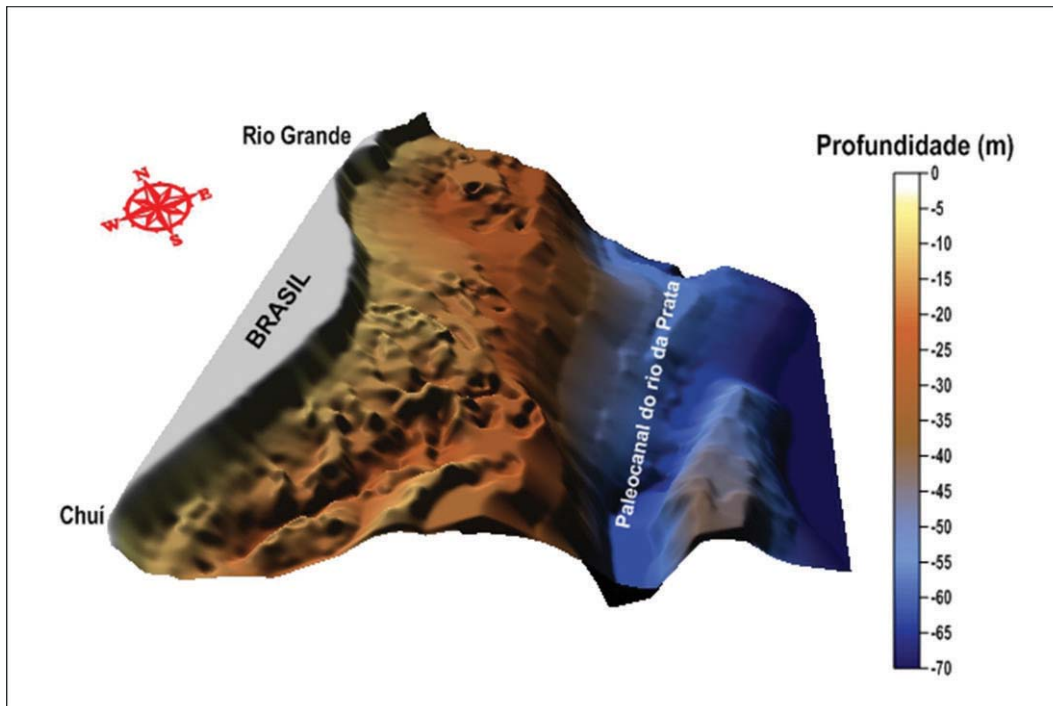


Figura 5.3.2 - Superfície 3D, representando a batimetria de parte do paleocanal do rio da Prata. (MDT: José C. R. Nunes).

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 morfoscópicas 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**).

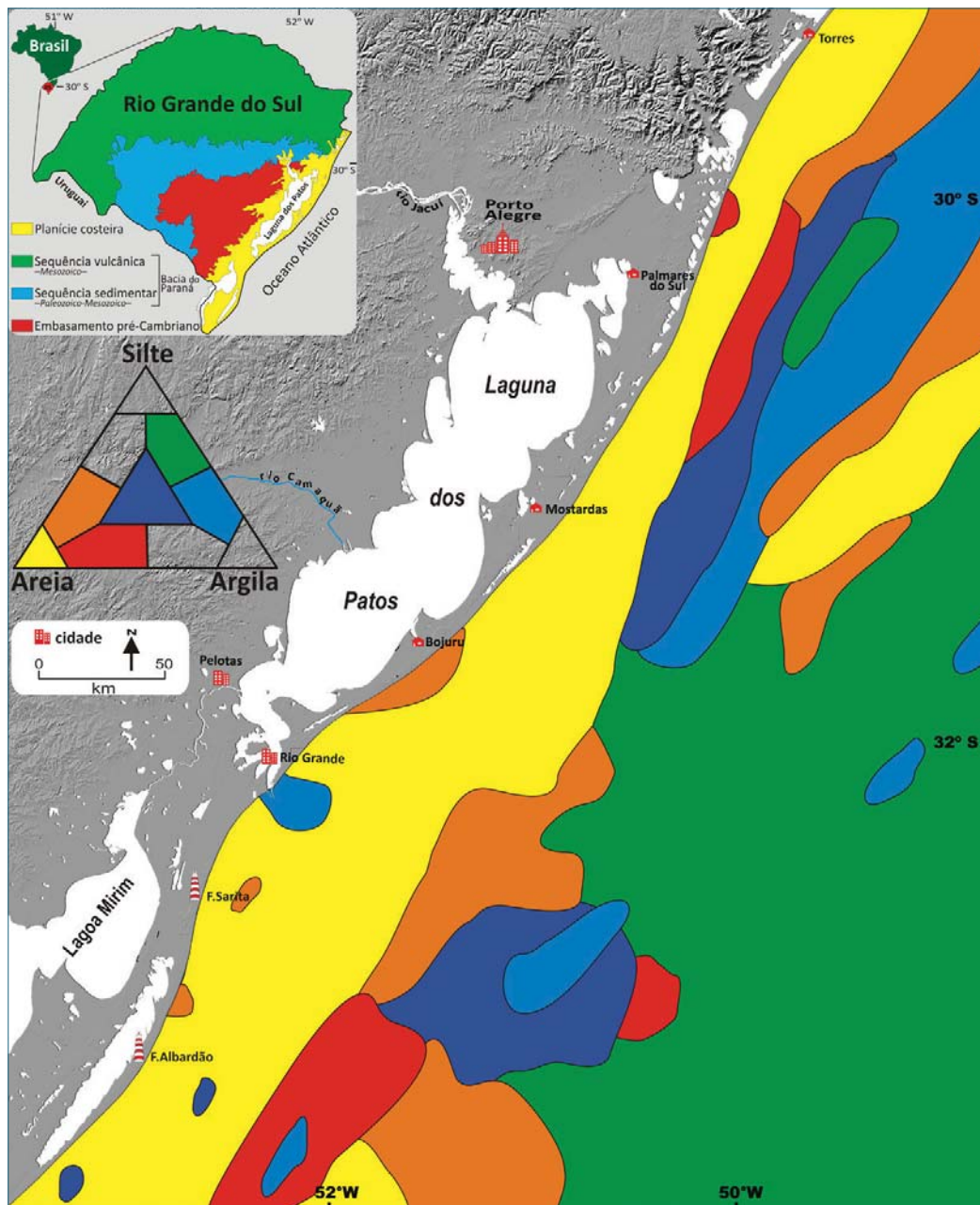


Figura. 6.1 - Mapa Textural dos sedimentos superficiais da plataforma continental do Rio Grande do Sul. (modificado de Corrêa,1990)

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-Siltica

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-silticos 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 Siltico-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-Siltica

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-Siltico-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 flocculação 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 laguna, 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 laguna 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 síltico-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**).

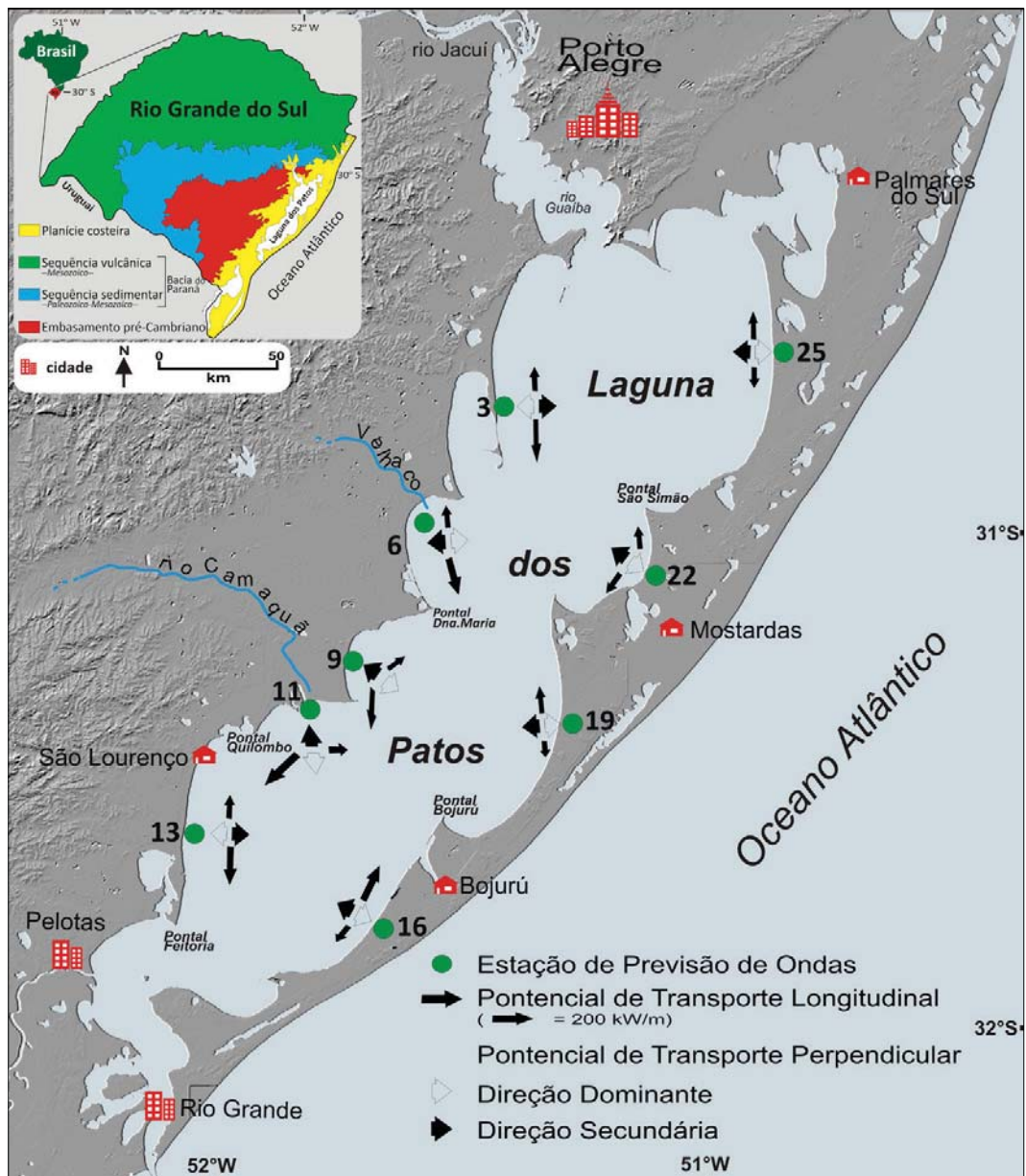


Figura 7.1.2.1. - Distribuição do fluxo de energia das ondas e previsão do transporte de sedimentos paralelo e perpendicular à praia lagunar. (modificado de Toldo Jr, 1994).

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-

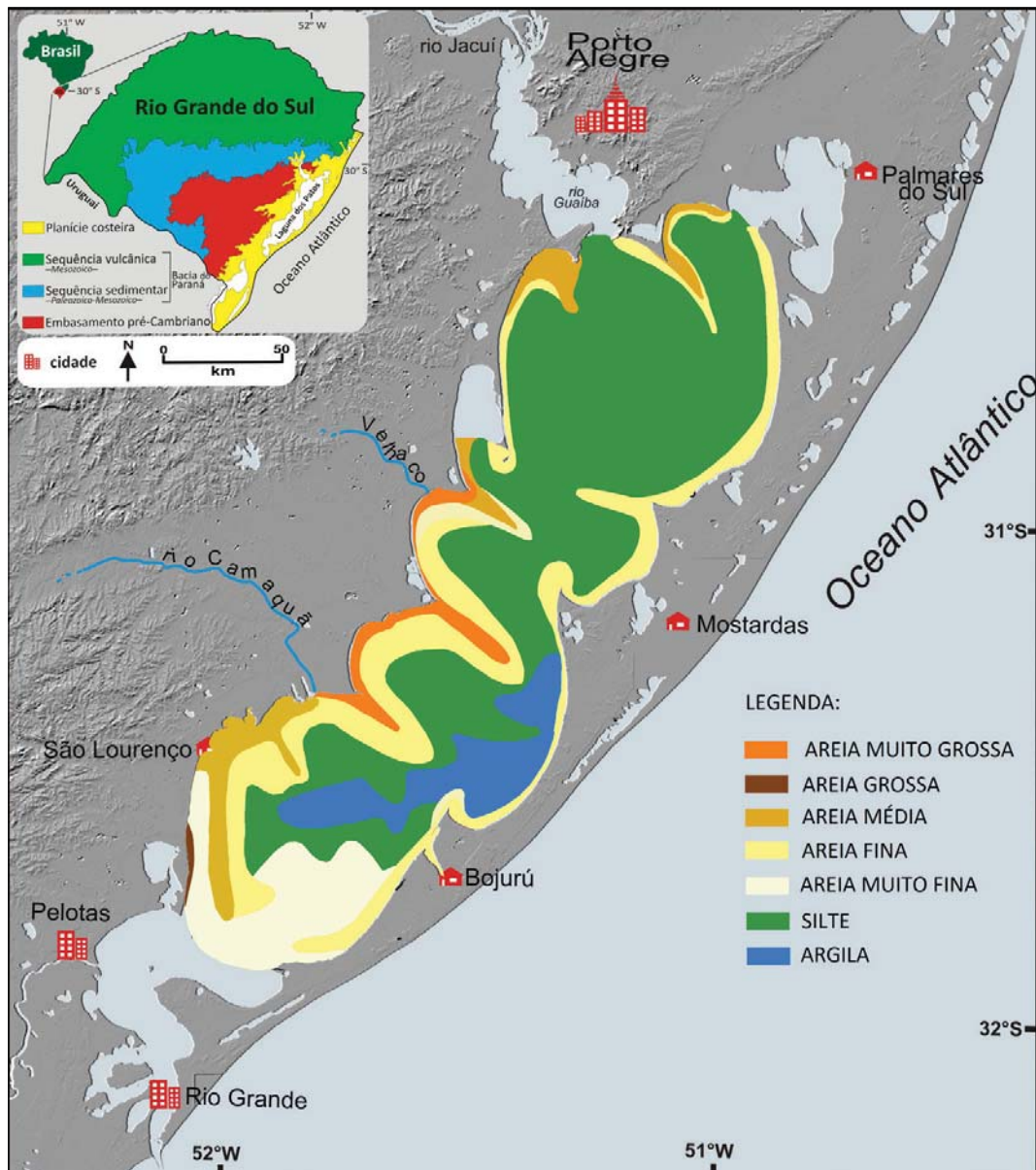


Figura 7.1.3.1 - Mapa de distribuição granulométrica da laguna dos Patos. (modificado de Toldo Jr. 1994)

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 edimentação

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 lamelas 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**).

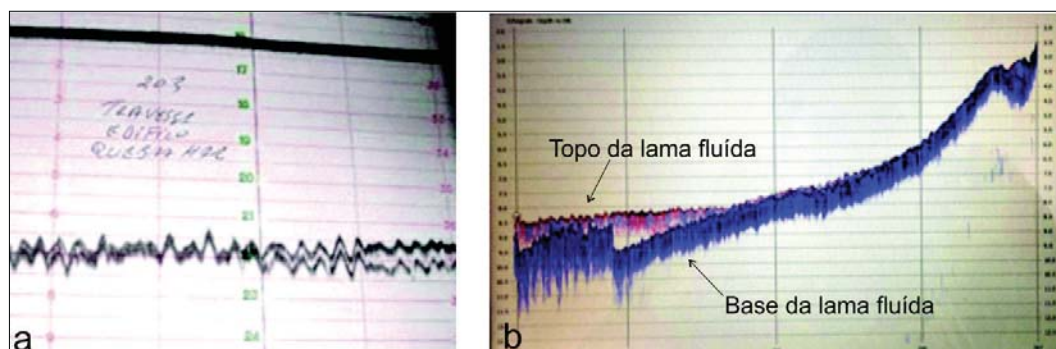


Figura 7.1.4.3.1. Lama fluída detectada na antepraia do Cassino. a) na forma de eco duplo no ecobatímetro de 200 kHz; b) registro ecobatimétrico de dupla frequência: a linha superior representa o topo da lama fluída (LF) (200 kHz) e a inferior, a sua base sobre depósitos mais adensados (33 kHz).

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 (*Dillenburg & Toldo Jr., 1990; Toldo Jr. & Dillenburg 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

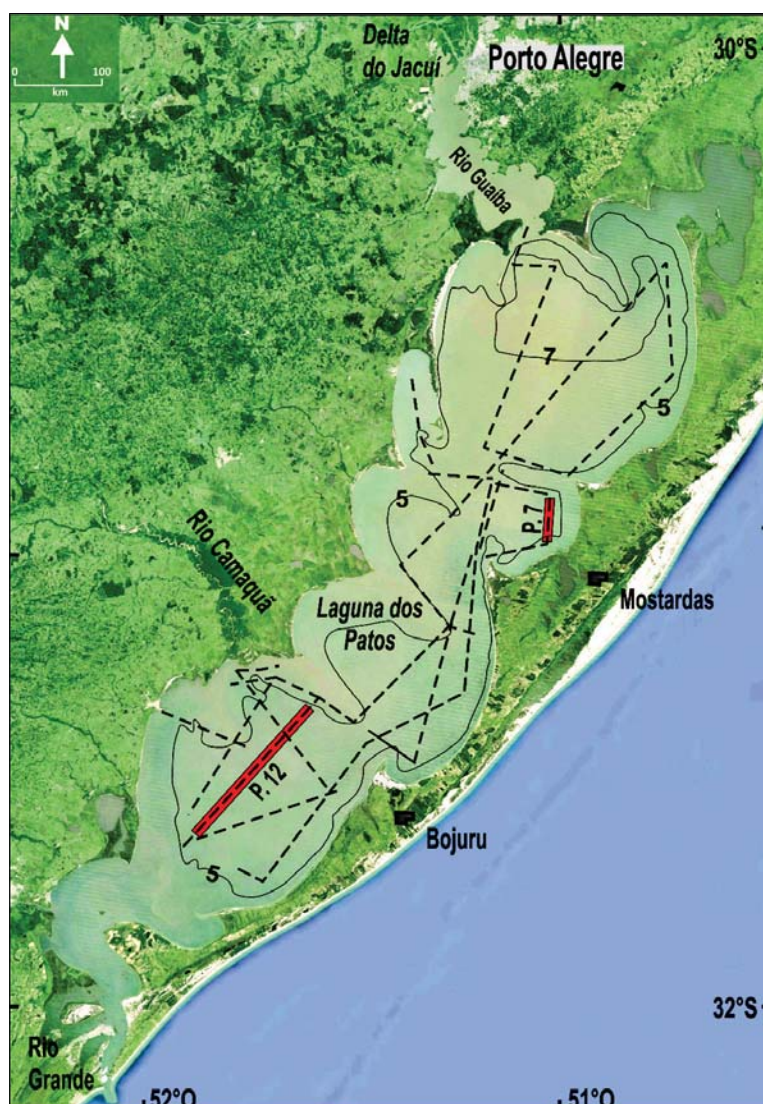


Figura 7.1.6.1. - Perfis sísmicos de 3,5 e 7 kHz levantados no interior da laguna dos Patos para caracterização dos elementos sísmicos de fundo e subfundo do corpo lagunar. (modificado de Weschenfelder et al. 2010a). O destaque nas linhas sísmicas se referem às figuras 7.1.6.2 e 7.1.6.3.

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).

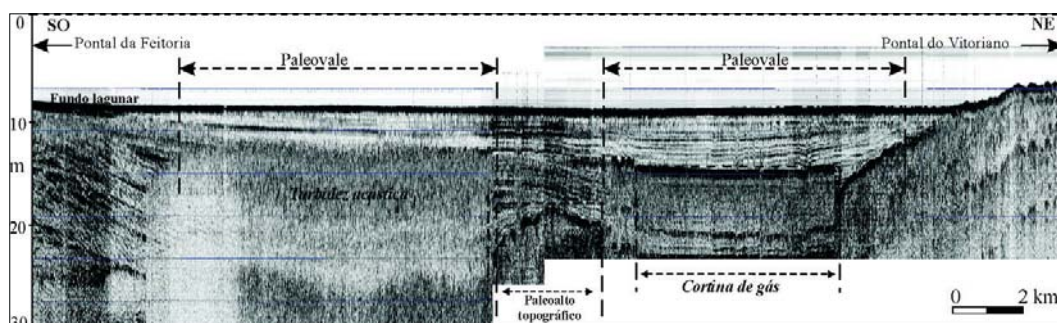


Figura 7.1.6.2. - Perfil sísmico P.12 de 3,5kHz da célula sul da laguna dos Patos mostrando os elementos arquiteturais sísmicos dos registros de alta resolução, destacando-se a ocorrência de paleovales/paleocanais e bolsões de gás disseminado e em cortinas de gás. (modificado de Weschenfelder et al.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

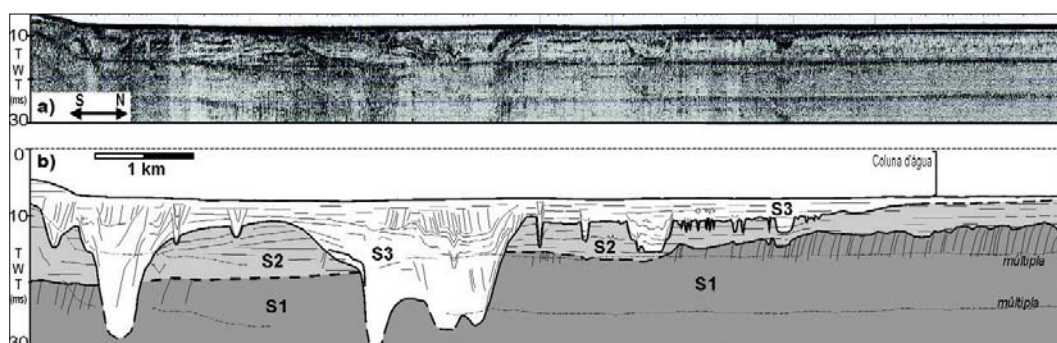


Figura 7.1.6.3. - Perfil sísmico P.7 de 3,5kHz da célula sul da laguna dos Patos mostrando os elementos arquiteturais sísmicos dos registros de alta resolução, destacando-se a ocorrência de paleovales/paleocanais e as seqüências sedimentares S1, S2 e S3. (modificado de Weschenfelder et al. 2010a).

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 afluições 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).

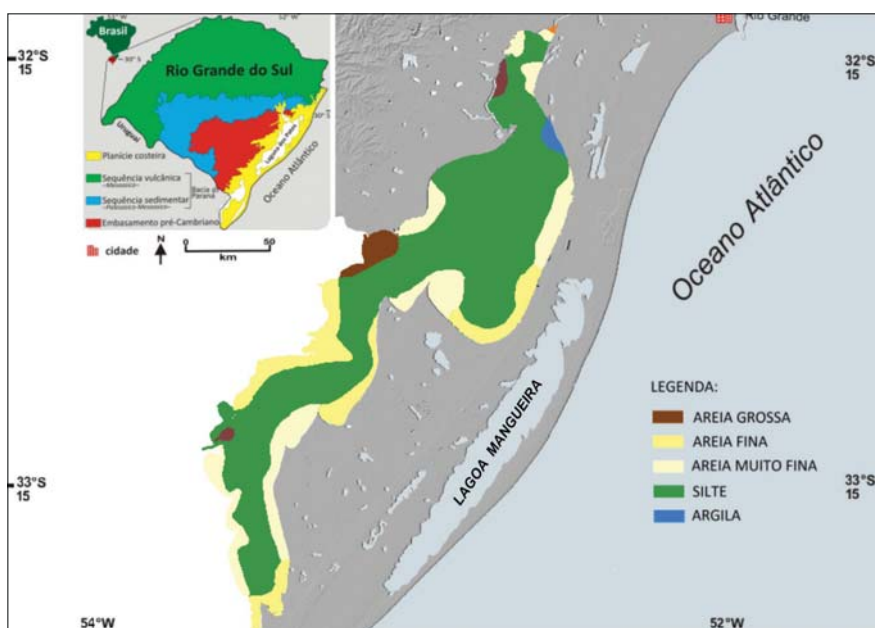


Figura 7.2.2.1. - Mapa de distribuição granulométrica da Lagoa Mirim. (modificado de Vieira, 1995)

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).

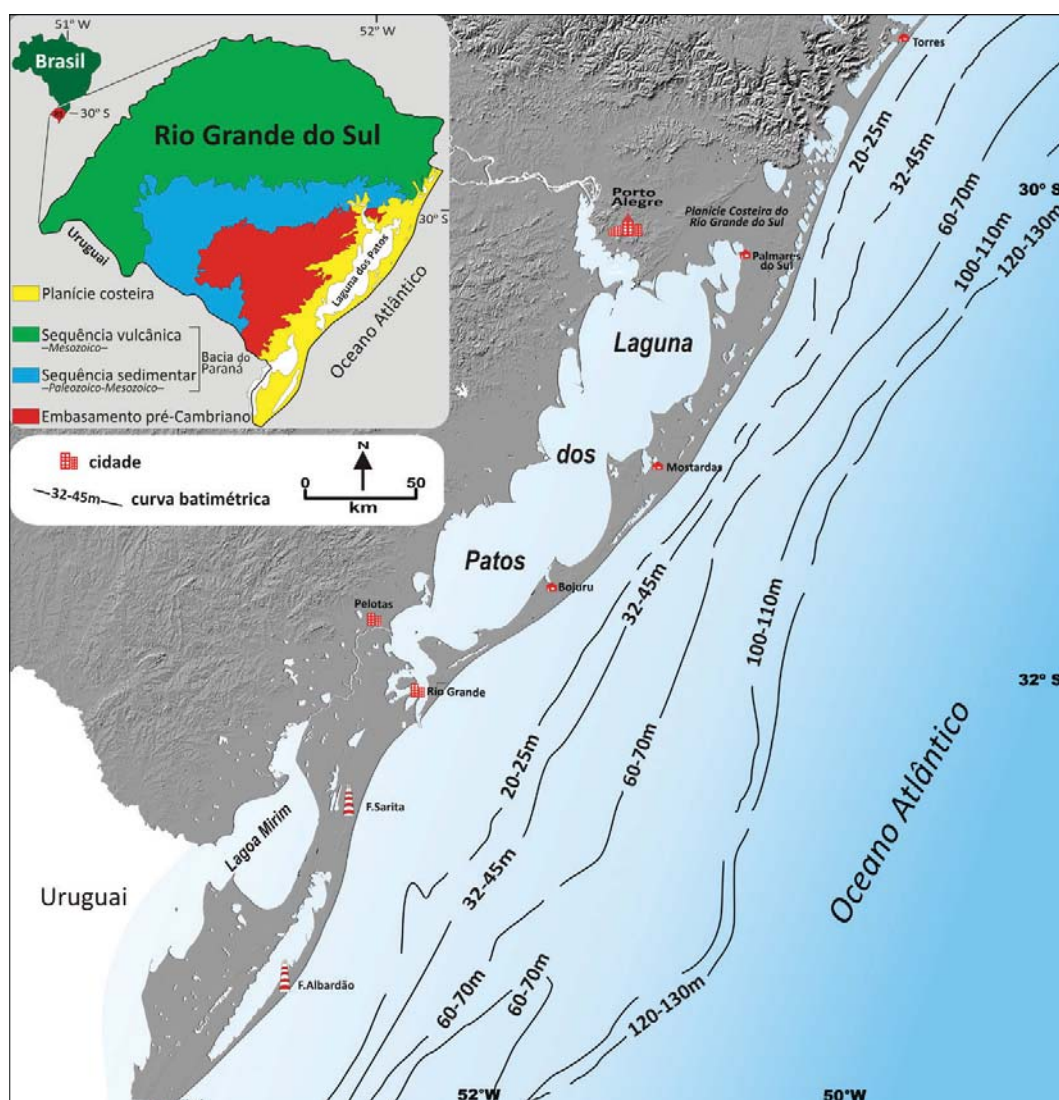


Figura 8.1.1 - Paleoníveis marinhos da plataforma continental do Rio Grande do Sul (modificado de Corrêa, 1990).

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

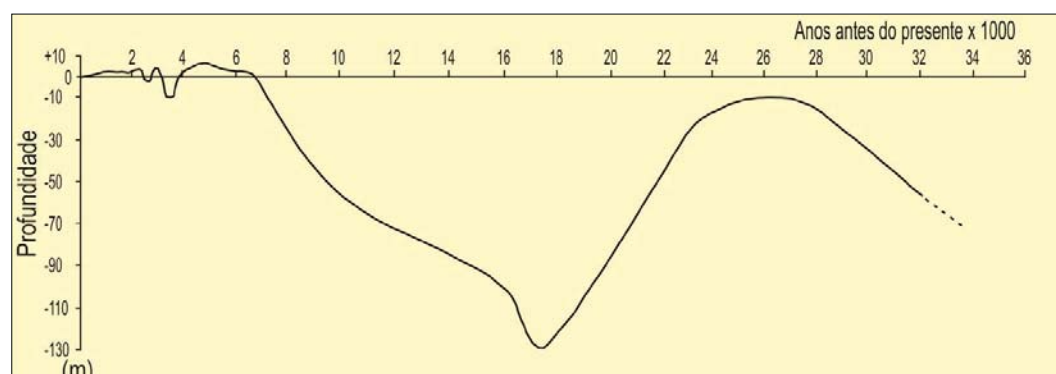


Figura 8.2.1 - Curva de variação do nível do mar para a plataforma continental do Rio Grande do Sul (modificado de *Corrêa*, 1990).

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).

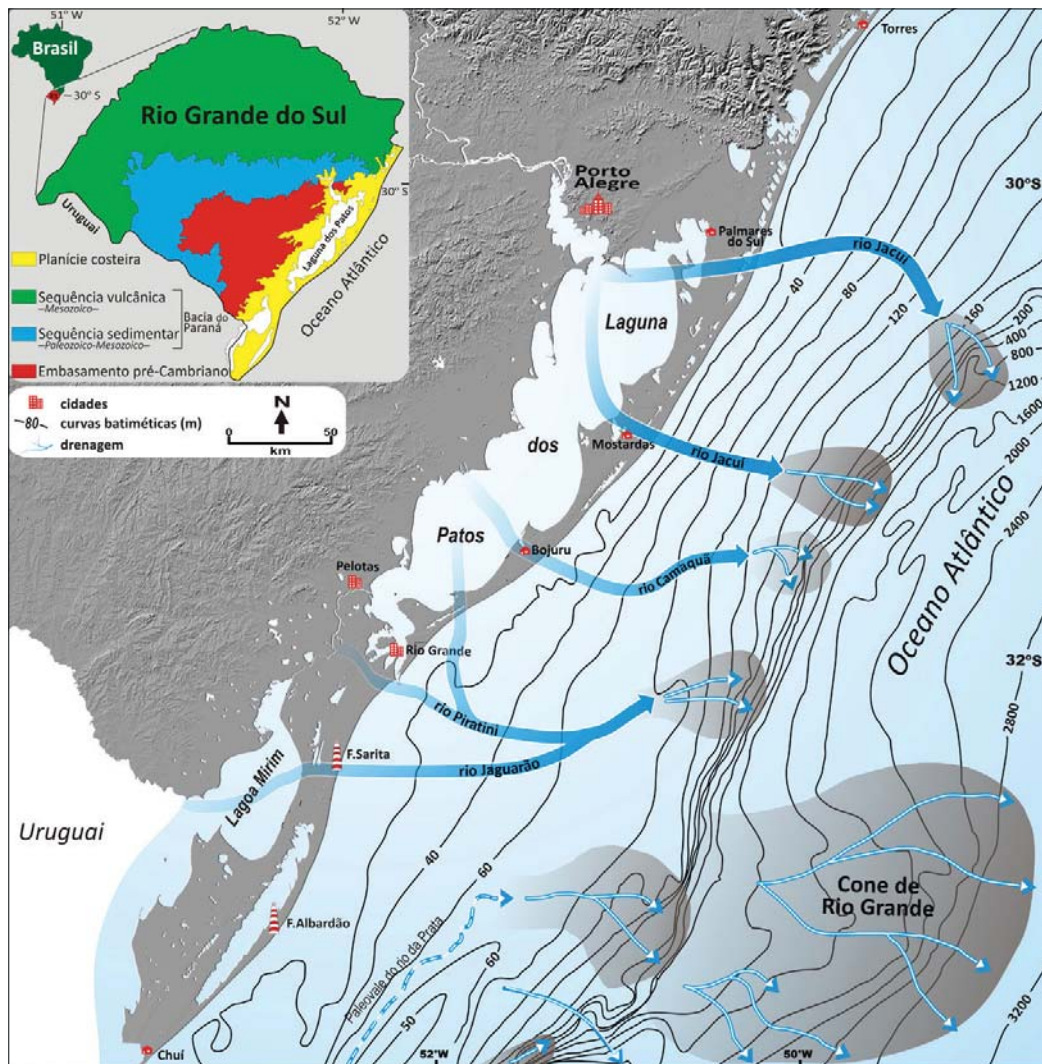


Figura 8.4.1 - Evolução paleogeográfica da plataforma continental do Rio Grande do Sul (modificado de Corrêa, 1990 e Baitelli, 2012)

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).

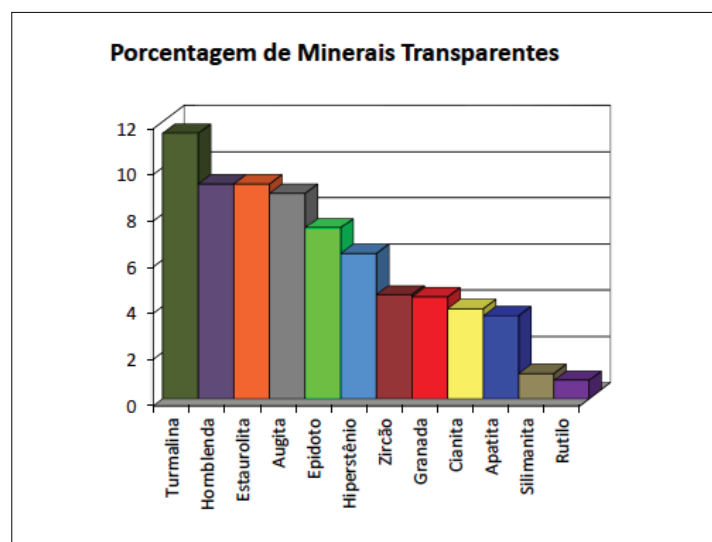


Figura 9.1.1- Porcentagem dos minerais pesados transparentes dos sedimentos superficiais da plataforma continental do Rio Grande do Sul.

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-rutilo), 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

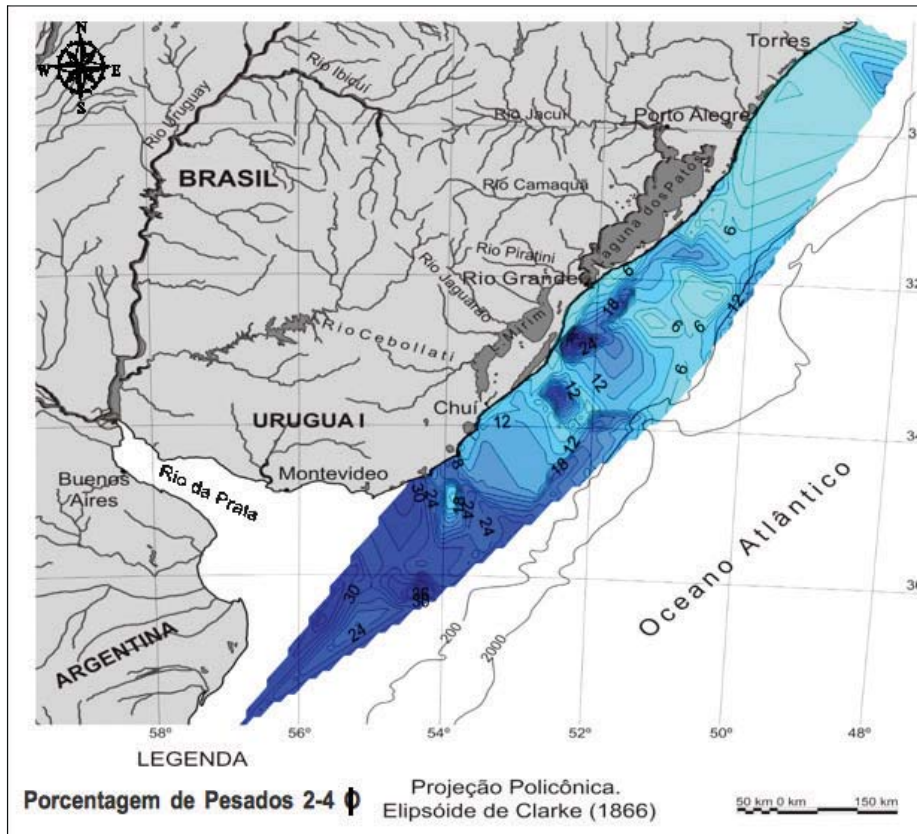


Figura 9.1.2.- Distribuição da porcentagem de minerais pesados na fração 2-4 Φ (modificado de Corrêa *et al.*, 2008).

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

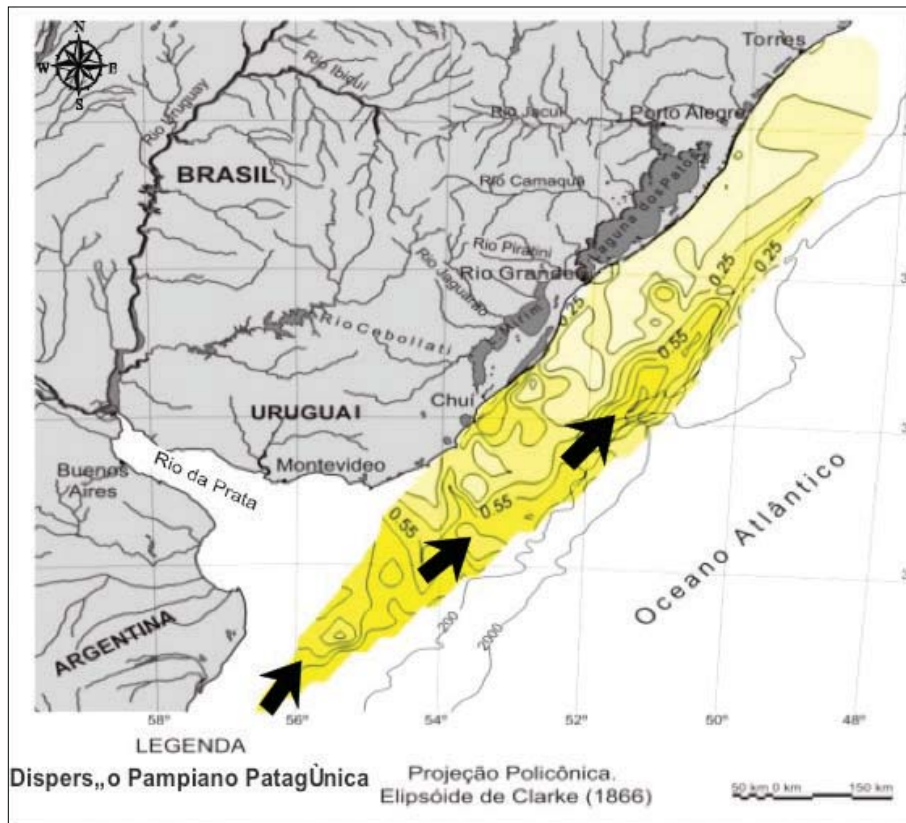


Figura 9.1.3 - Distribuição do primeiro componente (augita) de dispersão dos minerais pesados (Fator 1). Dispersão Pampiano Patagônica. (modificado de Corrêa et al., 2008).

da área e nas adjacências da desembocadura da Laguna 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.

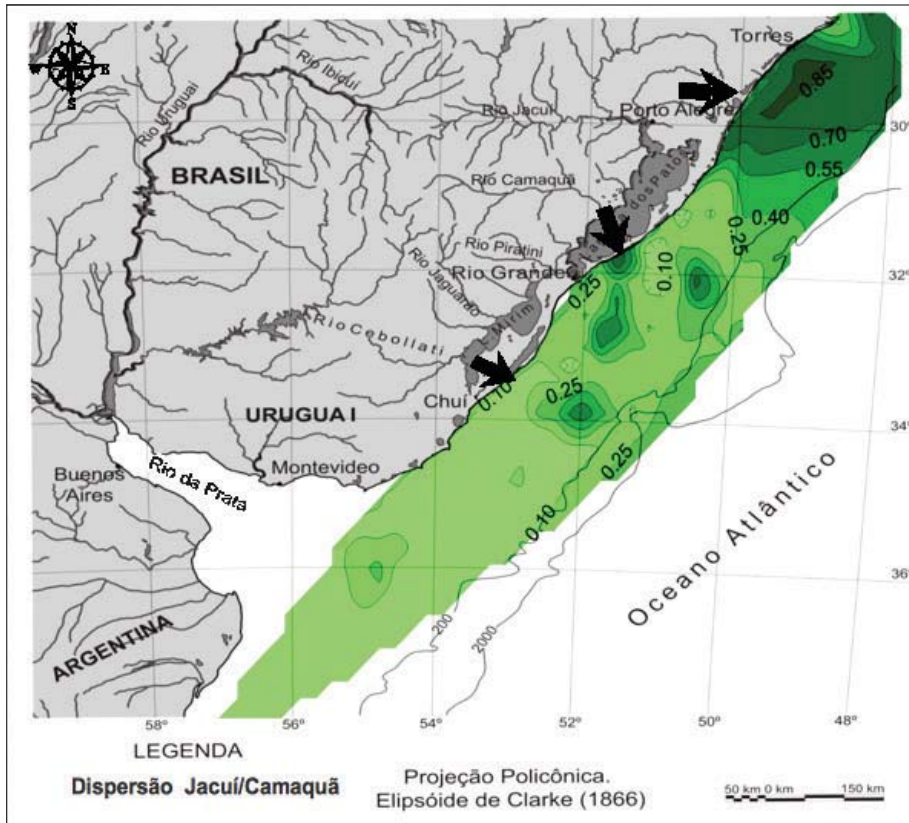


Figura 9.1.4 - Distribuição do segundo componente (hiperstênio e hornblenda) de dispersão dos minerais pesados (Fator 2). Dispersão Jacuí/Camaquã (modificado de Corrêa et al., 2008).

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

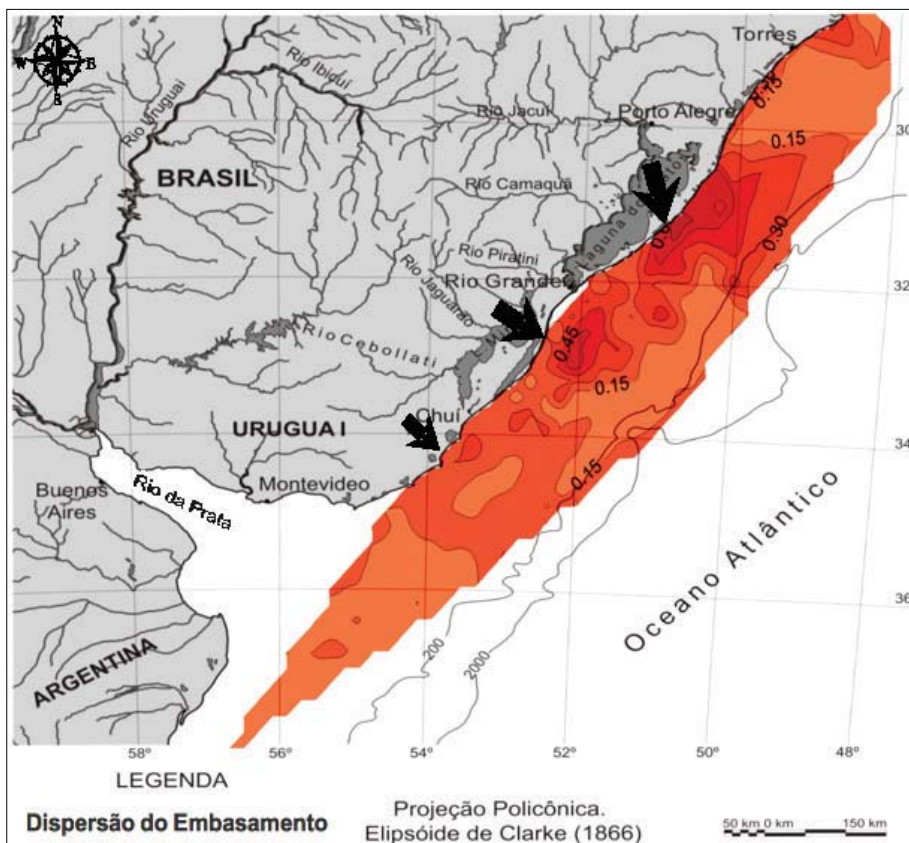


Figura 9.1.5 - Distribuição do terceiro componente (turmalina, estauroлита, epidoto e cianita) de dispersão dos minerais pesados (Fator 3). Dispersão do Embasamento. (modificado de Corrêa et al., 2008).

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*).

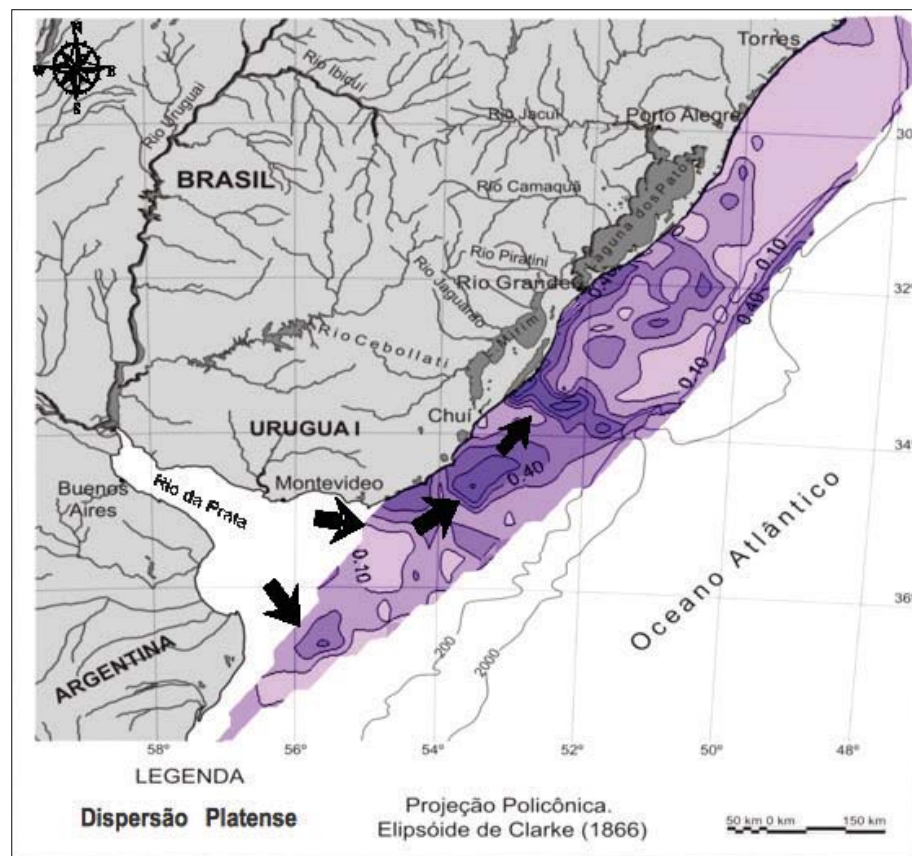


Figura 9.1.6 - Distribuição do quarto componente (apatita, zircão e silimanita) de dispersão dos minerais pesados (Fator 4). Dispersão Platense. (modificado de *Corrêa et al., 2008*).

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, equinóides 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.

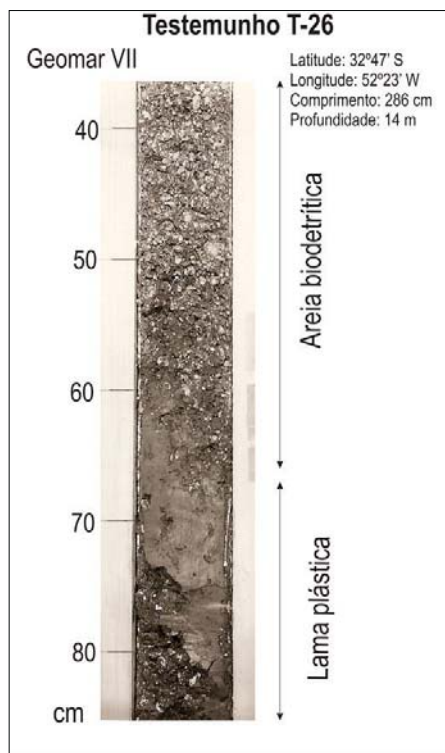


Figura 9.2.2.- Testemunho da plataforma continental interna do Rio Grande do Sul com presença de material bioclástico de composição carbonática (Geomar VII).

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 pséfiticos 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.

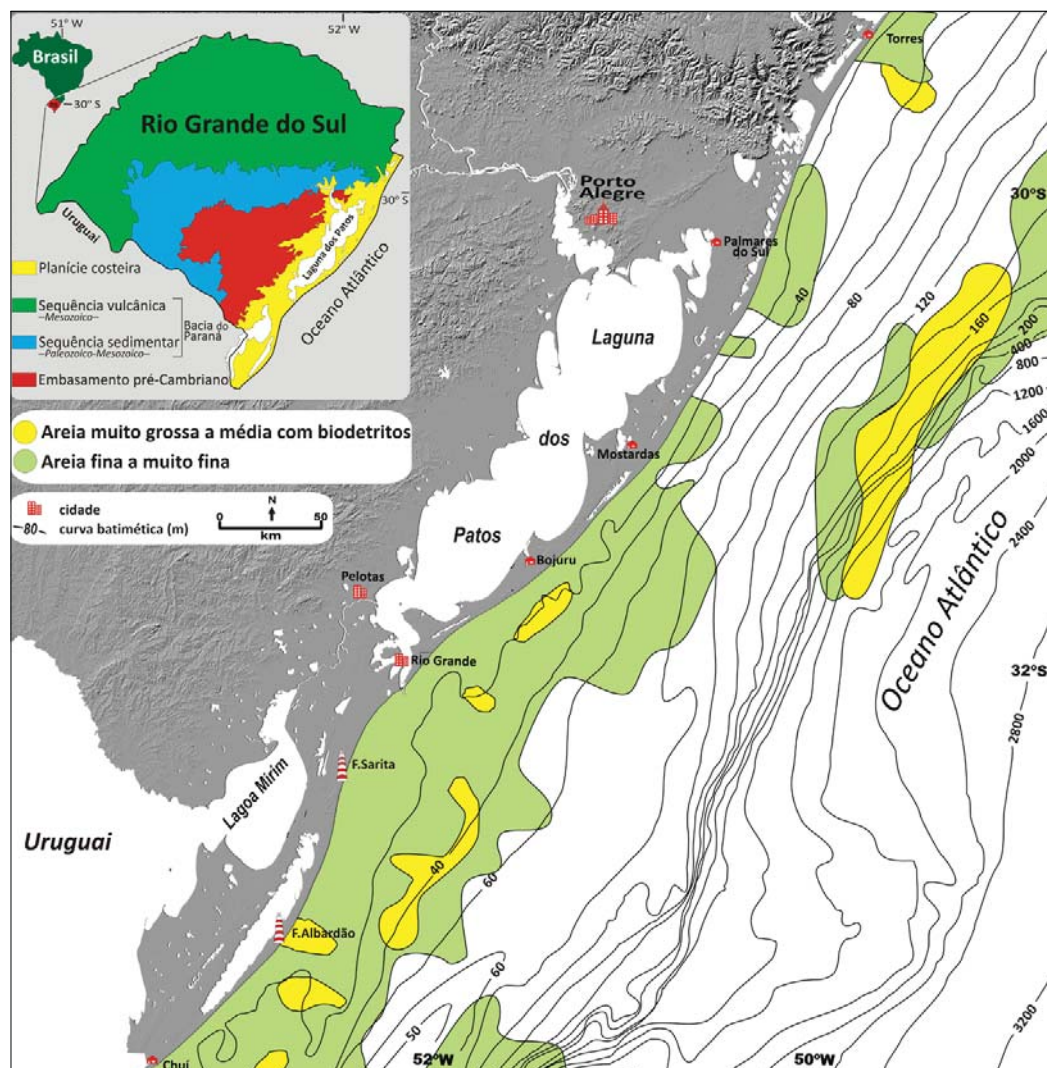


Figura 9.3.2 - Distribuição dos depósitos siliciclásticos e bioclásticos na plataforma continental do Rio Grande do Sul.

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 turfás 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).

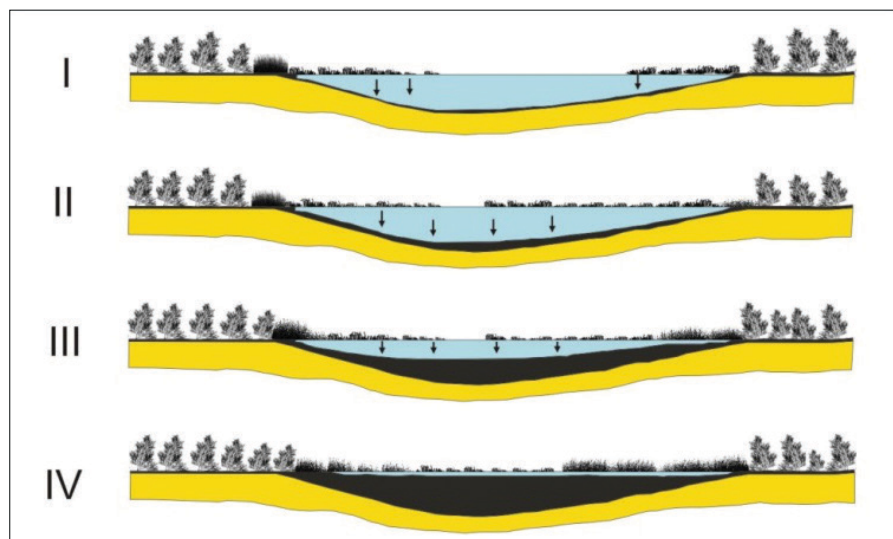


Figura 9.4.2.1 - Estágios evolutivos de turfeira em uma depressão em zona de planície de inundação. (modificado de Corrêa *et al.*, 2015)

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.

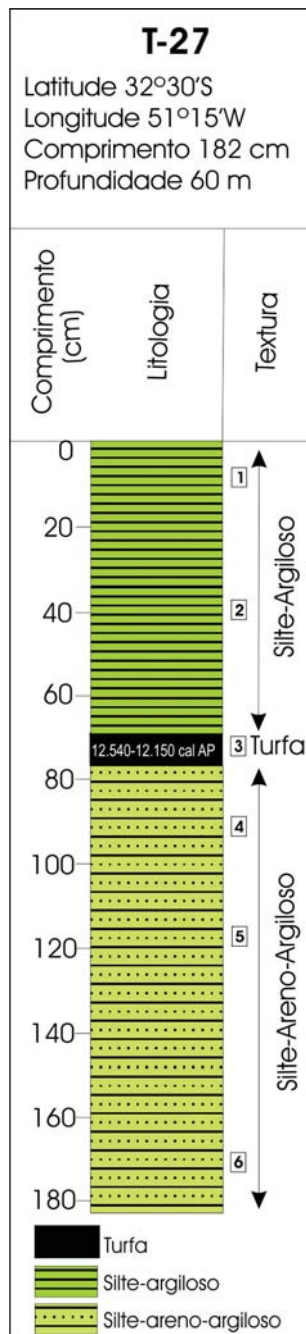


Figura 9.4.3.1 Testemunho da plataforma continental do Rio Grande do Sul, com a presença de camada de turfa (Operação Geomar VII).

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).

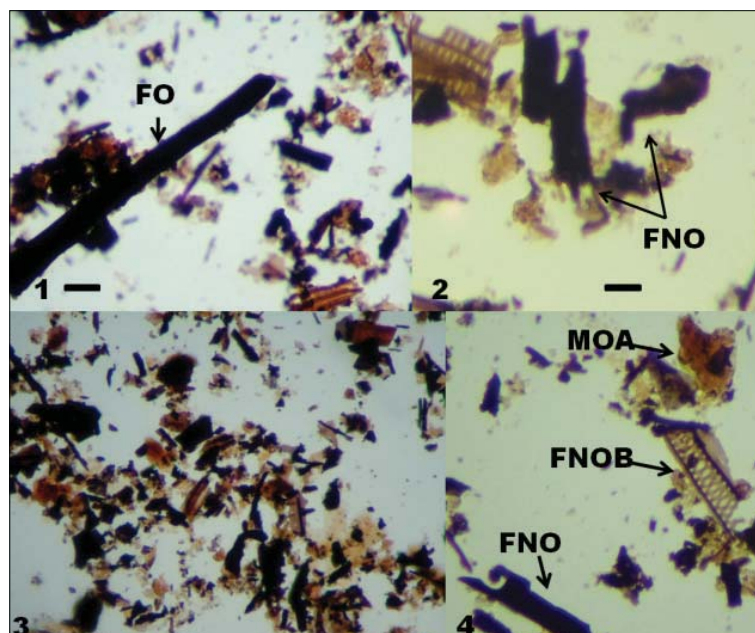


Figura 9.4.4.1 - Matéria orgânica particulada da turfa do testemunho T-27.

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

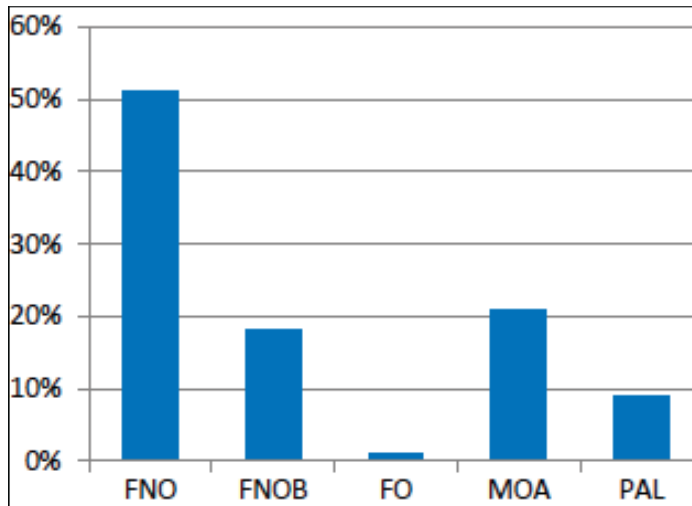


Figura 9.4.4.2. - Composição palinofaciológica da turfa do testemunho T-27.

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%), Palinoforminíferos (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).

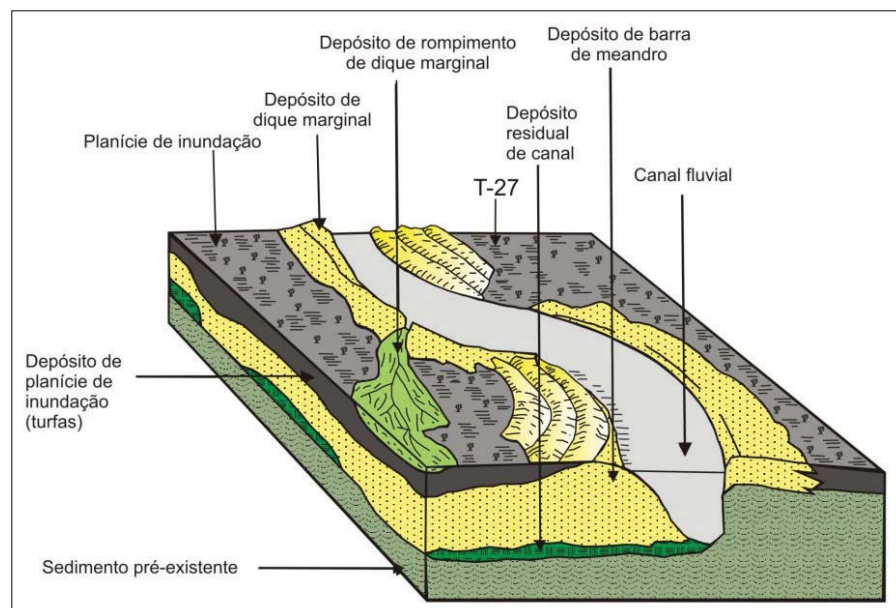


Figura 9.4.6.1 - Bloco esquemático do ambiente deposicional da turfa e localização do testemunho T-27 (modificado de Allen 1964).

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 Zygnematophyceae 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: SEMINARIO 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. *Boletín 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.