



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE
INSTITUTO DE OCEANOGRAFIA
CURSO DE GRADUAÇÃO DE OCEANOLOGIA**



**MAPEAMENTO SISMOESTRATIGRÁFICO DA SUPERFÍCIE DO PLEISTOCENO NA
PLATAFORMA CONTINENTAL DA BACIA DE PELOTAS**

CAROLINA MACHADO LIMA DE CAMARGO

Orientador: Prof. Gilberto Henrique Griep

2015



Programa de
Recursos Humanos
da ANP



anp
Agência Nacional
de Petróleo,
Gás Natural e Biocombustíveis



PETROBRAS



FINEP



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE
INSTITUTO DE OCEANOGRAFIA
CURSO DE GRADUAÇÃO DE OCEANOLOGIA**



**MAPEAMENTO SISMOESTRATIGRÁFICO DA SUPERFÍCIE DO PLEISTOCENO NA
PLATAFORMA CONTINENTAL DA BACIA DE PELOTAS**

CAROLINA MACHADO LIMA DE CAMARGO

Monografia apresentada ao Curso de Graduação de Oceanologia da Universidade Federal do Rio Grande, como requisito para a obtenção do grau de Oceanólogo.

Orientador: Prof. Gilberto Henrique Griep

**RIO GRANDE
Novembro de 2015**





Programa de
Recursos Humanos
da ANP



PETROBRAS



	<p>SERVIÇO PÚBLICO FEDERAL MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE - FURG INSTITUTO DE OCEANOGRAFIA CURSO DE OCEANOLOGIA</p> <p>Av. Itália Km 8 – Campus Carreiros – Rio Grande – RS – CEP 96201-900 Fone/Fax: (51) 32336703 E-mail: occeano@furg.br URL: http://www.oceano.furg.br</p>	
---	--	---

ATA ESPECIAL Nº 42/2015

Aos quinze dias do mês de dezembro de dois mil e quinze, às 10h30min, no auditório Prof. João Rocha do Campus Carreiros, reuniu-se a Banca Examinadora de defesa da monografia de graduação do curso de Oceanologia da acadêmica **CAROLINA MACHADO LIMA DE CAMARGO**, matrícula **47294**, a qual tem como título **"MAPEAMENTO SISMOESTRATIGRÁFICO DA SUPERFÍCIE DO PLEISTOCENO NA PLATAFORMA CONTINENTAL DA BACIA DE PELOTAS"**, composta pelo Oceanólogo Gilberto Henrique Griep, orientador, Dr. Lauro Júlio Calliari, e pela Drª Elaine Siqueira Goulart. Dando início à reunião, o Coordenador do Curso de Oceanologia Dr. Paulo Henrique Rezende Calil, passou a palavra à acadêmica, a qual fez a exposição do seu trabalho. A seguir, foi aberta a sessão de arguição, sob a coordenação de seu orientador. A acadêmica respondeu as perguntas formuladas pela Banca Examinadora a qual, encerrados os debates, reuniu-se e considerou a aluna Aprovada, atribuindo-lhe a nota final 9,5. Nada mais havendo a tratar, lavrou-se a presente ata que, após lida e achada conforme, foi assinada pelos membros da Banca Examinadora, pela acadêmica e pelo Coordenador do Curso de Oceanologia.

Rio Grande, 15 de dezembro de 2015.

Acad. Carolina Machado Lima de Camargo

Oc. Gilberto Henrique Griep (orientador) 9,5

Dr. Lauro Júlio Calliari 9,5

Drª Elaine Siqueira Goulart 9,5

Dr. Paulo Henrique Rezende Calil (Coordenador)






ÍNDICE

ÍNDICE	3
LISTA DE FIGURAS	4
PRÉLOGO	6
RESUMO	7
1. Introdução	8
1.1. Motivação e Aplicação na Indústria do Petróleo	9
2. Área de Estudo	10
2.1. Aspectos Geológicos da Bacia de Pelotas	11
2.1.1. Evolução geológica da Bacia de Pelotas no Quaternário	11
2.1.2. Aspectos Sedimentares da Plataforma Continental Bacia de Pelotas	14
3. Objetivos	15
3.1. Objetivo Geral	15
3.2. Objetivos Específicos	15
4. Material e Métodos	15
4.1. Aquisição de Dados Sísmicos	15
4.1. Processamento de dados, Análise e Interpretação	17
5. Resultados e Discussão	17
5.1. Principais Feições Identificadas	19
6. Conclusões	33
6.1. Estudos Futuros	36
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	36
ANEXOS	40
Anexo I. Mapa faciológico da Bacia de Pelotas	40
Anexo II. Mapa de Sedimentos Relíquias na plataforma e talude do Rio Grande do Sul	41

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa da área de estudo, Plataforma Continental da Bacia de Pelotas.....	10
Figura 2: Variação do nível do mar na costa do Rio Grande do Sul.....	12
Figura 3: Esquema hipotético da drenagem dos rios Jacuí e Camaquã.	13
Figura 4: SubBottom Profiler 3,5 kHz e as derrotas dos cruzeiros de aquisição.	16
Figura 5: Resumo das paleodrenagens pleistocênicas e holocênicas encontradas.....	18
Figura 6: Localização do paleovale do la Plata.....	19
Figura 7: Paleovale do La Plata.....	20
Figura 8: Percurso do Paleovale do La Plata.....	21
Figura 9: Paleocanal do rio uruguaio Treinta y Tres..	22
Figura 10: Paleocanal do rio Jaguarão..	23
Figura 11: Representação 3D da Paleolagoa..	24
Figura 12: Perfil da Paleolagoa.	25
Figura 13: Paleocanal ligado à Paleolagoa.....	26
Figura 14: Alto sedimentar..	27
Figura 15: Paleocanal do Piratini.....	28
Figura 16: Paleocanal do rio Camaquã.	29
Figura 17: Pacotes Sedimentares Externos.....	30
Figura 18: Evidências de uma antiga linha de costa.....	31
Figura 19: Complexo de paleocanais localizado ao norte.....	32
Figura 21: Cenário hipotético 1 da drenagem no Pleistoceno Superior, há 17.500 anos.	34
Figura 22: Cenário hipotético 1 da drenagem no Holoceno Inferior, há 11.000 anos.....	34
Figura 23: Cenário hipotético 1 da drenagem no Holoceno Médio, há 8.000 anos.	34
Figura 24: Cenário hipotético 2 da drenagem no Pleistoceno Superior, há 17.500 anos.	35
Figura 25: Cenário hipotético 2 da drenagem no Holoceno Inferior, há 11.000 anos.....	35
Figura 26: Cenário hipotético 2 da drenagem no Holoceno Médio, há 8.000 anos.	35

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer meus pais, que me apoiaram em todas minhas decisões e sempre me incentivaram a ir atrás dos meus sonhos. Gostaria de agradecer aos meus amigos, que desde de 2010 fizeram o Cassino virar minha casa, e a experiência da faculdade ser nada menos que legendária. Gostaria de agradecer aos meus colegas formandos, que ao longo deste último ano compartilharam comigo todas as crises de ansiedade que o TCC e o futuro incerto trazem. E àqueles amigos que não estão se formando, mas entenderam sem nenhum problema minha ausência social durante os últimos meses.

Gostaria de agradecer a todos os professores que de alguma maneira contribuíram para minha formação como oceanóloga. Agradecer ao Navio Oc. Atlântico Sul, toda sua tripulação, e aos professores coordenadores de tais embarques, por me passarem ótimas experiências embarcadas, e dar um gostinho da oceanografia na prática.

Agradecer ao Programa Petrobrás de Recursos Humanos/PRH-27, financiado pela Agência Nacional do Petróleo (ANP), pela Petrobrás e pela FINEP, do qual eu fui bolsista nos últimos dois anos. E agradecer à professora Isabel Machado pela coordenação do programa na FURG e assistência para qualquer tipo de problema ao decorrer do tempo.

Gostaria de agradecer ao CNPq por me dar a oportunidade de passar um ano no exterior, realizando um sonho de fazer um intercâmbio. À University of British Columbia, por me mostrar como é o sistema de ensino e pesquisa em outros países. À Rockland Scientific por me dar a oportunidade de estagiar lá por três meses, me ensinando um pouco de como é o ramo que junta a indústria com a pesquisa oceanográfica. E aos meus amigos do intercâmbio, por um ano sensacional no Canadá.

Gostaria de agradecer ao Laboratório de Oceanografia Geológica, do Instituto de Oceanografia da Universidade Federal do Rio Grande, e todos seus integrantes.

Por último, mas não menos importante, gostaria de agradecer ao meu orientador, Prof. Gilberto Griep, por todos os ensinamentos, tanto para assuntos acadêmicos como para assuntos pessoais; por todas as conversas, risadas e conselhos; e por ser além de professor e orientador, um grande amigo.

PRÉLOGO

“Se o homem tem o privilégio de explorar o mar, tem também o dever de protegê-lo. (...) O mar continua sendo um meio misterioso, desconhecido, senão hostil. Precisamos urgentemente explorá-lo, a fim de compreendê-lo e nos darmos conta da medida em que cada homem está, direta ou indiretamente, relacionado com o mar, quer viva no litoral ou no coração de um continente.

(...)

Por todos estes motivos, a visão não é um sentido importante para os animais marinhos, como é para os terrestres. Pelo contrário, as ondas de som e pressão deslocam-se mais rapidamente e chegam mais longe sob a água que no ar, e são refratadas pelo fundo. As mais baixas frequências de som chegam a penetrar no solo. Assim sendo, o oceano é um mundo acústico. Estas propriedades são usadas para mapear o oceano por meio de sondagens pelo eco, ou para testar a espessura e natureza de leitos rochosos por meio de levantamentos sísmicos.”

(Costeau, 1976)

No mesmo dia em que Louis Armstrong deu o primeiro passo do homem na Lua, o piloto-chefe Raymond Coll explorava as profundidades do oceano ártico, a bordo de um disco mergulhador a 600 pés abaixo da superfície do mar (Costeau, 1976). Ao passo em que a pesquisa espacial ganhou importância e incentivos, a pesquisa marinha tem batalhado para mostrar sua importância ao mundo. Como resultado disso, enquanto 100% da superfície da Lua e de Marte já foram mapeadas, apenas 5% da superfície oceânica foi mapeada em alta resolução (National Aquarium, 2014).

O planeta Terra, erroneamente denominado, tem cerca de 71% de sua superfície coberta por água, sendo que os oceanos são responsáveis por 96,5% da água no planeta (USGS, 2015). O homem depende do mar para muitas coisas, para transporte (mercadorias e pessoas), lazer e turismo (grande fonte econômica), pesca e exploração de recursos minerais. Apesar disso, pouco conhece sobre essa região tão importante.

Assim, este trabalho de conclusão de curso em Oceanologia, como todos os demais de tal curso, tem como objetivo ampliar o conhecimento e exploração científica das regiões marinhas. De forma que através do conhecimento possamos explorar com moderação e preservar o coração da Terra, os oceanos.

RESUMO

A Plataforma Continental da Bacia de Pelotas foi extremamente modificada por eventos trans-regressivos do nível do mar durante o Quaternário (Martins et al., 1996). Durante os períodos regressivos, drenagens pretéritas dos rios atuais da planície costeira percorreram a plataforma que encontrava-se exposta, escavando e modificando-a (Weschenfelder et al., 2005).

O estudo dos sistemas pleistocênicos é importante para compreender melhor como a planície costeira e a plataforma continental comportaram-se ao longo dos eventos de variação do nível do mar do Quaternário, e para compreender o sistema deposicional da região. A investigação destes sistemas é importante também para a identificação de recursos minerais. Perfurações de poços oceânicos podem desestabilizar as camadas sedimentares, causando alterações nos depósitos. Assim, o reconhecimento sísmico de estruturas geológicas superficiais é vital para evitar riscos e desastres na exploração e construções no fundo oceânico

Através da análise dos registros sísmicos de alta frequência (3,5 kHz) foi possível encontrar evidências das antigas drenagens e sistemas costeiros que ocorreram na plataforma durante o último grande evento regressivo. Ao longo dos 4.000 km de perfis sísmicos analisados foram encontrados fortes refletores sísmicos, os quais representam mudanças bruscas no padrão de sedimentação do fundo oceânico. Estes sedimentos, diferentes dos depósitos ao seu redor, podem ser correlacionados a antigas feições, como rios, vales e lagoas, que atuavam sobre a plataforma quando o nível do mar estava abaixo do atual. Assim, a identificação de tais feições indica a superfície do Pleistoceno Superior durante a regressão Pleistocênica.

Ao longo da plataforma continental da Bacia de Pelotas, a superfície pleistocênica, quando presente, encontra-se, em média, de 15 a 20 m da superfície sedimentar atual. Estima-se que o pacote sedimentar holocênico nessas regiões, varia ao longo da plataforma de 20 m a 10 e 5 m metros de espessura. A espessura do pacote varia com a dinâmica do local no qual foi depositado.

Foram encontradas evidências de que os principais rios atuais da região, os quais encontram-se represados no sistema lagunar atual, percorreram a plataforma continental durante a Regressão Pleistocênica. O Paleovale do La Plata, o paleocanal do Piratini, Jaguarão, Treinta y Tres, Tubarão, Araranguá e Camaquã foram identificados e mapeados. Devido a uma densa quantidade de dados na porção sul da plataforma, foi possível analisar o Paleovale do La Plata detalhadamente e observar uma mudança no seu rumo: conforme o rio percorria a plataforma, ele começou a migrar para leste, em busca da antiga linha de costa.

Foi identificado um canal adjacente a região do Estreito, na barreira arenosa da Lagoa dos Patos. Este canal foi relacionado a drenagem do Camaquã durante o Pleistoceno, de maneira a concordar com alguns estudos prévios que defendem que o Camaquã ligava-se a plataforma pelo Estreito (Terra, 2013; Calliari et al., 1994). Esta interpretação, junto a ausência de canais na região oceânica adjacente a Barra Falsa, discorda de alguns estudos anteriores que dizem que o Camaquã conectava-se a plataforma pela região da Barra Falsa (Weschenfelder et al., 2014).

Um interessante resultado identificou que, durante a Regressão Pleistocênica, formou-se uma lagoa costeira na plataforma, um pouco menor do que a Lagoa Mirim atual; semelhante ao sistema Lagoa-Barreira resultante dos eventos de transgressão do nível do mar, descrito por Villwock & Tomazelli (1995). Junto a este corpo lagunar e ao vale do La Plata, os perfis indicam o desenvolvimento de uma barreira sedimentar, a qual encontra-se bem preservada sobre o fundo sedimentar atual. Pacotes sedimentares de lama foram encontrados nas porções externas da plataforma, sendo estes possivelmente formados ao longo do Holoceno.

Trabalhos futuros são incentivados e necessários para complementar e confirmar as interpretações aqui delineadas sobre a drenagem Pleistocênica de quando a plataforma continental da Bacia de Pelotas esteve exposta.

1. Introdução

A região costeira é um ambiente complexo e dinâmico. Por ser a interface entre oceano, continente e atmosfera, responde constantemente a diversas forças que mudam seu cenário, na contínua busca por uma situação de equilíbrio dinâmico (Suguio et al., 2005). Uma resposta a estas forças é a variação do nível do mar, ou seja, a aparente subida ou descida do nível do mar em relação à superfície terrestre (Vail et al., 1977). Estas oscilações podem ocorrer nas mais diversas escalas espaço-temporais: podem ser pontuais e diárias, como a variação diária de maré; ou serem de nível regional e global ao longo de milhares de anos, como os movimentos de transgressão e regressão do nível do mar.

As flutuações do nível do mar ao longo do tempo geológico são responsáveis por significantes alterações no contorno dos continentes, e por influenciar no processo de formação das bacias sedimentares. Os deslocamentos da linha de costa durante o Quaternário foram os principais agentes modeladores da maioria das planícies costeiras e plataformas continentais atuais ao redor do mundo, inclusive da região sul do Brasil (Calliari, 2015).

A posição do nível do mar é resultante de processos de flutuação dos níveis globais dos oceanos, conhecido por eustasia, e das mudanças verticais na crosta terrestre, devidas ao tectonismo e/ou isostasia (Martin et al., 1986). Tanto as variações eustáticas como isostáticas, tem diversas causas e forçantes. Dentre elas, destaca-se a glacio-eustasia, definida como um fenômeno resultante de alterações climáticas, no qual a alternância entre glaciações e deglaciações causa uma variação nos volumes das águas contidas nas bacias oceânicas (Suguio et al., 2005).

Ao longo dos últimos 2 milhões de anos ocorreram alternâncias cíclicas entre períodos quentes e frios, o que resultou em eventos glaciais e interglaciais (Suguio et al., 2005). Estas variações paleoclimáticas são decorrentes de mudanças na taxa de insolação recebida na superfície terrestre, controladas por ciclos astronômicos, conhecidos como Ciclo de Milankovitch (Demore, 2007). Estes ciclos funcionam como marcapassos das glaciações (Villwock et al., 2005).

Períodos glaciais causam congelamento de grandes massas d'água e contração no volume dos oceanos, e consequentemente uma diminuição (regressão) do nível do mar. Ao contrário, climas interglaciais, marcados por anomalias positivas de temperatura, causam o derretimento de geleiras e expansão no volume dos oceanos, com consequente subida (transgressão) do nível do mar.

No Quaternário, período geológico que teve início há aproximadamente 2,5 milhões de anos, ocorreu a mais recente Era do Gelo (Suguio et al., 2005). Este período foi marcado por predomínio de clima frio e intercalações entre eventos glaciais e interglaciais. Respectivamente, ocorreram movimentos de regressão e transgressão do nível do mar.

As variações do nível do mar, tanto positivas como negativas, resultaram na formação de novos sistemas litorâneos relacionados às linhas de estabilização da costa. Com a seguinte subida ou descida do nível do mar, estes sistemas foram retrabalhados e novos sedimentos foram depositados. Estes processos ocorreram com uma relativa preservação dos pacotes sedimentares (Terra, 2013), o que permite a identificação de evidências das trans-regressões do nível do mar.

Há aproximadamente 18.000 anos, o fim do Pleistoceno foi marcado pelo último máximo glacial (Demore, 2007). Nessa época, uma grande porção dos continentes do hemisfério norte esteve coberta por mantos de gelo, de forma que os oceanos sofreram contração devido a diminuição da temperatura. Consequentemente, ocorreu o último evento máximo regressivo, quando o nível do mar regrediu para aproximadamente -150 m da linha de costa atual em quase todas as costas ao redor do mundo (Suguio et al., 2005).

Neste contexto de máximo regressivo, a maioria das plataformas continentais atuais estiveram expostas. Formaram-se sistemas litorâneos em relação à linha de estabilização do nível do mar.

Estas forças continentais retrabalharam a superfície sedimentar e carregaram sedimentos terrestres para áreas que atualmente são oceânicas (Martins et al., 1996).

Após o máximo glacial, a temperatura global começou a subir, dando início à transgressão holocênica. Com o movimento de subida do nível do mar, estes sistemas foram afogados e cobertos por sedimentos holocênicos. Este movimento transgressivo foi marcado por sucessivas linhas de estabilizações do nível do mar, com a formação de sistemas costeiros a cada estabilização (Ponzi, 2004).

A identificação de evidências dos movimentos trans-regressivos do nível do mar permite a reconstituição de ambientes costeiros pretéritos associados a paleolinhas de costa (Ponzi, 2004). Os marcos das linhas de costa acima da atual são mais evidentes do que aqueles que se encontram no fundo dos oceanos. As evidências de paleoníveis do mar acima do atual são um conjunto de indicadores geológicos, biológicos e pré-históricos (Suguio et al., 2005). Sequências sedimentares características de eventos transgressivos podem ser identificadas em planícies costeiras ao longo de todo o mundo (Silva et al., 2004a). Fósseis de animais marinhos em áreas continentais e a presença de estruturas arqueológicas como sambaquis, são exemplos de indicadores biológicos e pré-históricos, respectivamente (Mahiques et al., 2010).

Já nas regiões marinhas, a identificação de paleoníveis é mais complexa. As rupturas de pendentes dos fundos oceânicos, paleodrenagens, formações rochosas como beachrocks, a presença de sedimentos clásticos e de fósseis continentais e/ou lagunares são marcos da linha de costa abaixo da atual (Suguio et al., 2005). Em relação aos períodos de regressão do nível do mar, paleocanais e paleovales são umas das mais importantes feições em registros estratigráficos do Quaternário (Blum et al., 2013). Com isso, a interpretação de registros sísmicos e análise de sedimentos superficiais e subsuperficiais permitem a reconstrução de ambientes costeiros pretéritos.

1.1. Motivação e Aplicação na Indústria do Petróleo

O estudo da superfície pleistocênica é importante por diversos motivos. Primeiramente, estes estudos buscam mostrar evidências de como o nível do mar variou no passado; sendo que entender os processos passados é importante para explicar o cenário atual e podem ajudar a prever acontecimentos futuros. O estudo da evolução geomorfológica também é importante para explicar a variedade de ambientes deposicionais encontrados tanto nas áreas emersas como submersas. Em especial para plataformas continentais, as quais tiveram suas feições morfológicas profundamente influenciadas pelas paleolinhas de costae paleodrenagens.

A identificação de depósitos de recursos minerais marinhos subsuperficiais está diretamente relacionada com a investigação sísmica da coluna sedimentar. O tipo de mineral a ser prospectado é condicionante do tipo de sísmica e frequência a ser utilizada. Por exemplo, em buscas por depósitos de petróleo e gás natural, usa-se sísmica de reflexão de baixa frequência, a fim de penetrar até 15.000 m abaixo do assoalho oceânico. Em oposição, ao buscar por ocorrências de hidratos de gás e evaporitos, instrumentos sísmicos de alta frequência são utilizados, como por exemplo o perfilador de sub-fundo de 3,5 kHz (Silva et al., 2004b). Assim, estudos como o presente trabalho podem ser identificadores de possíveis reservas minerais de interesse econômico. Antigos ambientes depocisionais também estão relacionados a acumulação de recursos mineiras de interesse econômico, como mineirais pesados e placeres de areia grossa e cascalho.

As atividades sobre o fundo oceânico tem direto impacto no ambiente, tanto nas comunidades bentônicas como nas estruturas geológicas (Toldo & Ayup, 2004). Perfurações de poços oceânicos podem desestabilizar as camadas sedimentares, causando alterações nos depósitos (Corrêa et al., 2009). Assim, o reconhecimento sísmico de estruturas geológicas superficiais é vital para evitar riscos e desastres na exploração e construções no fundo oceânico (Berryhill, 1978).

Instrumentos geofísicos de alta frequência refletem as camadas sedimentares com alta resolução, permitindo um bom estudo das mesmas. A exploração da coluna estratigráfica através de sísmica

rasa fornece um conhecimento básico e fundamental no que se refere as questões ambientais, de geologia e engenharia oceânica. A instalação de estruturas na área da engenharia petrolífera, como dutos e sistemas de ancoragem de plataformas, necessitam do conhecimento das características geológicas/sedimentares das camadas mais superficiais. Também pode ser citado, como exemplo, a questão dos Estudos de Impacto e Monitoramento Ambiental (EIA/RIMA), necessários na implantação de atividades petrolíferas em áreas oceânicas.

Até alguns anos atrás, a Bacia de Pelotas não era considerada importante economicamente por não apresentar reservas significantes de hidrocarbonetos, apesar da notável ocorrência de hidratos de gás. Recentemente, a Bacia de Pelotas foi considerada pela Agência Nacional de Petróleo (ANP) como a “nova fronteira” para a exploração e busca de recursos minerais na região (ANP, 2015). Tendo em vista essa mudança de visão relacionada a Bacia de Pelotas, estudos que até então eram puramente de foco científico passaram a buscar conhecer as características geológicas e oceanográficas da região, para uma futura exploração da Bacia (Corrêa, 2004). Mesmo com essa crescente importância da região, o pacote sedimentar pleistocênico e holocênico da plataforma continental ainda é pouco conhecido. Deste modo, o presente trabalho buscou suprir a falta de dados das primeiras camadas do pacote sedimentar na Plataforma Continental da Bacia de Pelotas, de forma a complementar estudos prévios.

2. Área de Estudo

A Bacia de Pelotas (Fig. 1) está localizada no extremo sul da margem continental brasileira, entre as latitudes 28°S e 34°S até a cota de 2000 m. Grande porção da plataforma continental desta bacia coincide com a Plataforma Continental do Rio Grande do Sul (RS), o que é diferenciado pelos seus limites, que se estendem mais ao norte e mais ao sul do que os limites da plataforma gaúcha.

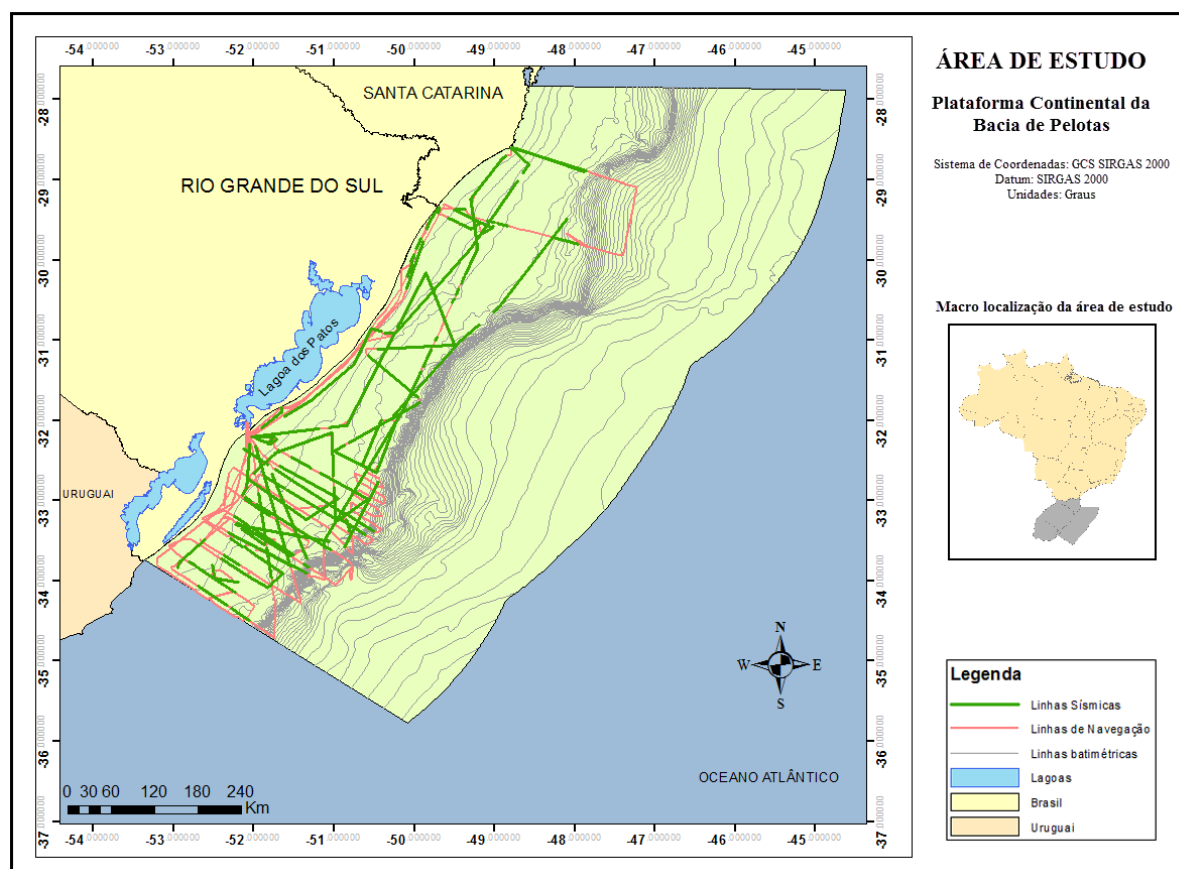


Figura 1: Mapa da área de estudo, Plataforma Continental da Bacia de Pelotas. O polígono verde claro representa a porção oceânica da Bacia de Pelotas. As linhas verdes representam as linhas sísmicas utilizadas no presente estudo; linhas vermelhas representam a derrota do navio durante os cruzeiros de aquisição sísmica. A batimetria da região está representada por linhas batimétricas a cada 50 metros.

Ao norte, a bacia separa-se da Bacia de Santos pelo Alto de Florianópolis; e ao sul separa-se da Bacia Del Este pelo Alto do Polônio, sendo que, a porção brasileira vai até a fronteira política com o Uruguai (Wally, 2011). A área de estudo deste trabalho compreende somente a porção da plataforma continental da bacia, até a quebra do talude a aproximadamente a cota de 200 m.

2.1. Aspectos Geológicos da Bacia de Pelotas

A Província Costeira do Rio Grande do Sul é composta por um Embasamento Rochoso sobre o qual formou-se uma bacia sedimentar, denominada Bacia de Pelotas. O Embasamento é composto ao sul pelo Escudo Sul-Rio-Grandense e o Uruguiaio, e ao norte por seqüências sedimentares e vulcânicas do Paleozóico e Mesozóico, integrantes da Bacia do Paraná (Villwock & Tomazelli, 1995).

As bacias sedimentares marginais brasileiras formaram-se com a separação do supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul (Mohriak, 2003). Durante este período de grande atividade tectônica, a Bacia de Pelotas instalou-se sobre o Embasamento, durante o Cretáceo (Villwock & Tomazelli, 1995). Após seu assentamento, a Bacia foi caracterizada por períodos tectonicamente estáveis, o que a difere do resto da margem continental brasileira (Vital et al., 2005). O sistema de falhas encontrado na região é interpretado como consequência dos movimentos eustáticos que causaram a regressão do nível do mar no Quaternário, e não como resultado de movimentos tectônicos (Jost, 1971 apud Villwock & Tomazelli, 1995).

A Bacia de Pelotas pode ser geologicamente dividida em duas áreas: Terras Altas e as Terras Baixas (Villwock e Tomazelli, 1995). As terras altas compoem a porção mais interna da Bacia, compreendendo o Planalto Sul-Rio-Grandense, a Depressão Central Gaúcha e o Planalto das Araucárias. As terras baixas agrupam a planície costeira e plataforma continental adjacente (Weschenfelder et al., 2005).

2.1.1. Evolução geológica da Bacia de Pelotas no Quaternário

As flutuações glacio-eustáticas do Quaternário produziram grandes deslocamentos do nível do mar em relação à linha de costa atual do Rio Grande do Sul (Fig. 2.a). A região foi marcada por dois episódios regressivos e quatro transgressivos desde o Pleistoceno até o Holoceno. Houveram quatro fases de estabilização do nível do mar, sendo que este chegou a ultrapassar a linha de costa atual (Villwock & Tomazelli, 1995).

Segundo o modelo de evolução paleogeográfica para a região costeira do RS, descrito por Villwock & Tomazelli (1995), são identificadas as seguintes fases de variações do nível do mar no Quaternário:

- Regressão Pliocênica: período marcado pelo desenvolvimento do sistema de leques aluviais deltáicos na planície costeira.
- Transgressão Pleistocênica I (máximo transgressivo: ± 400 m.a.): Retrabalhamento dos leques aluviais e formação de um sistema de lagunas e ilhas-barreira (Sistema Lagoa-Barreira I).
- Transgressão Pleistocênica II (máximo transgressivo: ± 325 m.a.): Construção de uma barreira múltipla complexa e formação do sistema lagunar da Lagoa Mirim (Sistema Lagoa-Barreira II).
- Transgressão Pleistocênica III (máximo transgressivo: ± 120 m.a.): Progradação da barreira múltipla complexa e fechamento do sistema lagunar da Lagoa dos Patos (Sistema Lagoa-Barreira III).

- Regressão Pleistocênica (máximo regressivo: 17 m.a.): instalação de uma ampla planície costeira com um sistema de drenagem fluvial até a linha de costa, situada em torno de -120m da linha atual.
- Transgressão Holocênica (máximo transgressivo: ± 5 m.a.): formação do Sistema Lagoa-Barreira IV. Pode ser dividido em duas sub-fases: (i) Período de ascensão do nível do mar até o máximo transgressivo; (ii) Período de regressão do nível do mar até os dias de hoje, com estabilização da linha de costa na posição atual.

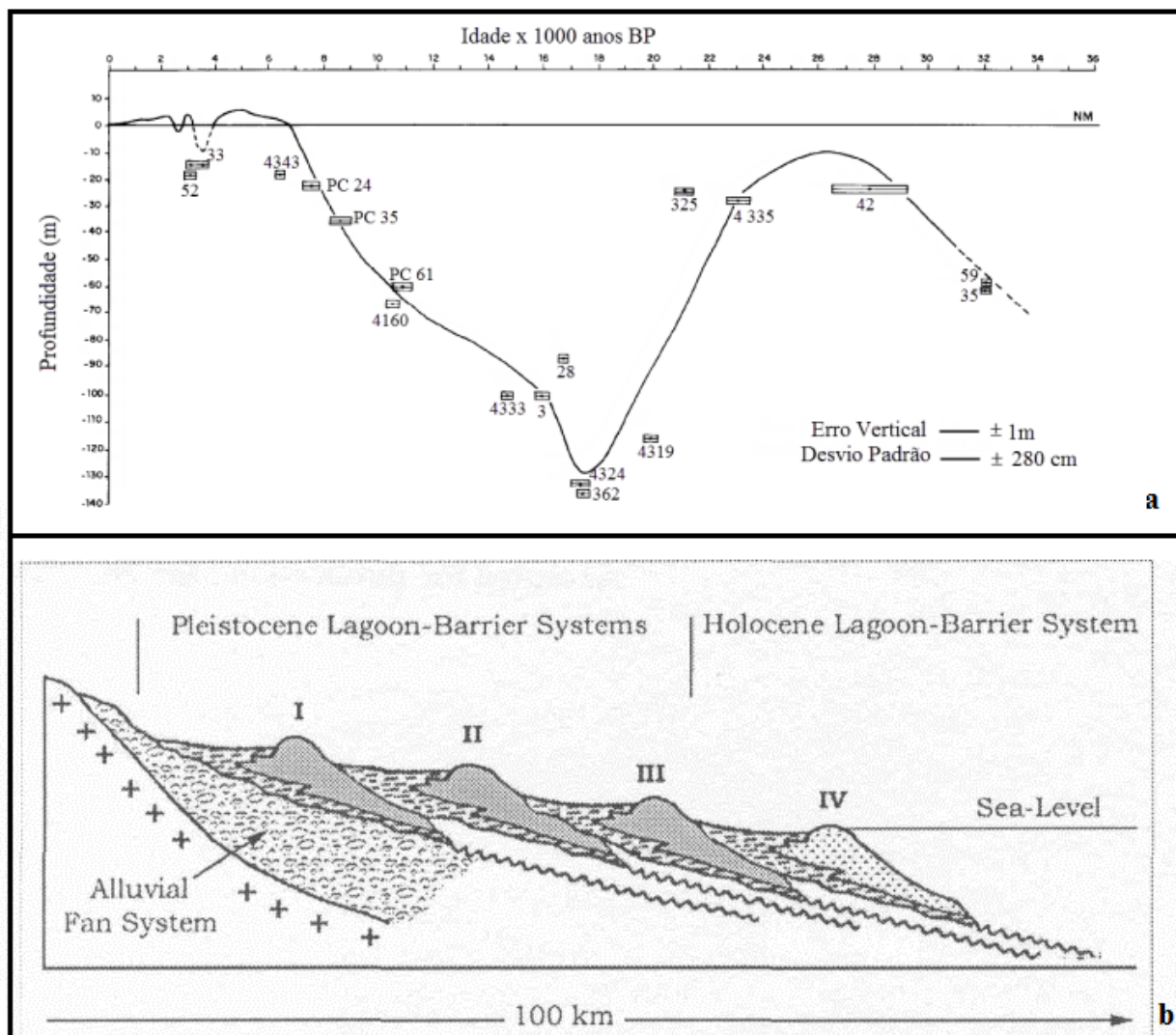


Figura 2: a: Curva de variação do nível do mar na costa do Rio Grande do Sul (Corrêa, 1996). b: Sistema deposicional lagoa-barreira da planície costeira do RS (Tomazelli et al., 2000).

Os períodos de transgressão do nível do mar deixaram na planície costeira do Rio Grande do Sul quatro sistemas lagoa-barreira (Fig. 2.b), descritos primeiramente por Villwock (1972). Cada sistema está relacionado a um período interglacial do Quaternário (Tomazelli et al., 2000), sendo claras evidências de quando o nível do mar esteve acima do atual. Os sistemas I, II e III resultaram de transgressões marinhas do Pleistoceno. Já o sistema IV está relacionado com a elevação do nível do mar no Holoceno. Provavelmente, este mesmo tipo de formação lagoa-barreira é repetido na porção submersa da plataforma do RS (Martins et al., 1996)

Entre os eventos pleistocênicos e holocênicos de transgressão marinha, houve uma grande regressão do nível do mar, a qual marcou o fim do Pleistoceno. Esta regressão foi de -120/-130 m na costa sul do Brasil (Martins et al., 1996), como evidenciam as rupturas de pendente da plataforma

(Corrêa, 1996). Neste cenário, a Plataforma Continental atual da Bacia de Pelotas esteve exposta a forças atmosféricas e continentais, atuando como uma planície costeira de baixa declividade, semelhante à planície costeira atual (Tomazelli et al., 2014).

Após a regressão do Pleistoceno Superior, iniciou-se a Transgressão Holocênica. Este evento transgressivo ocorreu de forma rápida, porém descontínuo ao longo da plataforma, interrompido por pequenas regressões e estabilizações do nível do mar (Fig. 2.a). Corrêa (1996) identificou três fases de estabilização do nível do mar durante a Transgressão Holocênica, descritas abaixo:

A primeira, de 17.500 até 16.000 anos atrás, caracteriza o início do movimento transgressivo. Nesta fase o nível do mar passou de -120/-130 m da linha de costa atual para -100/-110 m, com uma subida de 2 cm.ano^{-1} .

A segunda fase, de 16.000 a 11.000 anos atrás, foi marcada por uma subida do nível do mar relativamente mais lenta, de $0,6 \text{ cm.ano}^{-1}$. Durante esta subida, houveram duas estabilizações do nível do mar, uma entre as isóbatas de 80 e 90 m, e outra entre as curvas de 60 e 70 m.

A terceira fase teve dois níveis de estabilização do nível do mar, com uma taxa de subida de $1,6 \text{ cm.ano}^{-1}$. Primeiramente a linha de costa estabilizou-se entre -32/45 m, há 9.000 anos, passando para -20/-25 m, há 8.000 anos. O nível do mar continuou subindo, atingindo o máximo transgressivo há 5.500 anos, chegando à cota de +5/+6 m. Após o máximo transgressivo, a linha de costa regrediu até fixar-se na posição atual.

A busca por evidências deixadas pelos sistemas continentais e litorâneos na plataforma continental tem sido objeto de pesquisa desde da década de 60. A Plataforma Continental do RS é dominada por sedimentos clásticos relíquias (Calliari, 2015), o que indica que pretéritos sistemas fluviais transportaram sedimentos do Escudo Sul-Riograndense (Martins et al., 1996) e do sistema de drenagem La Plata (Corrêa et al., 2013) para a região costeira.

Trabalhos prévios já encontraram evidências que alguns dos rios atuais do Rio Grande do Sul, como o Jacuí e o Camaquã (Fig. 3), percorreram a plataforma durante o evento de máxima regressão, erodindo canais e vales (Weschenfelder et al., 2014). Conforme iniciou-se o movimento transgressivo, estes vales e canais foram preenchidos por sedimentos holocênicos, de forma a serem relativamente preservados ao longo do tempo geológico (Terra, 2013).

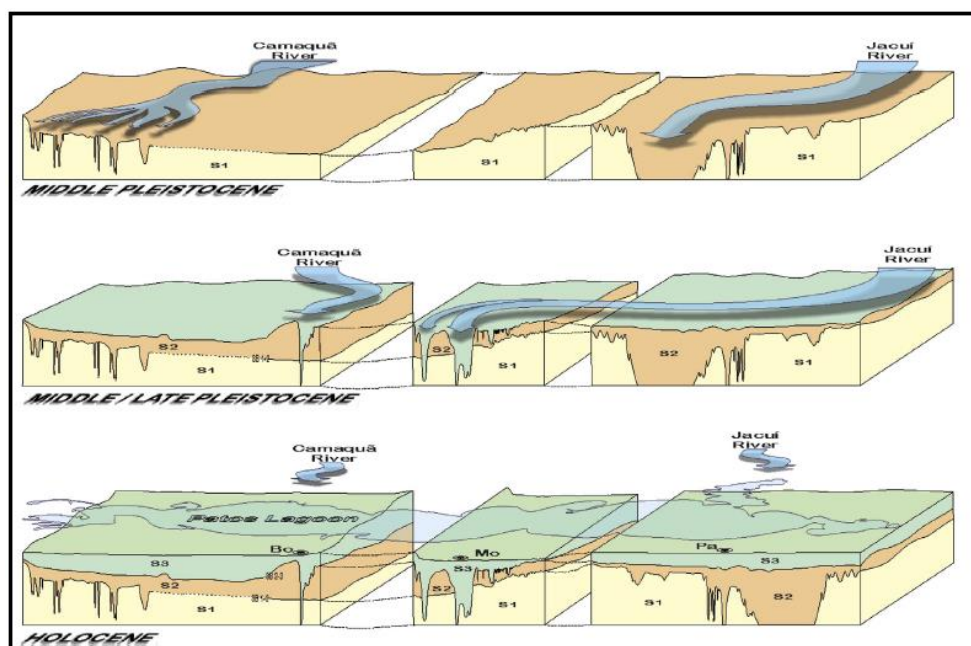


Figura 3: Esquema hipotético da drenagem dos rios Jacuí e Camaquã na planície costeira do RS durante os eventos regressivos do nível do mar no Quaternário (Weschenfelder et al., 2014).

Weschenfelder et al. (2008, 2010) identificaram padrões de paleodrenagens no interior do sistema lagunar da Lagoa dos Patos. Os paleocanais encontrados foram atribuídos à antiga drenagem do Camaquã e do Jacuí (Fig. 3). Abreu & Calliari (2005) identificaram estruturas subsuperficiais de paleodrenagens na região interna da Plataforma do RS, entre a cidade de Rio Grande e Mostardas. Terra (2013) identificou paleocanais na região litorânea adjacente à Bujuru, os quais foram identificados como evidências da antiga drenagem do Camaquã

2.1.2. Aspectos Sedimentares da Plataforma Continental Bacia de Pelotas

A Bacia de Pelotas recebe input sedimentar desde sua abertura. Entretanto, o aporte sedimentar mais significativo ocorreu no Terciário e Quaternário (Villwock & Tomazelli, 1995). As contribuições mais recentes foram decorrentes dos últimos eventos regressivos do nível do mar, quando processos costeiros drenaram sedimentos das terras altas para as terras baixas (Weschenfelder et al., 2005).

Os rios Jacuí, Camaquã, Piratini, e o La Plata (Uruguai) são as principais fontes de sedimentos clásticos para a Plataforma Continental da Bacia de Pelotas. Porém, no sistema moderno, grande parte dos sedimentos terrestres carregados pelos rios do RS ficam restringidos nas lagoas costeiras, de forma que não chegam à plataforma continental (Vital et al., 2005).

O tipo, forma e granulometria dos sedimentos representam as características físicas que atuavam sobre o ambiente quando estes foram depositados (Nichols, 2009). Os efeitos das transgressões do nível do mar podem ser estudados através de mudança nos padrões dos sedimentos (Paixão, 2012). A partir desse princípio, Corrêa (1984 apud Paixão, 2012) sugeriu um modelo evolutivo da sedimentação para a Plataforma Continental do RS.

De acordo com o autor, a Regressão Pleistocênica resultou em uma intrusão de sedimentos fluviais na porção sul da plataforma. Esta paleolinha de costa foi marcada por uma sedimentação de areia fina intercalada com média, de origem continental. Ao longo da Transgressão Holocênica ocorreu o retrabalhamento dos depósitos pleistocênicos em depósitos praias. A plataforma recebeu sedimentos finos, carregados por rios, até o momento em que se formou a Lagoa dos Patos, a qual restringiu o aporte sedimentar fluvial (Corrêa, 1984 apud Paixão, 2012).

Outro modelo sedimentar sugere que a base do pacote sedimentar do Cone do Rio Grande, da Bacia de Pelotas e do sopé do talude foram carregados por cânions durante o evento regressivo do Terciário (Silva, 2009). Estas estruturas foram relacionadas à queda eustática do nível do mar ocorrida no Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, decorrente da glaciação Antártica.

Segundo Paixão (2012), podem ser identificadas 11 fácies sedimentológicas na Plataforma Continental da Bacia de Pelotas: areia, silte, argila, cascalho, sedimento cascalhoso, lama, lama erosa, areia siltosa, silte arenoso e areia argilosa. A fácies predominante é a arenosa, sendo esta originada na formação de depósitos praias durante a Regressão Pleistocênica e Transgressão Holocênica (Corrêa, 1984 apud Paixão, 2012). Na plataforma externa, destaca-se a presença de sedimentos grossos, os quais estão relacionados a paleolinhas do nível do mar, e de sedimentos lamosos, os quais foram depositados em ambiente de regressão marinha (Paixão, 2012). Kowsmann et al. (1997) analisaram uma série de testemunhos na plataforma continental sul brasileira, e através de datação viram que a plataforma é dominada por sedimentos depositados de 17.500 a 16.500 anos atrás. Desta maneira, a plataforma é dominada por sedimentos reliquias. O termo reliquia é utilizado para descrever sedimentos que foram depositados em condições diferentes das atuais (Calliari, 2015).

A sedimentação moderna da plataforma continental da Bacia de Pelotas se dá principalmente através da penetração da pluma do rio La Plata, com contribuição das lagoas costeiras brasileiras em segundo lugar (Mahiques et al., 2010). Próximo à desembocadura da Lagoa dos Patos, as areias misturam-se com sedimento lamoso, formando a fácies lama arenosa moderna (Paixão, 2012).

3. Objetivos

3.1. Objetivo Geral

Este trabalho tem como objetivo geral mapear a superfície do Pleistoceno na Plataforma Continental da Bacia de Pelotas, identificando os sistemas de paleocanais e paleolinhas de praia formados durante a Regressão Pleistocênica e Transgressão Holocênica.

3.2. Objetivos Específicos

- Entender como era o sistema de drenagens na superfície pleistocênica.
- Verificar como a superfície paleobatimétrica se comportou no último período regressivo do mar.
- Estimar a espessura do pacote sedimentar holocênico na plataforma continental.

4. Material e Métodos

A identificação de feições como paleocanais e paleovales, exige o uso de métodos acústicos que tenham como prioridade refletir com alta resolução as primeiras dezenas de metros do pacote sedimentar, como por exemplo os perfiladores sísmicos contínuos.

Perfiladores sísmicos contínuos são métodos indiretos de investigação de superfícies, os quais se baseiam no princípio da propagação de ondas acústicas na água, e o contraste de impedância acústica entre diferentes meios físicos (Souza, 2006). As diferenças da propagação de ondas acústicas em meios com diferentes características físicas permitem a identificação do substrato oceânico e as diferentes subsuperfícies no estrato sedimentar.

4.1. Aquisição de Dados Sísmicos

O presente trabalho conta com o uso de dados sísmicos obtidos com SubBottom Profiler (perfilador de subfundo SBP) da marca SyQwest, modelo Bathy2010® (Fig. 4). Este aparelho possui um conjunto de transdutores de 3,5 kHz (Fig. 4.b,c), o qual libera ondas acústicas de alta frequência e baixa penetração no sedimento, retornando registros de alta resolução. Esse tipo de perfilador é ideal para estudos focados nas primeiras centenas da coluna sedimentar e em águas rasas.

Os dados foram obtidos ao longo de um conjunto de cruzeiros de oportunidade do Navio de Pesquisa Oceanográfico Atlântico Sul, da Universidade Federal do Rio Grande (FURG). A Figura 1 mostra as derrotas destes cruzeiros. Estes cruzeiros são referentes ao: Projeto Anchoita 2012 (Fig. 4.d, pontos roxos); Projeto INCT Jan 2013 (Fig. 4.d, pontos pretos); Projeto INCT-Mar Jan 2015 (Fig. 4.d, pontos verdes claros); Cruzeiro Finep I - Teste de Equipamentos (Fig. 4.d, pontos vinhos); Cruzeiro Finep II (Fig. 4.d, pontos verdes escuros); e Projeto INCT-Mar Jul 2015 (Fig. 4.d, pontos azuis). O termo cruzeiros de oportunidade foi utilizado para designar cruzeiros referentes a outros projetos, e não específicos para a geofísica. As suas derrotas não foram programadas para o levantamento de dados geofísicos ou geológicos.

Foram levantadas o total de 8500 km de linhas sísmicas. Devido ao grande número de perfis sísmicos analisados, o presente trabalho mostra apenas os perfis com estruturas consideradas importantes. Para futuras referências, pode-se contactar o Laboratório de Oceanografia Geológica da FURG, onde todos os perfis encontram-se analisados e interpretados, no caderno Banco de Imagens 3,5 kHz – Plataforma Continental da Bacia de Pelotas.

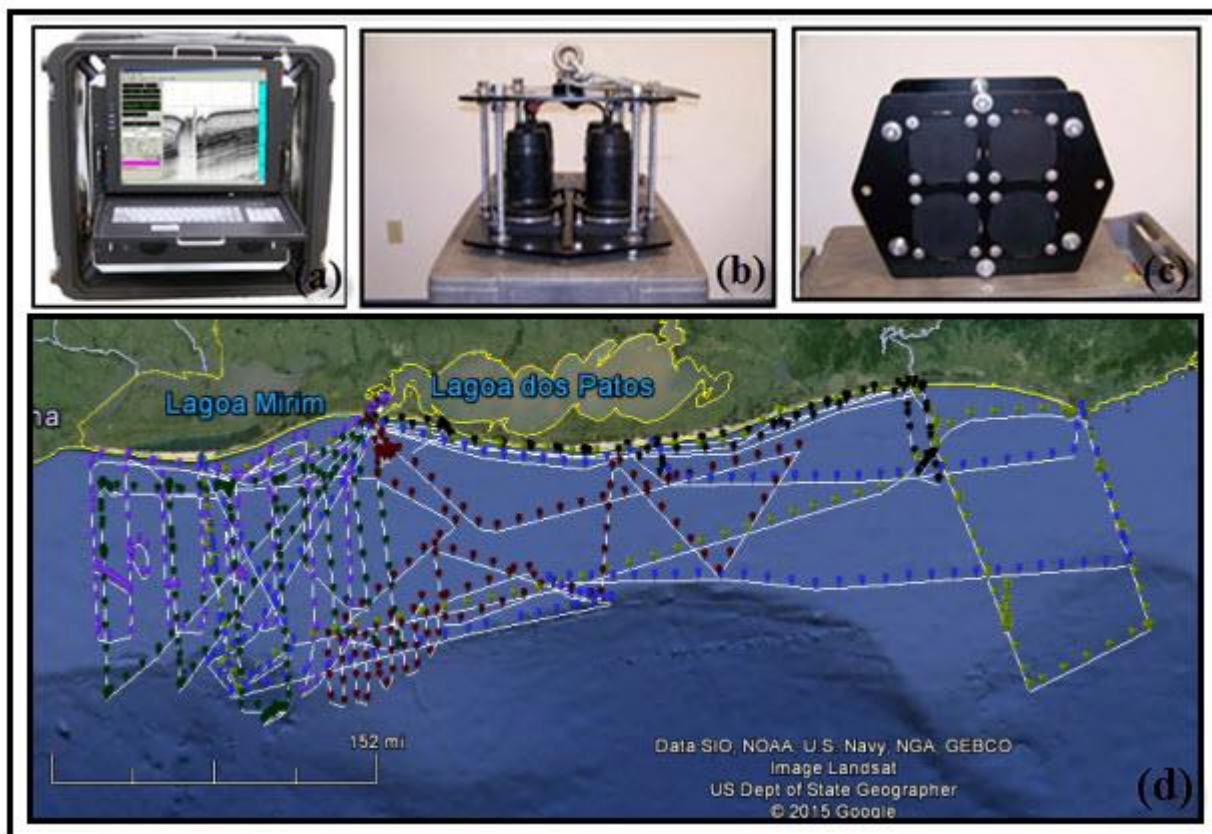


Figura 4: SubBottom Profiler 3,5 kHz. a: Imagem do computador de aquisição de dados; b: Vista lateral do transdutor; c: Vista da parte inferior do transdutor; d: Derrotas do navio ao longo dos cruzeiros de aquisição sísmica.

4.1.1. Princípio do Método Geofísico

O mapeamento da morfologia do fundo oceânico e a exploração da espessura, natureza e estruturas da coluna sedimentar, podem ser feitos através de geofísica sísmica de reflexão (Ayres & Neto, 2004). O método sísmico baseia-se na reflexão da onda acústica ao atingir uma descontinuidade de impedância acústica, a qual se dá entre meios de diferentes densidades (Ayres & Neto, 2004).

O transdutor emite uma onda acústica no ambiente aquático. Quanto menor for a frequência da onda, maior a distância de propagação desta, o que resulta em uma maior penetração no pacote sedimentar. A onda propaga-se continuamente em um meio até encontrar uma superfície de densidade diferente (Souza, 2006). A diferença entre as densidades dos meios age como um filtro para a onda, a qual é parcialmente refletida de volta à superfície, enquanto a outra fração da onda continua a se propagar no meio novo. A onda refletida é captada por hidrofones ao retornar à superfície. A intensidade da reflexão da onda é diretamente proporcional à diferença entre as densidades dos meios (Sylwester, 1991).

Ao investir na penetração da onda acústica no sedimento, há um comprometimento da resolução e nível de detalhamento do registro sísmico. Ondas de baixa frequência, retornam informações da coluna sedimentar na escala de mil metros, porém com baixa resolução. Ondas de alta frequência penetram apenas nas primeiras centenas do pacote sedimentar, mas retornam informações com alto nível de detalhes e resolução (Ayres & Neto, 2004).

Eventos de regressão do nível do mar causam a deposição de sedimentos de origem continental e fluvial em ambientes oceânicos (Martins et al., 1996). Estes sedimentos são diferentes em composição, tamanho e granulometria (Corrêa, 1996). Desta maneira, os depósitos sedimentares formados em períodos que a plataforma continental estava exposta apresentam densidade diferente dos depósitos formados quando este ambiente está coberto por água. Assim, sísmica de reflexão

de alta frequência (2 a 12 kHz) e baixa penetração pode ser utilizada a fim de identificar estruturas superficiais e subsuperficiais do assoalho oceânico (Sylwester, 1991), como paleovales e paleocanais relacionados a eventos trans-regressivos.

4.2. Processamento de dados, Análise e Interpretação

Em tempo real com a aquisição de dados, as imagens obtidas foram visualizadas no programa Bathy2010 da SyQwest. O pós-processamento dos dados foi realizado no programa SonarWiz, da Cheseapeak Technology Inc[®]. As imagens foram trabalhadas, com a aplicação de filtros, remoção de ruídos e variação de ganho do sinal, de forma a deixar a imagem mais clara possível para a identificação das feições. Foram feitos blocos-diagramas com os perfis, e os mesmos foram visualizados juntos em uma imagem tridimensional no programa Fledermaus[®]. Durante a visualização, foi utilizado um mapa batimétrico tridimensional da Bacia de Pelotas (Pinho, 2015).

A geometria e intensidade das reflexões permitem a identificação e interpretação de feições sedimentares. Refletores sísmicos em formato de U ou V estão associados a antigos vales e leitos de rios, denominados paleovales e paleocanais, respectivamente (Bryant & Roemer, 1991). As zonas de paleodrenagens contêm sedimentos de diferente origem, e normalmente de diferente granulometria e composição se comparado com os sedimentos acumulados no restante da plataforma. Assim, quando essas regiões de diferentes características sedimentares aparecem, forma-se um refletor acústico no perfil (Souza, 2006).

Sedimentos mais finos, os quais deixam a onda acústica penetrar mais, produzem um reflexo muito fraco (Sylwester, 1991). Sendo que quanto mais fina for a granulometria da coluna, mais transparente será a característica do seu eco. O contrário é verdadeiro para sedimentos grossos.

Das 8.500km de linhas sísmicas processados, foram selecionadas 79 linhas com refletores sísmicos de interesse, o equivalente a aproximadamente 4.000 km de perfil sísmico. As feições de interesse nesses perfis foram então destacadas e interpretadas.

Para uma melhor interpretação da sedimentação das feições destacadas, os pontos de interesse foram sobrepostos com um mapa de fácies sedimentares (Paixão, 2012) (Anexo I) e com o mapa de sedimentos relíquias da plataforma do Rio Grande do Sul (Corrêa, 1996 apud Calliari 2015) (Anexo II).

A presença desses refletores permite identificar as feições como paleocanais e paleovales, e associá-las ao Pleistoceno ou Holoceno, dependendo de suas características. Unindo os perfis processados com informações de trabalhos anteriores as feições encontradas nos perfis foram descritas, interpretadas e relacionadas com os mapeamentos sísmicos já feitos na área de estudo.

5. Resultados e Discussão

Ao longo dos perfis foram encontrados fortes refletores sísmicos, os quais representam mudanças bruscas no padrão de sedimentação do fundo oceânico. Estes sedimentos, diferentes dos depósitos ao seu redor, podem ser correlacionados a antigas feições, como rios, vales e lagoas, que atuavam sobre a plataforma quando o nível do mar estava abaixo do atual. Assim, a identificação de tais feições indica a superfície do Pleistoceno Superior durante a regressão Pleistocênica. A Figura 5 mostra o conjunto de paleodrenagens encontradas ao longo dos perfis analisados.

A Regressão Pleistocênica, há aproximadamente 18.000 anos, não foi a primeira vez que a plataforma continental esteve exposta a forças continentais. Através de sísmica de baixa frequência (airgun), Barbosa (2009) mapeou feições formadas durante a Regressão Pliocênica, no Terciário Superior. Estas feições encontram-se a maiores profundidades na coluna sedimentar, e não estão no alcance da frequência do 3,5 kHz. Assim, as estruturas aqui mapeadas estão provavelmente relacionadas ao Pleistoceno Superior.

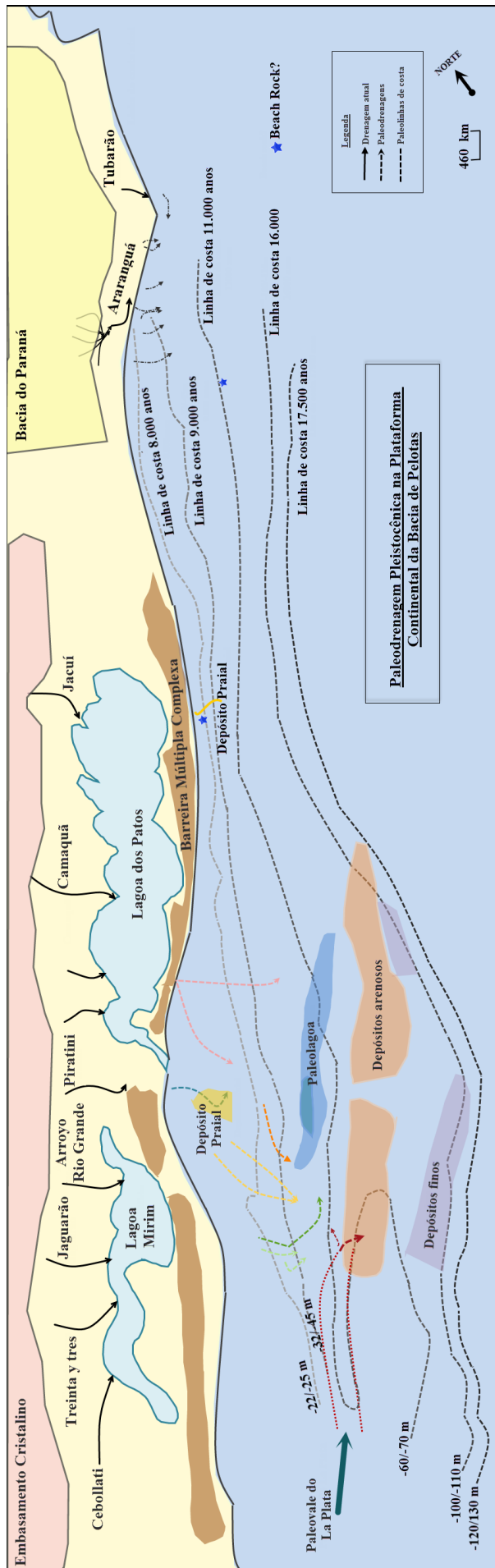


Figura 5: Resumo das paleodrenagens pleistocênicas e holocênicas encontradas na Plataforma Continental da Bacia de Pelotas. As setas pontilhadas indicam evidências encontradas de paleodrenagem, enquanto a seta cheia a drenagem atual dos principais rios da região. Do mesmo modo, a linha cheia indica a linha de costa atual, enquanto as linhas pontilhadas indicam antigas linhas de costas, como sugerido por Corrêa (1996). A seta verde cheia indica o local do Paleovale do La Plata, enquanto as setas vermelhas pontilhadas indicam a evidência de sua paleodrenagem. As setas pontilhadas em verde, amarelo, azul claro e rosa indicam a paleodrenagem interpretada como sendo do rio Treinta y Tres, Jaguarão, Piratini e Canaã, respectivamente. O polígono azul indica a paleolagoa encontrada, e a seta pontilhada em laranja o paleocanal associado a lagoa. Os polígonos rosa claro indicam os altos sedimentares de depósitos arenosos. Os polígonos lilás indicam os depósitos de sedimento fino encontrado nas porções externas da plataforma. O polígono e a linha amarela indicam as evidências de antigas linhas de costa. As estrelas em azul indicam possíveis beachrock.

5.1. Principais Feições Identificadas

Analisando os perfis na margem adjacente à Lagoa Mirim (Fig. 6.a), o primeiro grande refletor que aparece é o Paleovale do La Plata (Fig. 6.b). Tal feição já foi mapeada e interpretada detalhadamente por Rocha (2014).

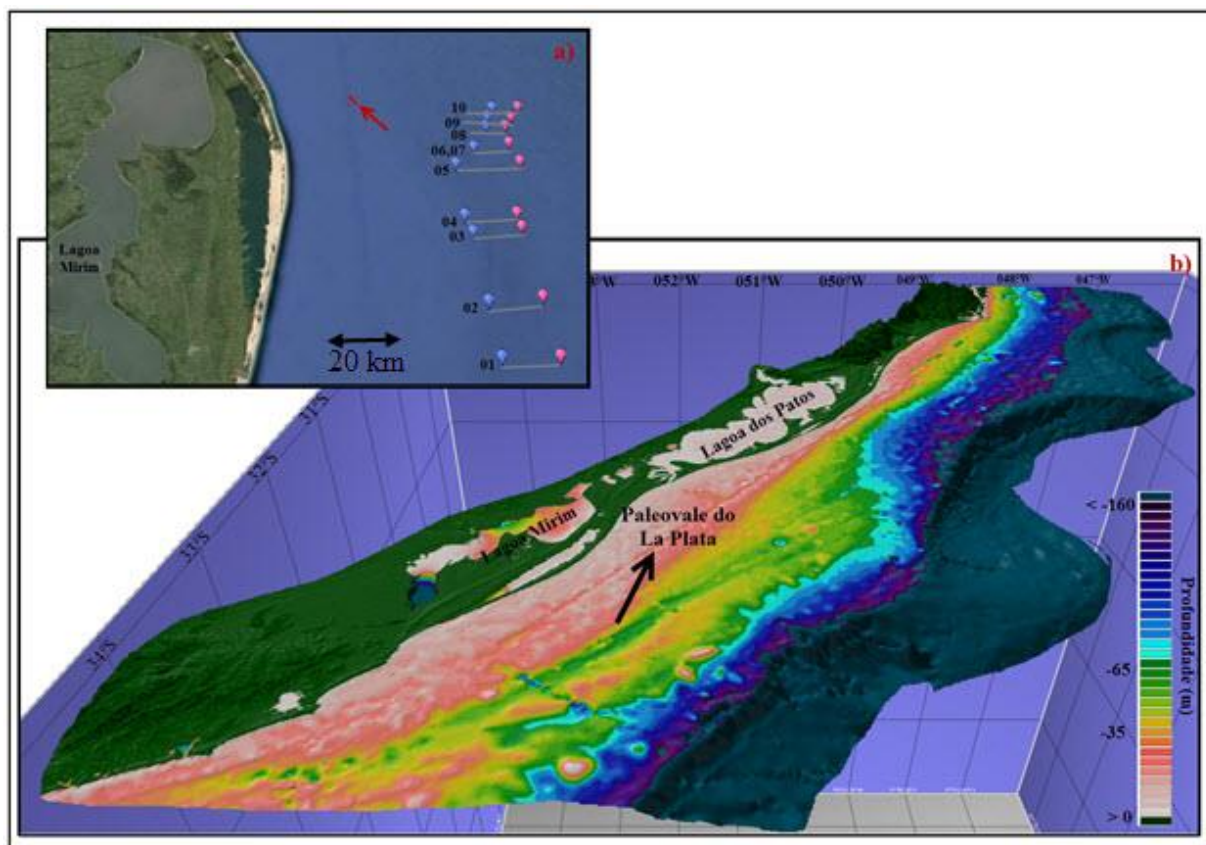


Figura 6: a: Representação dos perfis em que o paleovale do La Plata apareceu. Símbolos azuis representam a margem oeste do canal, enquanto os símbolos rosas representam a margem leste. b: Modelo 3D da batimetria do Paleovale do La Plata (modificado de Pinho, 2015).

O Paleovale do La Plata (Fig. 7.a,b) aparece bem formado e com forte intensidade nos cinco primeiros perfis analisados, percorrendo cerca de 82 km para o norte. A superfície pleistocênica, marcada em vermelho na Figura 7.b, encontra-se a 70 m de profundidade, e marca a cava do vale esculpido pelo La Plata durante o Pleistoceno.

Enquanto o vale ainda estava ativo ocorreu deposição de areia-argilosa no fundo da feição, de acordo com o mapa faciológico sedimentar (Paixão, 2012). Este pacote sedimentar de 20 m de espessura, é marcado por deposições plano-paralelas, com intercalação de sedimentos grossos (regiões mais escuras) e finos (regiões claras). O pacote sedimentar holocênico, delineado pela linha verde na Figura 7.b, é bem claro, mostrando que é formado por sedimentos extremamente finos. Estes sedimentos são modernos, com diâmetro entre silte e argila (fácies lama), e formam um pacote de 8 m de espessura.

Através da análise de testemunhos, Corrêa et al. (2013) identificaram evidências palinológicas e sedimentares de ambientes marinhos e lagunares na região do Paleovale do La Plata. Os testemunhos analisados pelos autores encontram-se entre os perfis sísmicos 1 e 5 analisados no presente trabalho, ou seja, onde a feição do vale está bem formada e evidente. Estes testemunhos foram datados entre 10.400 a 12.500 anos atrás (Corrêa et al., 2013). Assim, a análise de Corrêa et al. (2013) confirma a interpretação aqui delineada sobre a paleodrenagem do La Plata, e fornece a informação de que o vale estava ativo durante o início da Transgressão Holocênica.

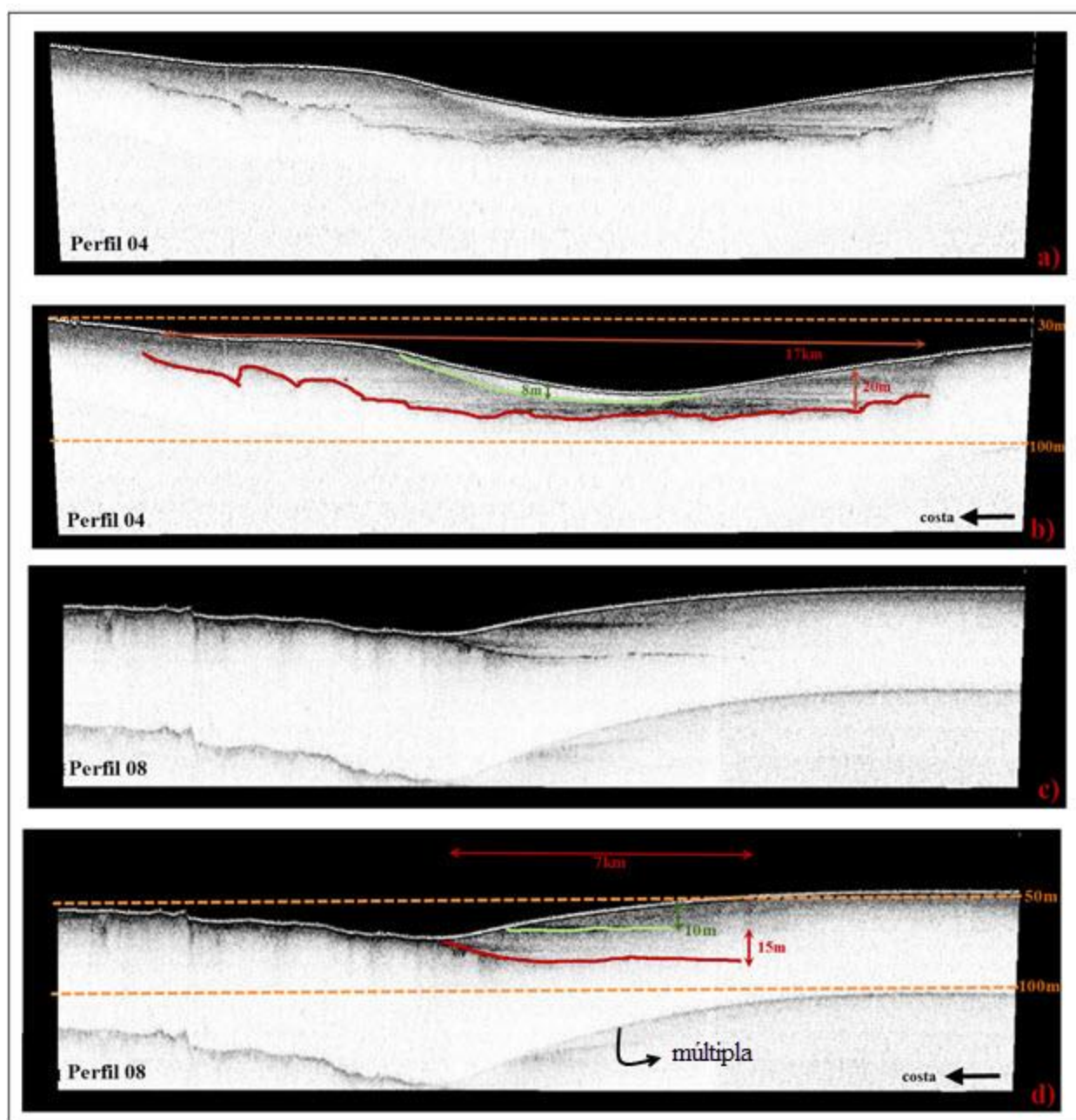


Figura 7: Representação do Paleovale do La Plata e como sua feição mudou ao avançar na plataforma gaúcha. Os perfis estão com exagero vertical de 50 vezes. a,c: Visualização do perfis sísmicos; b,d: Feições interpretadas. A linha destacada em vermelho representa a superfície pleistocênica, sendo que as setas vermelhas representam suas dimensões. A superfície destacada em verde representa o pacote sedimentar holocênico. As linhas pontilhadas em laranja representam a profundidade, levando em conta a coluna d'água, a qual não está representada na imagem.

A partir do perfil 6, o Paleovale sofre uma mudança brusca, deixando de ser um canal bem formado. Essa mudança no antigo leito do La Plata foi interpretada por Rocha (2014) como uma deposição de um banco de areia cobrindo a porção leste do canal. Como o presente estudo analisou um número maior de seções sísmicas, foi possível delinear uma outra hipótese para esta mudança. A nova feição do La Plata (Fig. 7.c.d) pode ser interpretada como uma migração no rumo do canal, o qual passou a ir para leste, em busca da linha de costa. Há registros que indicam que um pequeno distributário continuou correndo para oeste, indo em direção a uma antiga lagoa.

Nos perfis 6-10, apenas a margem oeste do vale, delineada pela linha vermelha na Figura 7.c., passa a ser visível. O restante foi recoberto por um pacote sedimentar de 15 m de espessura. Ainda sobre este pacote encontra-se uma sedimentação de areia argilosa de 10 m de espessura, a qual provavelmente foi deposita após o início da Transgressão Holocênica.

Uma hipótese para este acúmulo sedimentar seria que, a partir do momento em que o canal começou a meandrar, sua capacidade de transporte foi reduzida. Desta maneira, a grande pluma sedimentar carregada pelo La Plata passou a depositar-se sobre seu próprio leito. Mesmo com uma redução na sua capacidade de transporte sedimentar, o rio ainda era um transportador forte o suficiente para carrear grandes quantidades de sedimentos para a antiga linha de costa. Este aporte sedimentar alimentou em parte o Cone do Rio Grande.

A Figura 8 mostra a representação tridimensional dos perfis em que foram localizados o Paleocanal do La Plata, com o percurso antigo que o rio teria percorrido representado pela seta pontilhada em vermelho. Nota-se a suave migração do canal para leste, e a consequente cobertura sedimentar.



Figura 8: Percurso do Paleovale do La Plata. A seta pontilhada em vermelho indica o possível percurso que o rio La Plata tomou durante o Pleistoceno. Os números em vermelho indicam o número do perfil sísmico. A imagem à direita relaciona-se com a localização de como os perfis estão distribuídos na plataforma. A localização dos perfis é a mesma que indicada na Figura 6.

Ainda analisando os perfis na região adjacente à Lagoa Mirim, foram detectados outros dois paleocanais de menor dimensão. Estes canais foram interpretados como sendo os antigos leitos do rio Treinta y Tres (Fig. 9) e do rio Jaguarão (Fig. 10).

O paleocanal do rio uruguaio Treinta y Tres (Fig. 9) foi identificado em três perfis sísmicos, percorrendo cerca de 30km (do perfil 10 para o D, Figura 9.a). A superfície pleistocênica, (linha vermelha, Fig. 9.c) encontra-se 20 m de profundidade da coluna sedimentar. Observa-se que dois pacotes sedimentares diferentes ocuparam este canal. De acordo com a intensidade dos ecos nota-se que nos 10 primeiros metros, entre a linha verde e a vermelha (Fig 9.c), o canal foi preenchido por um sedimento mais fino, recoberto por 10 m de sedimento mais grosso.

A cobertura sedimentar da região deste paleocanal é de areia relíquia. O fato de ser um sedimento grosso pode explicar por que o reflexo da superfície pleistocênica não é muito forte. Conforme o rio percorreu a plataforma, ele tornou-se mais raso, e passou a ser coberto por um sedimento mais fino, composto por areia siltica relíquia.

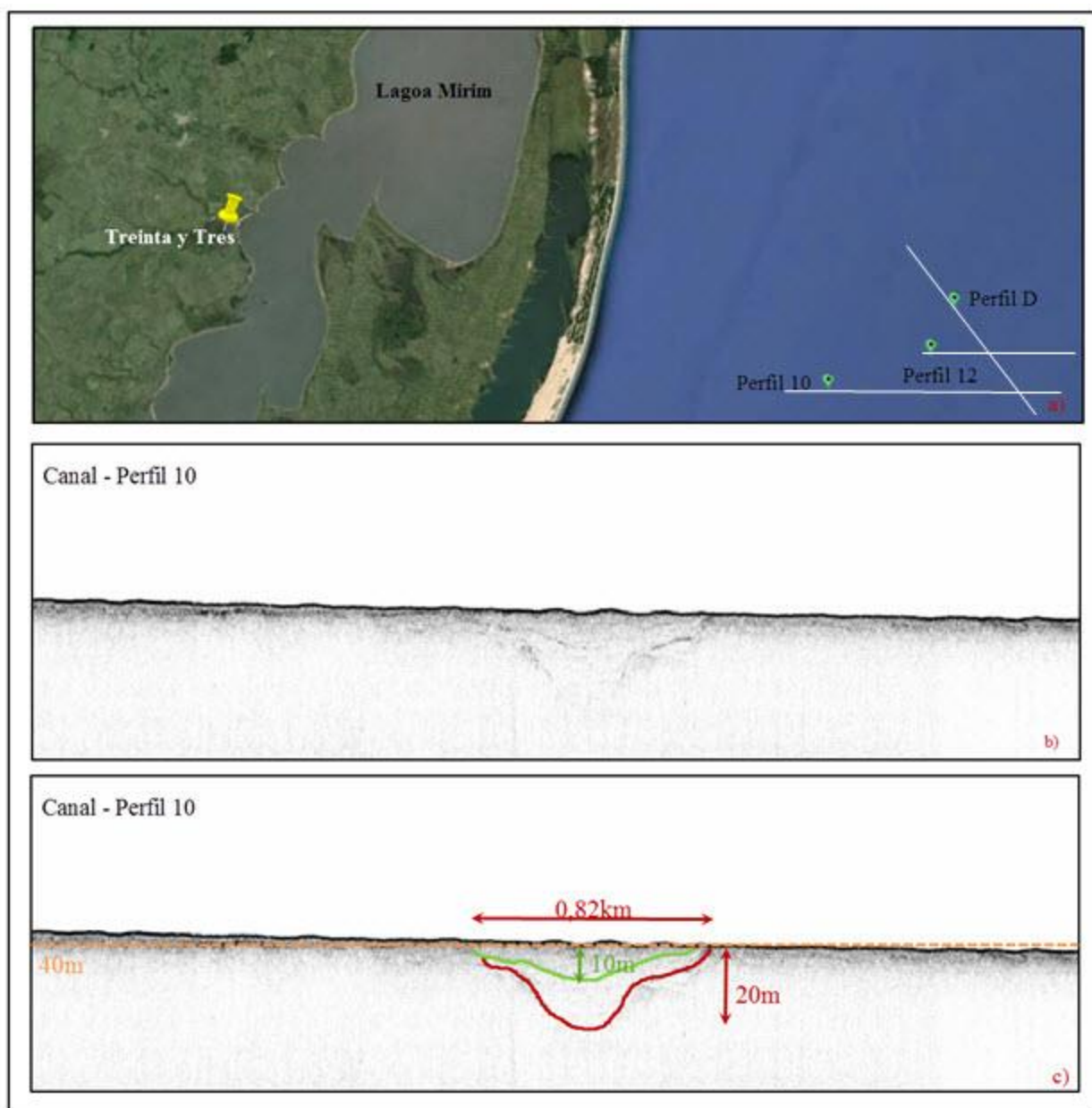


Figura 9: Paleocanal do rio uruguiaio Treinta y Tres. a: Em verde está a representação dos pontos que encontrou-se o paleocanal. Em amarelo a localização atual do rio, o qual desemboca na porção central da Lagoa Mirim. b: Visualização do canal do perfil 10. c: Canal do perfil 10 interpretado. Linha vermelha indica a superfície pleistocênica, e as setas vermelhas suas dimensões. Linha verde representa a superfície holocênica.

De acordo com a profundidade em que a superfície pleistocênica encontra-se (linha vermelha, Fig. 9.c), foi possível verificar que o canal percorreu do perfil 10 para o D. Se o rio Treinta y Tres corresse da posição em que ele se encontra atualmente para o ponto em que foi encontrado no perfil 10, ele teria rompido a Barreira II e III, a qual encontrava-se já formada durante o evento regressivo do Pleistoceno. Porém, os modelos geológicos do sistema Lagoa-Barreira (Villwock & Tomazelli, 1995) indicam que a Barreira II e III foi rompida apenas na porção noroeste da Lagoa Mirim. Assim, são delineados dois possíveis caminhos que o Treinta y Tres tomou para chegar na plataforma:

- 1) Os rios Treinta y Tres e Jaguarão uniram-se, e ambos passaram pela região em que não havia barreira arenosa. Ao chegarem na atual plataforma, os rios dividiram-se novamente.
- 2) O rio rompeu a Barreira II e III em busca da antiga linha de costa.

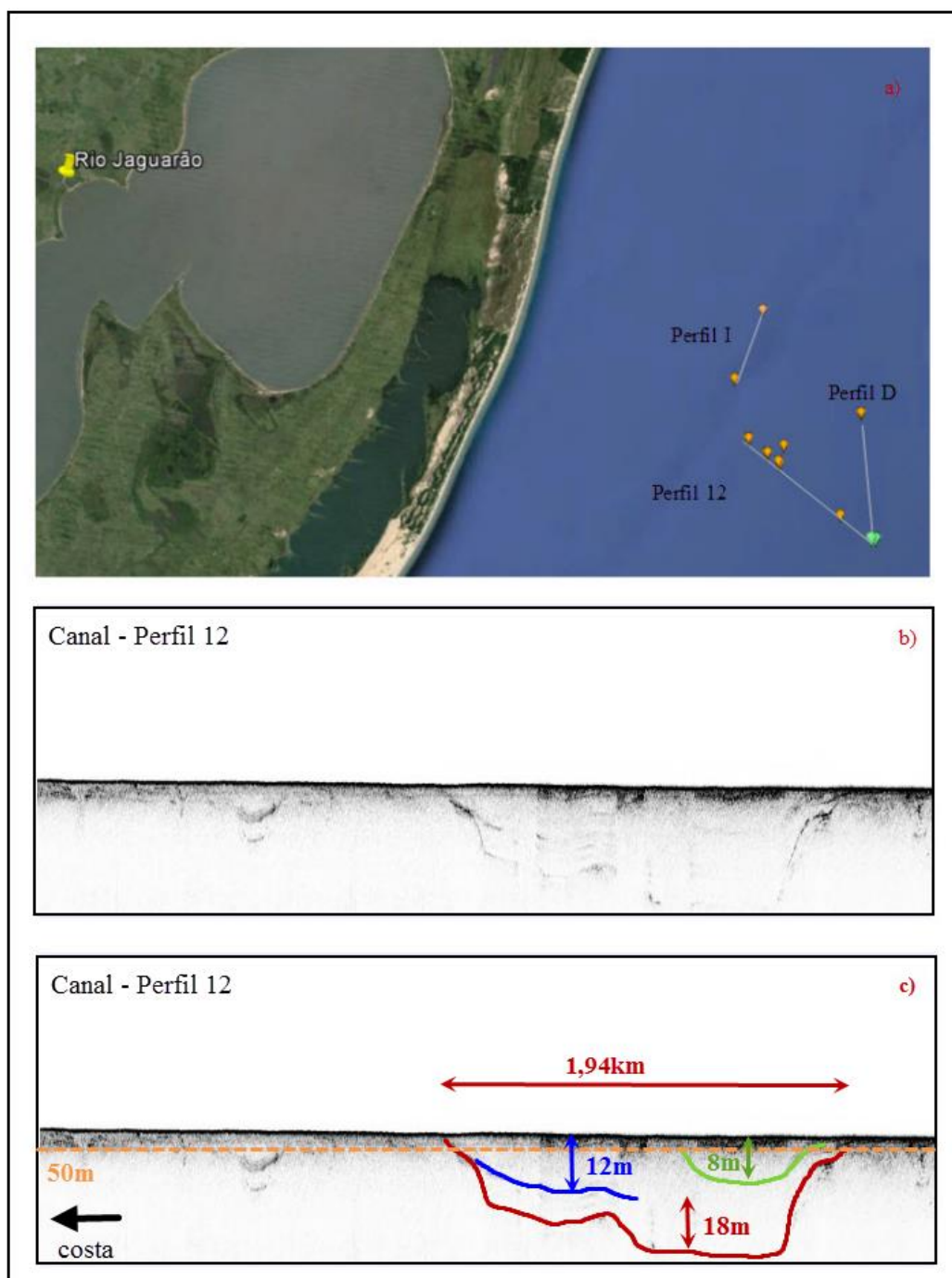


Figura 10: Paleocanal do rio Jaguarão. a: Em laranja representação dos pontos em que foram encontrados o paleocanal. O ponto verde representa onde o canal foi identificado tanto no perfil D como no 12. Em amarelo a localização atual do rio Jaguarão, o qual entra na porção central da lagoa Mirim. b: Visualização do canal do perfil 12. c: Canal do perfil 12 interpretado. Linha vermelha indica a superfície pleistocênica, e as setas vermelhas suas dimensões. Linha azul indica o possível paleoleito do canal no Holoceno Inferior, e a linha verde no Holoceno Médio. Linha pontilhada em laranja indica a profundidade em relação à coluna d'água.

O antigo leito do rio Jaguarão foi identificado em três diferentes linhas sísmicas. Nas linhas mais internas da plataforma, o canal foi mapeado com extensão de 300 a 700 m, e espessura variando de 6 a 10 m. No ponto mais distal (símbolo verde claro, Fig 10.a) o rio encontrava-se com 1,94 km de extensão e 30 metros de profundidade. Assim, acredita-se que pequenos tributários percorreram a porção mais interna da plataforma, e uniram-se formando o rio Jaguarão. A superfície pleistocênica (linha vermelha, Fig. 10.c) encontra-se a 30 m de profundidade da coluna sedimentar.

Acredita-se que conforme o nível do mar foi transgredindo durante o Holoceno, o canal foi ficando cada vez mais raso. Assim, a superfícies destacadas em verde e azul, na Figura 9.c, podem estar relacionadas aos níveis de estabilização da linha de costa durante a Transgressão Holocênica, até o rio ser inundado pelo mar. Nas porções mais internas da plataforma, o paleocanal do Jaguarão encontra-se sob uma fácies sedimentar arenosa. No ponto mais distal (Fig 10.b,c.) o canal encontra-se sob depósitos de areia argilosa relíquia.

No centro da região sul da plataforma continental (Fig. 11) entre a Lagoa Mirim e a Lagoa dos Patos, destacou-se uma grande estrutura deposicional ortogonal à costa, consistente em vários perfis. No interior desta grande feição notam-se diversos refletores plano-paralelos, os quais caracterizam uma deposição sedimentar em ambiente de baixa a média energia. Assim, essa estrutura pode ser relacionada à uma antiga lagoa costeira, com dimensões um pouco inferiores da atual Lagoa Mirim.

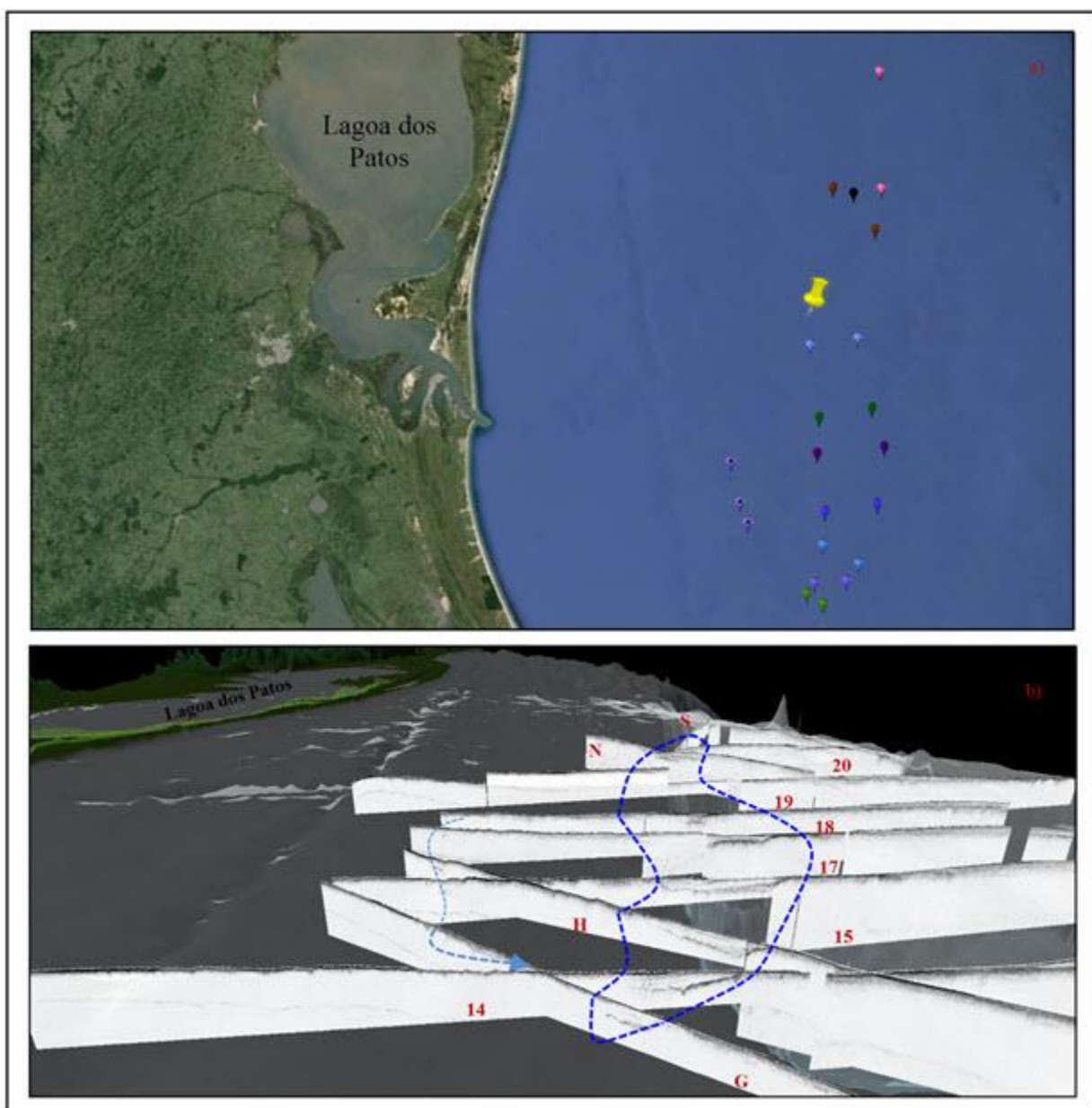


Figura 11: Representação 3D da Paleolago. a: Localização dos pontos iniciais e finais da estrutura. Cada par de cor representa o início e fim da lagoa em um perfil, sendo o verde claro, roxo claro, verde-água, azul escuro, roxo escuro, verde escuro, azul claro, marrom e rosa os perfis G, 14, H, 15, 17, 18, 19, N, S, respectivamente. O símbolo em preto representa a porção mais profunda da lagoa. O símbolo roxo claro com um ponto preto no centro representa um canal (Fig. 12) encontrado nas proximidades da lagoa. O símbolo amarelo indica a posição do testemunho com turfa (Corrêa, et al., 2014).

A Figura 11.b mostra a visualização tridimensional dos perfis nos quais a feição lagunar foi identificada. A partir destes perfis é possível delinear os limites da lagoa (linha pontilhada azul escura), com espessura máxima de 23 m, extensão de 127 km e largura máxima de 16 km, aproximadamente. Também é possível identificar um canal que entrava na porção sul da paleolagoa (linha pontilhada azul clara).

Corrêa et al. (2014) encontraram a ocorrência de turfa em um testemunho (Fig. 11.a, símbolo amarelo) na cota de 60 m de profundidade na plataforma continental do Rio Grande do Sul. A datação da turfa indica que o depósito foi formado há, aproximadamente, 10.460 ± 40 anos. Assim, o depósito turfeiro pode ser relacionado a um ambiente pantanoso com exuberante vegetação quando o nível do mar encontrava-se estabilizado a 60/65 m (Corrêa et al., 2014).

O testemunho analisado pelos autores encontra-se próximo à borda oeste da paleolagoa aqui identificada, o que está de acordo com as conclusões de Corrêa et al., 2014. Assim, é provável que as margens da lagoa eram dominadas por vegetação, formando um ambiente de marisma, como os quais podem ser identificados nas margens das lagoas costeiras atuais.

Dentro da paleolagoa foi possível identificar até 8 fortes refletores, os quais podem ser relacionados com seu gradativo fechamento, conforme o nível do mar foi subindo. Foram identificados pequenos paleocanais nas proximidades da lagoa, os quais possivelmente estariam alimentando a superfície lagunar. Acredita-se que esta paleolagoa era destino do antigo Jaguarão e do distributário do La Plata.

Em relação à distribuição sedimentar superficial, grande parte da paleolagoa foi preenchida por sedimentos finos, caracterizando um depósito de areia siltica relíquia. A evolução sedimentar superficial da lagoa na porção central é de areia na margem oeste, para areia siltosa no centro, para lama arenosa na margem leste. A feição encerra-se ao norte sob uma mancha de argila arenosa, e ao sul sob sedimento cascalhoso.

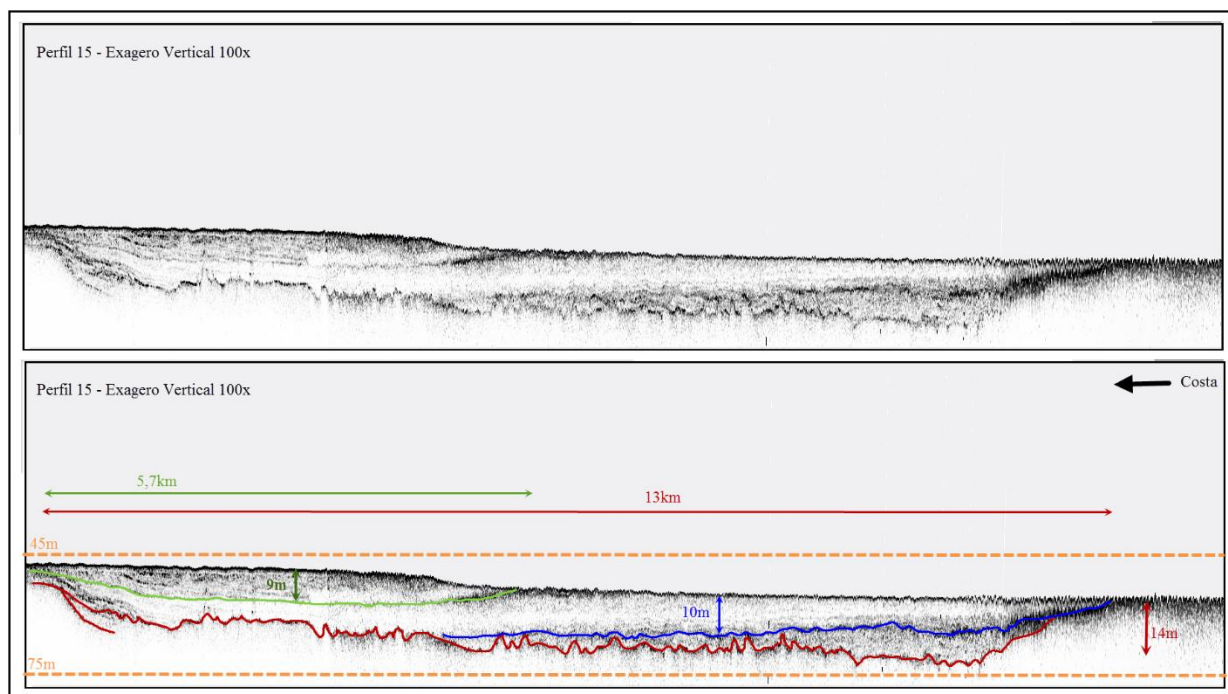


Figura 12: Perfil da Paleolagoa, exagero vertical de 100 vezes. a: Visualização do perfil. b: Perfil interpretado. A linha vermelha representa a superfície pleistocênica, com as setas vermelhas indicando sua respectiva dimensão. A linha azul representa a superfície do Pleistoceno superior, e a linha verde do Holoceno inferior, sendo as setas azuis e verdes indicam suas respectivas dimensões. A linha pontilhada laranja indica a profundidade em relação à coluna d'água.

A Figura 12 representa um corte horizontal da porção centro-sul da lagoa. Ao longo de toda a seção a lagoa mantém uma espessura de 14 m. Neste perfil foi possível identificar a lagoa de margem a margem. Destacam-se três refletores principais, os quais são relacionáveis aos níveis de estabilização do nível do mar descritos por Corrêa (1996).

A superfície pleistocênica, marcada pela linha vermelha, foi depositada quando o nível do mar estava a -120 m do atual. Neste período a lagoa teve seu comprimento máximo, para esta seção, de 13 km. Conforme o nível do mar começou a subir, a lagoa foi gradualmente fechando e ficando mais rasa. A linha azul representa a superfície relacionada à fase de estabilização da linha de costa a -100 m. Quando a linha de costa se estabilizou a -60m, a lagoa tinha apenas 5,7 km de extensão, sendo representada pela linha verde.

O sedimento grosso na porção sul pode estar relacionado à entrada de um canal fluvial na lagoa. Este paleocanal (Fig. 13) também foi detectado em outros perfis, porém, ao contrário da maioria dos outros canais, não pode ser relacionado com um rio atual.

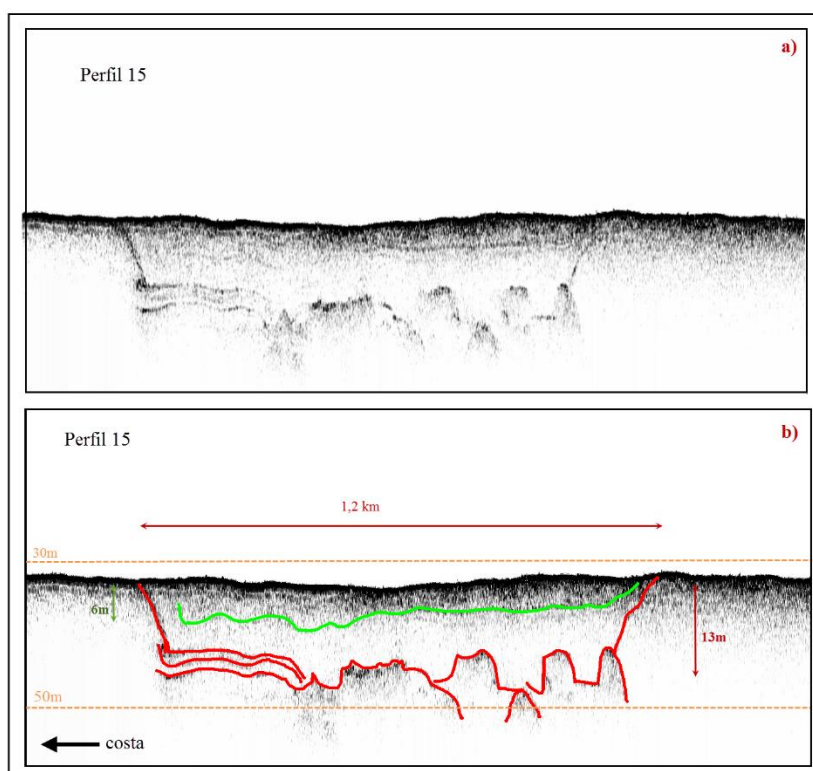


Figura 13: Paleocanal ligado à Paleolagoa. Localização deste canal está indicada na Figura 11.a. a: Visualização do paleocanal no perfil 15. b: Paleocanal no perfil 15 interpretado. A linha destacada em vermelho representa a superfície pleistocênica, com suas dimensões identificadas expressas pelas setas vermelhas. A superfície destacada em verde representa o leito do canal relacionado a um nível de estabilização do nível do mar durante a Transgressão Holocênica.

A superfície destacada em vermelho (Fig. 13.b) representa o leito do canal durante o Pleistoceno, o qual encontra-se há 13 m de profundidade da coluna sedimentar. Sobre este canal depositou-se um pacote sedimentar de 7 m de espessura durante o Holoceno Inferior. A superfície destacada em verde (Fig 13.b) representa o leito do canal durante a Transgressão Holocênica. O pacote sedimentar mais superficial tem 6 m de espessura.

Este rio percorreu cerca de 25 km até entrar na porção sul da lagoa. Grande parte do canal encontra-se sob o depósito de areia relíquia. Ao chegar nas proximidades da paleolagoa, a cobertura sedimentar passa a ser de sedimento cascalhoso.

O longo de quase todos os perfis da seção sul da plataforma, foi encontrado um alto sedimentar na porção média a externa (Fig. 14). A superfície sedimentar encontra-se a uma profundidade

de aproximadamente 55 m, quando se inicia um pacote sedimentar de aproximadamente 5 m, elevando o nível da coluna para 50 m de profundidade. Este pacote começa a afinar gradualmente, retornando à uma profundidade de 60 m.

Esta feição tem cerca de 24 km de extensão (indicado pela seta verde, Fig. 14.d) e percorre por 64 km, cobrindo a área do norte da Lagoa Mirim ao sul da Lagoa dos Patos. Acredita-se que este pacote de lama arenosa foi formado durante a Transgressão Holocênica, caracterizando um depósito de mistura relíquia.

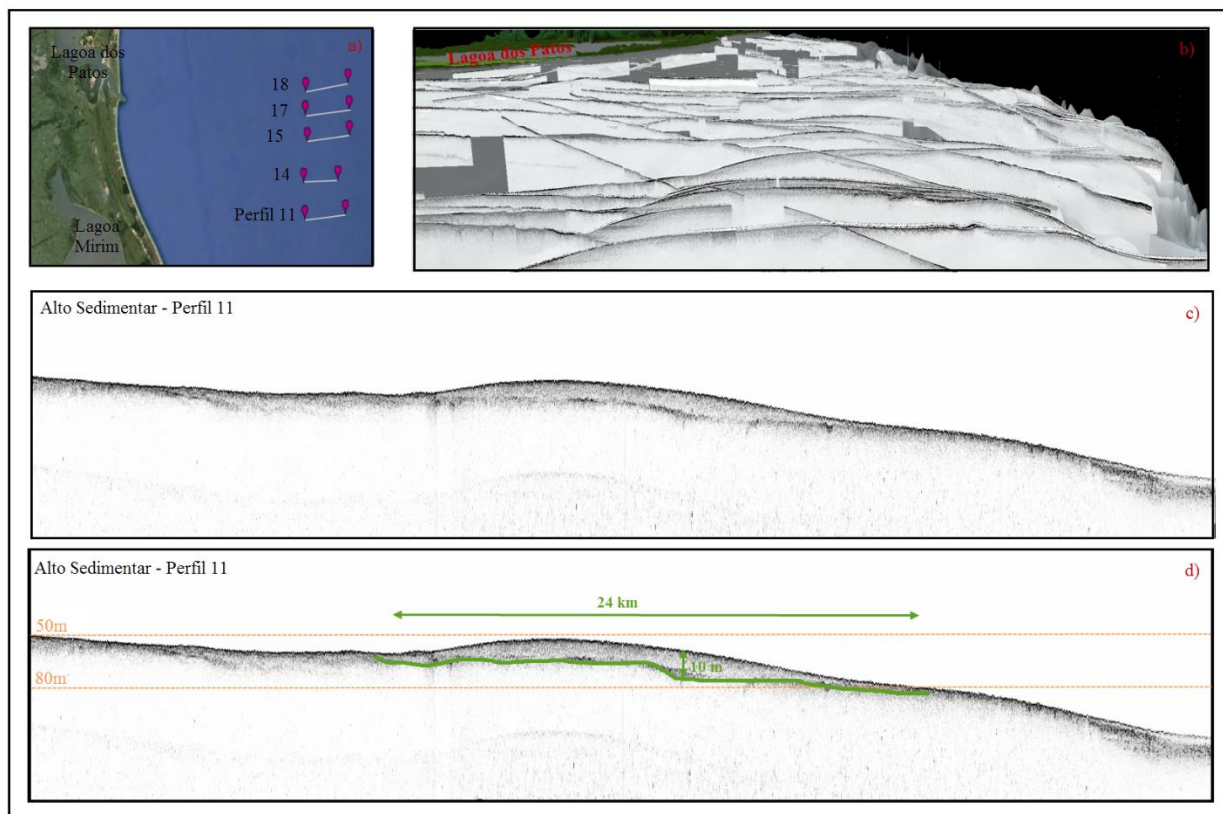


Figura 14: Alto sedimentar. a: Localização dos pontos iniciais e finais do alto sedimentar em cada perfil. b: Visualização 3D dos perfis com o alto sedimentar. Exagero vertical de 50 vezes. c: Exemplo do alto sedimentar no perfil 11. Exagero vertical de 50 vezes. d: Alto sedimentar no perfil 11 interpretado, com exagero vertical de 50 vezes. A linha verde destaca o fundo do pacote sedimentar, sendo que as setas verdes indicam a dimensão do pacote. As linhas laranja pontilhadas indicam a profundidade da coluna d'água.

A causa deste pacote sedimentar ter se mantido bem formado e não ter se espalhado uniformemente pela região é desconhecida. São delineadas duas hipóteses: Este alto sedimentar foi alimentado pela pluma de sedimentos do vale do La Plata e das outras drenagens da região. Ou ainda, o alto sedimentar pode ser o remanescente da barreira sedimentar associada à margem oeste da lagoa e do vale do La Plata.

Ao sul da desembocadura da Lagoa dos patos foram identificados pequenos canais sob um pacote sedimentar grosso (Fig. 15). Estes canais foram relacionados ao antigo leito do rio Piratini. O maior canal tem largura de aproximadamente 300 m, estando 10 m abaixo da superfície sedimentar. Além da superfície pleistocênica (linha vermelha, Fig. 15.c), foi possível identificar outras duas superfícies, relacionadas ao leito do canal conforme este foi ficando mais raso.

O paleocanal do Piratini foi recoberto por um pacote sedimentar grosso, o qual domina esta região de maneira irregular. Acredita-se que este pacote foi depositado quando esta região era uma antiga linha de costa.

A Figura 15.d,c, mostra uma desconformidade angular que foi observada ao longo do pacote sedimentar que cobria a região. Não se sabe a causa de tal desconformidade. Essa região é coberta por sedimentos arenosos relíquia, o que corrobora a hipótese deste pacote ser um antigo depósito praial.

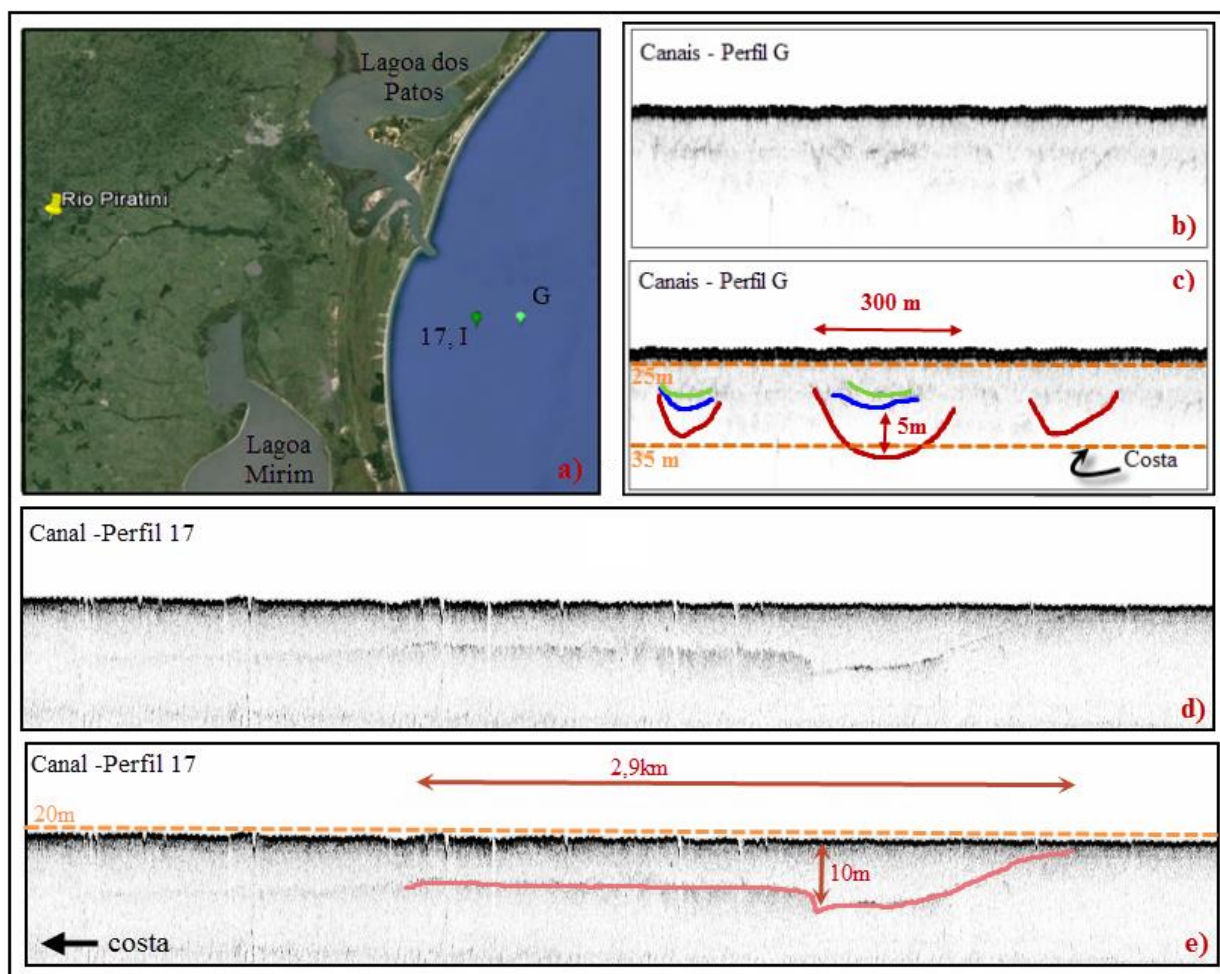


Figura 15: Paleocanal do Piratini. a: Localização dos pontos nos quais foram identificado o possível paleocanal do rio Piratini. O ponto verde escuro indica onde os perfis 17 e I se cruzaram, em cima de uma superfície com desconformidade angular (d,e). b: Canais no perfil G. c: Canais do perfil G interpretados. Em vermelho a superfície formada no Pleistoceno. As linhas azuis e verde indicam o pacote sedimentar que preencheu o canal. Linhas pontilhadas em laranja indicam a profundidade da coluna d'água. d: Desconformidade angular. e: Desconformidade angular interpretada. A linha em vermelho indica a superfície de um possível depósito praial.

Nos perfis adjacentes à porção sul da margem da Lagoa dos Patos foi identificado o paleocanal do Camaquã (Fig. 16). Nesta região, o canal tem extensão média de 300 m, estando a superfície pleistocênica a cerca de 8 m de profundidade da coluna sedimentar.

Foi identificado um distributário do Camaquã há 60 km ao sul do canal na margem da Lagoa. Este distributário pode estar relacionado aos paleocanais identificados na região do Parcel do Carpinteiro por Abreu & Calliari (2005). Calliari et al. (1994) identificou depósitos de areia grossa relíquia sobre o beackrock do Parcel do Carpinteiro. Estes depósitos de areia são similares aos depósitos arenosos encontrados no Rio Camaquã. Concordando então com a interpretação de que os paleocanais encontrados na Figura 16.a são registros da antiga drenagem do Camaquã.

Outro distributário foi identificado a 57 km ao nordeste do primeiro canal. Assim, acredita-se que conforme o rio percorreu a planície, ele dividiu-se em canais menores, formando um pequeno sistema deltaico. Este sistema contribuiu para a distribuição de areia relíquia na região. Outros registros sísmicos dessa região mostram evidências de sedimentação grosseira, o que concorda com a hipótese do delta do Camaquã.

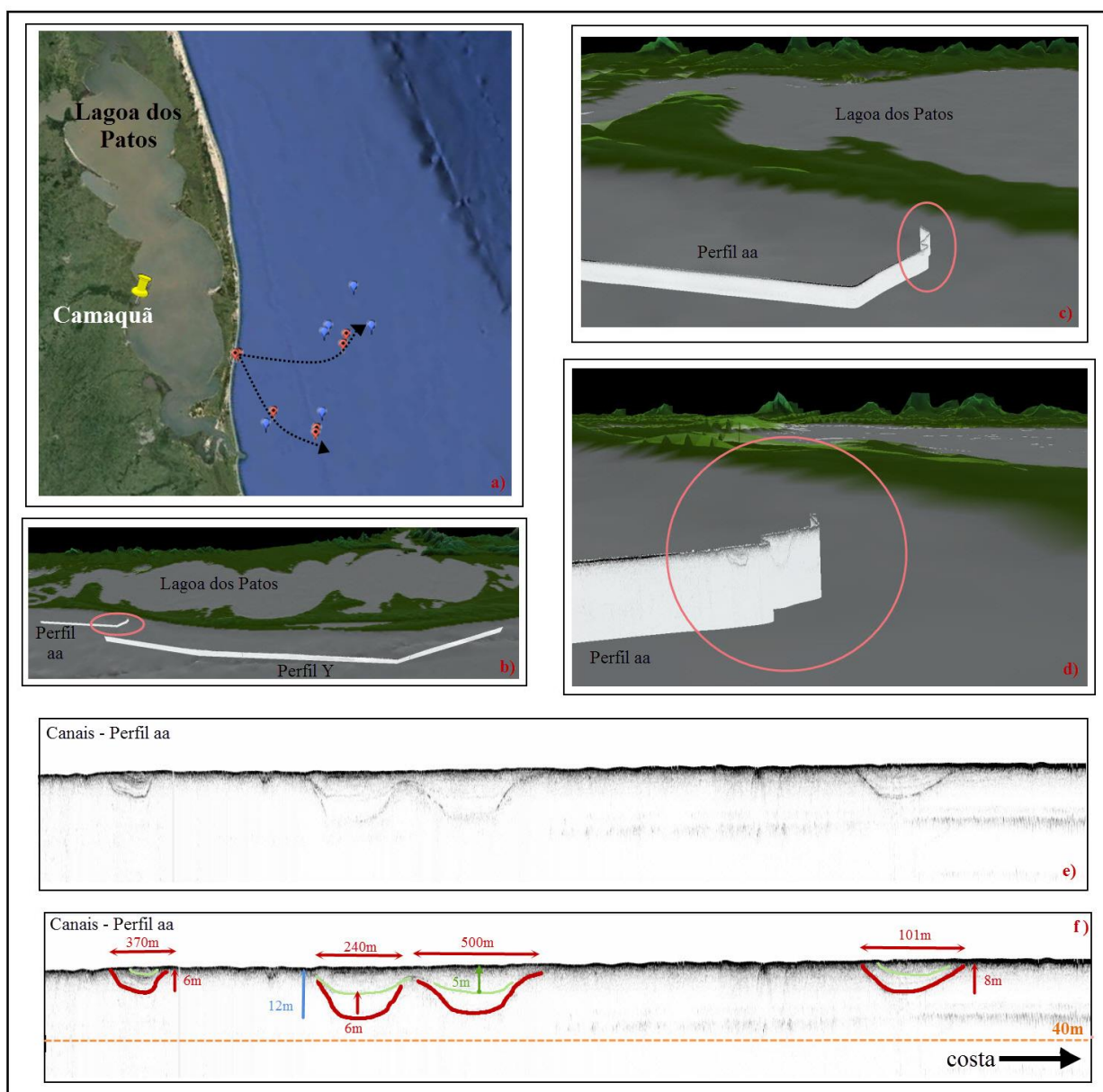


Figura 16: Paleocanal do rio Camaquã. a: Localização dos perfis. Símbolo amarelo indica a localização atual do rio Camaquã. Símbolos em vermelho representam locais em que o paleocanal foi detectado. Os símbolos em azul representam locais de sedimento muito grosso. b: Representação 3D do perfil aa e Y. A área circulada em rosa representa onde encontram-se os canais. c,d: Zoom da localização dos canais no perfil aa, para mostrar bem a orientação do perfil em relação à costa. e: Canais do perfil aa sem interpretação. f: Canais do perfil aa interpretados. Linhas em vermelho destacam a superfície pleistocênica, e a linha verde a superfície do Holoceno Inferior. Linha pontilhada laranja representa a profundidade da coluna d'água.

O antigo leito do Camaquã tem sido discutido ao longo de diversos trabalhos. Há duas hipóteses divergentes sobre qual caminho o Camaquã teria tomado durante a Regressão Pleistocênica. A primeira hipótese é de que o antigo percurso do Camaquã era como uma continuação do percurso atual, correndo na mesma direção. Neste caso, ele se conectaria à plataforma pela região da Barra Falsa (Weschenfelder et al., 2014). Esta hipótese foi delineada a partir da interpretação de registros sísmicos no interior da Lagoa dos Patos. Porém, através dos perfis sísmicos aqui analisados, não foram encontrados canais adjacentes a barreira próximo a Barra Falsa.

A segunda hipótese é de que o paleocanal do Camaquã corria mais ao sul do que o atual. Neste cenário ele se conectaria à plataforma pelo Estreito de Bujuru (Terra, 2013). A feição aqui identificada (Fig 16.e,f.) concorda com os perfis sísmicos de Terra (2013), e com hipótese de que o Camaquã corria pela região do Estreito durante o Pleistoceno.

Não foram encontradas evidências do antigo leito do Camaquã em outros perfis analisados paralelamente à margem da Lagoa dos Patos. Entretanto, deve-se ressaltar que o número de perfis analisados nesta região é muito pequeno para realmente descartar outros possíveis trajetos do Camaquã. Além disso, esta região é coberta por sedimentos grossos, os quais podem estar mascarando feições mais profundas.

Ao longo da porção externa da plataforma, próximo ao talude, foram encontrados registros de pacotes de sedimentos extremamente finos (Fig. 17). Acredita-se que a superfície destacada em verde (Fig 17.c) estava exposta quando a transgressão holocênica começou, de maneira que este pacote sedimentar depositou-se quando esta região já estava coberta por água.

Os registros sísmicos não foram suficiente para direcionar a fonte direta desta sedimentação. Uma hipótese para essa formação, é que este pacote foi formado por plumas sedimentares dos rios que chegavam no oceano, quando a linha de costa estava a -60/-70 m da linha atual. Estes pacotes são compostos por silte argiloso relíquia.

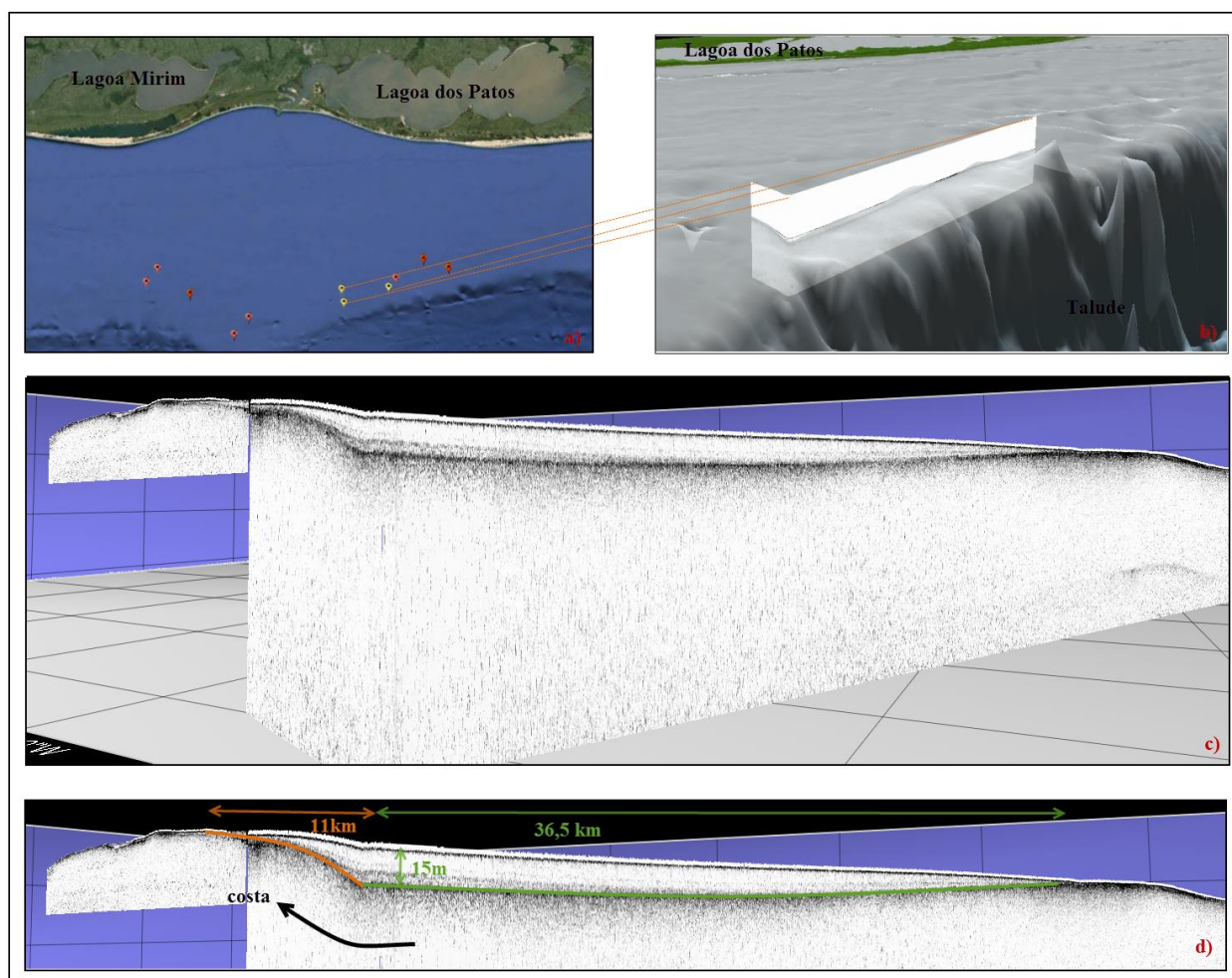


Figura 17: Pacotes Sedimentares Externos. a: Localização dos pontos nos quais foram encontrados os pacotes de sedimento fino. Os pontos em amarelo representam a localização em destaque no resto da imagem. b: Visualização 3D do perfil, para mostrar sua orientação em relação ao talude e à linha de costa. c: Zoom do perfil, com exagero vertical de 50 vezes. d: Perfil interpretado. As linhas verde e laranja representam a mesma superfície refletora. Foram usadas cores diferentes para mostrar as diferentes orientações do pacote. A linha destacada em laranja indica a porção zonal, e a linha destacada em verde a porção meridional do pacote sedimentar. A profundidade em relação à coluna d'água é de 120 m.

O perfil identificado na Figura 17 é interessante, pois mostra tanto o fechamento deste pacote em direção à costa (linha laranja), como seu fechamento ao norte (linha verde). O pacote se estende por 36,5 km de norte ao sul, e por 11 km em direção à costa, antes de fechar. Não foi possível observar o fim ao sul e à oeste da feição.

A Figura 18 mostra evidências de uma paleolinha de costa. Foi observada uma feição onlap, a qual pode estar relacionada a eventos de transgressão do nível do mar. A linha vermelha (Fig. 18.d) destaca depósitos ondulares, característicos de zonas costeiras. Esta superfície provavelmente foi modulada quando a linha de costa estava estabilizada entre -32/-45 m da linha atual. Assim, esta seria uma superfície holocênica. A mesma feição encontrada no perfil W (Fig. 18.c,d), ortogonal à costa, foi encontrada no perfil Y, o qual foi feito paralelo à margem da lagoa.

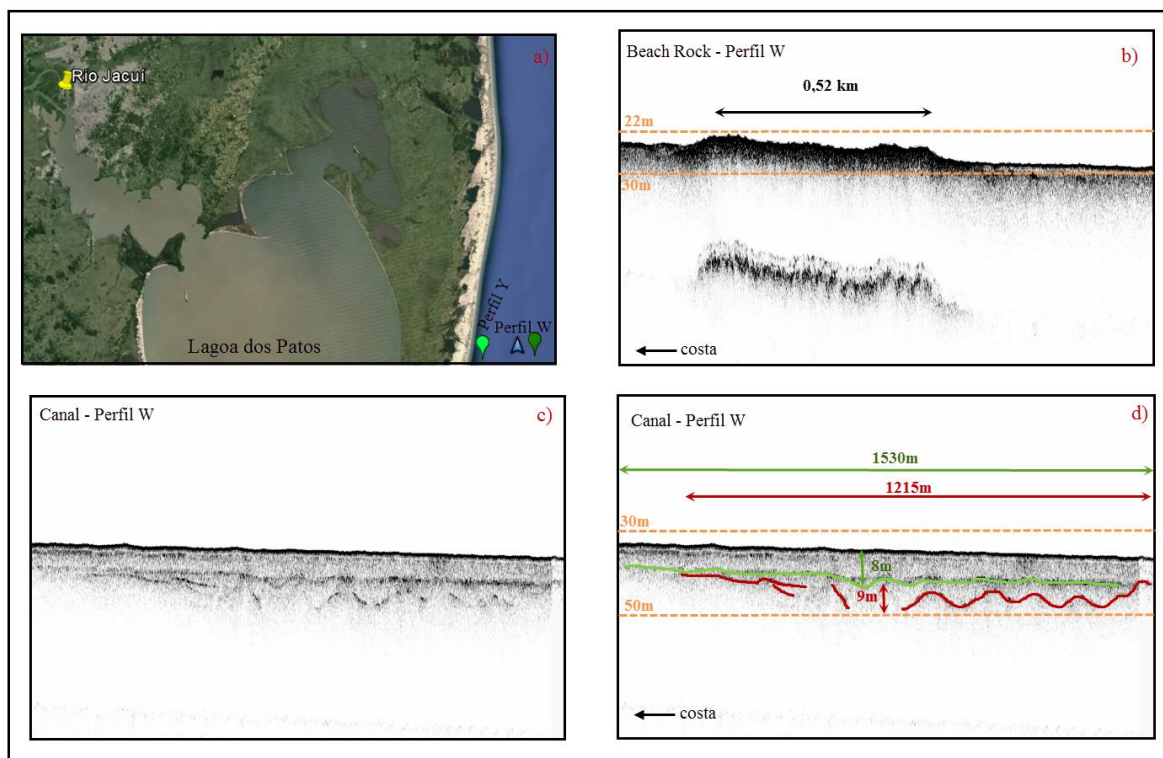


Figura 18: Evidências de uma antiga linha de costa. a: Localização dos perfis nos quais foram encontrados evidências de uma antiga linha de costa. O símbolo amarelo mostra a localização do rio Jacuí, o qual não foi encontrado nos perfis sísmicos. Em verde claro, localização do perfil Y, o qual foi feito paralelo à costa. Em verde escuro, localização do perfil W, ortogonal à linha de costa. O triângulo azul indica o ponto do possível beachrock. b: Registro de um possível beachrock. c: Registro de um antigo depósito praial. d: Registro do depósito praial interpretado. Em vermelho a superfície formada quando a linha de costa se encontrava nessa região, provavelmente há cerca de 8.000 anos. Em verde pacote sedimentar que cobriu superfície conforme o nível do mar subiu. As linhas pontilhadas em laranja indicam a profundidade em relação à superfície do mar. As setas em verde e vermelho indicam a dimensão dos pacotes sedimentares.

A subida do mar relativamente rápida, $1,6 \text{ cm.ano}^{-1}$, permitiu a preservação deste depósito praial. Conforme o nível do mar subiu, essa antiga linha de costa foi preenchida por sedimentos arenosos. A Figura 18.b. mostra uma superfície altamente refletiva, o que indica um fundo duro. Esta feição foi interpretada como um possível beachrock, o que é outra evidência de antiga linha de costa.

Era esperado que os perfis desta região mostrassem registros do antigo percurso do rio Jacuí. Porém, não foi observado nenhum canal que possa ser relacionado a este rio. Assim, pode ser que o Jacuí estivesse correndo mais ao norte ou ao sul da sua posição atual, e/ou que o registro de seu paleoleito esteja a maiores profundidades, de maneira que não foi encontrado nos levantamentos sísmicos com o 3,5 kHz. A quantidade de perfis sísmicos feitos na porção norte da Bacia de Pelotas foi muito pequena, o que dificulta a interpretação das feições identificadas nesta região.

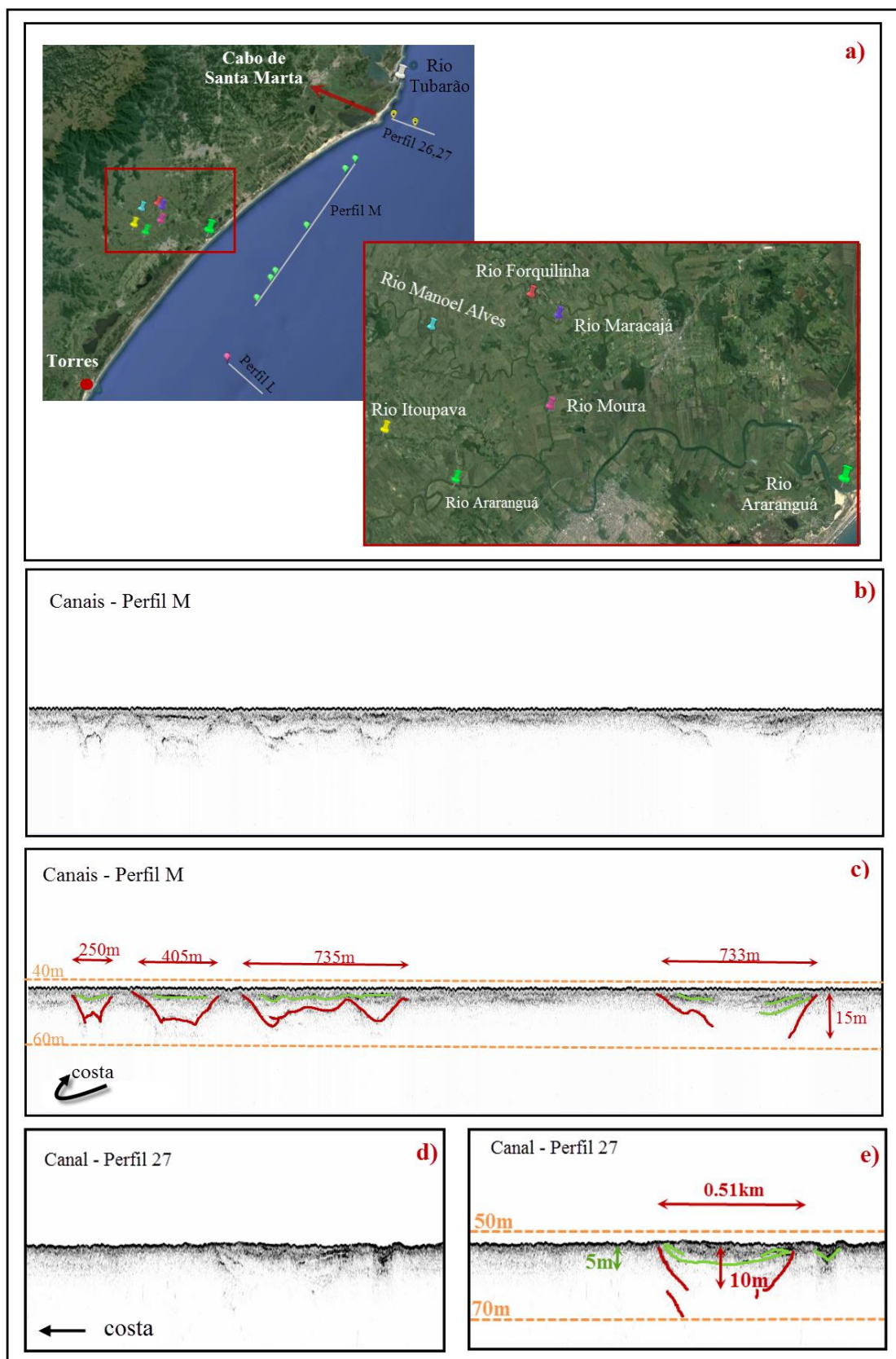


Figura 19: Complexo de paleocanais localizado ao norte. a: Localização dos perfis nos quais foram identificados os canais. Quadro vermelho em destaque mostra um zoom da rede de drenagem atual do sul de Santa Catarina. b: Canais do perfil M. c: Canais do perfil M interpretados. As linhas pontilhadas em laranja indicam a profundidade da coluna d'água. Em vermelho a superfície pleistocênica; em verde a superfície holocênica. d: Canal do perfil 27. e: Canal do perfil 27 interpretado. Padrão de cores é o mesmo que no quadro c.

Ao longo do perfil M (Fig. 19.a) foram identificadas seis regiões, cada uma com 3 a 4 paleocanais registrados. A Figura 19.b,c exemplifica uma destas regiões. O porte dos canais variou de 200 a 750 m. A superfície pleistocênica destes canais varia de 10 a 15 m de profundidade na coluna sedimentar. Estes canais foram preenchidos por sedimentos holocênicos arenosos.

Acredita-se que a configuração pleistocênica destes canais era similar a atual bacia de drenagem do sul de Santa Catarina, evidenciada na Figura 19.a. Pequenos rios drenam a porção mais interna da planície, e unem-se em um rio principal antes de alcançar a linha de costa. O canal maior, de 700 m de profundidade, pode ser o possível paleocanal do Araranguá, e os outros a rede de tribuários que alimentam seu corpo fluvial.

Os perfis 26 e 27, feitos ortogonalmente à costa, mostraram registro de um canal de 500 m de extensão (Fig. 19.d,e). Pela orientação deste canal, o rio estava vindo do norte ou sul. Devido à posição dos perfis, acredita-se que seja possível o registro do paleoleito do rio Tubarão.

6. Conclusões

Há aproximadamente 17.500 anos o nível do mar estava a -120/-130 m do nível atual. Neste cenário, a Plataforma Continental da Bacia de Pelotas encontrava-se completamente exposta, atuando como uma planície costeira de pouca declividade. O sistema de drenagem continental percorreu a plataforma durante este evento, carreando sedimentos clásticos por toda região.

Ao longo da plataforma continental da Bacia de Pelotas, a superfície pleistocênica, quando presente, encontra-se, em média, de 15 a 20 m da superfície sedimentar atual. Estima-se que o pacote sedimentar holocênico nessas regiões, varia ao longo da plataforma de 20 m a 10 e 5 m metros de espessura. A espessura do pacote varia com a dinâmica do local no qual foi depositado.

Foram encontradas evidências do antigo sistema de paleodrenagem, sendo que a maioria das feições podem ser relacionadas a rede de drenagem atual. Foi possível identificar a drenagem dos rios La Plata, Treinta y Tres, Jaguarão, Piratini, Camaquã, Araranguá e Tubarão. Além das antigas drenagens, também foi encontrado pacotes sedimentares holocênicos de lama na porção externa da plataforma, um alto sedimentar arenoso na porção central, e evidências de uma antiga linha de costa na plataforma interna. A Figura 5 resume o conjunto de paleodrenagens encontrados no presente trabalho.

A partir das feições encontradas, é possível delinear cenários hipotéticos da evolução dos sistemas costeiros na plataforma. A partir do primeiro momento, quando a plataforma estava completamente exposta, há aproximadamente 17.500 anos (Fig. 20, 23), passando para uma fase de estabilização do nível do mar na plataforma média há 11.000 (Fig. 21, 24). Por fim, a fase em que a linha de costa encontrava-se a -20/-25 m do nível atual, há aproximadamente 8.000 anos (Fig. 22, 25). As figuras abaixo ilustram estes cenários hipotéticos, considerando as paleolinhas de costa descritas por Corrêa (1996).

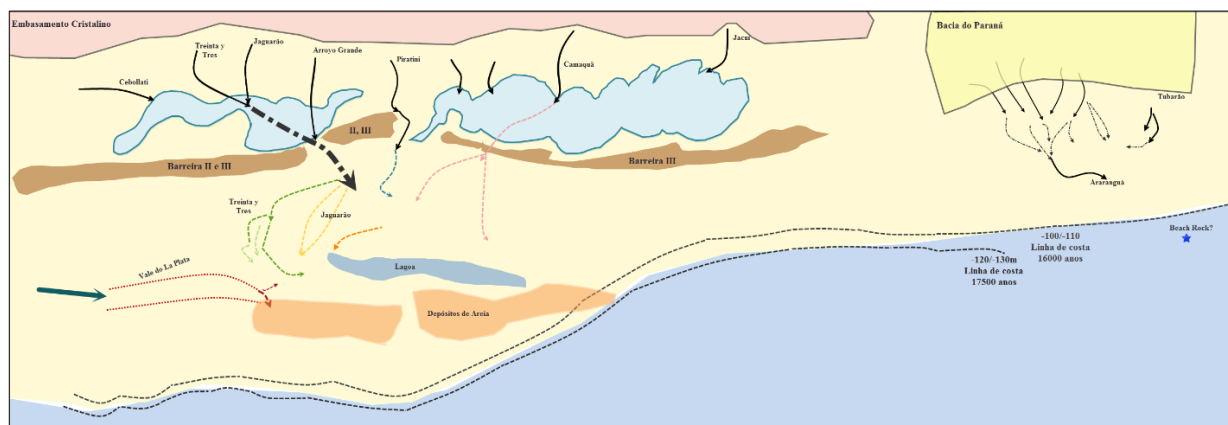


Figura 20: Cenário hipotético 1 da drenagem no Pleistoceno Superior, há 17.500 anos.

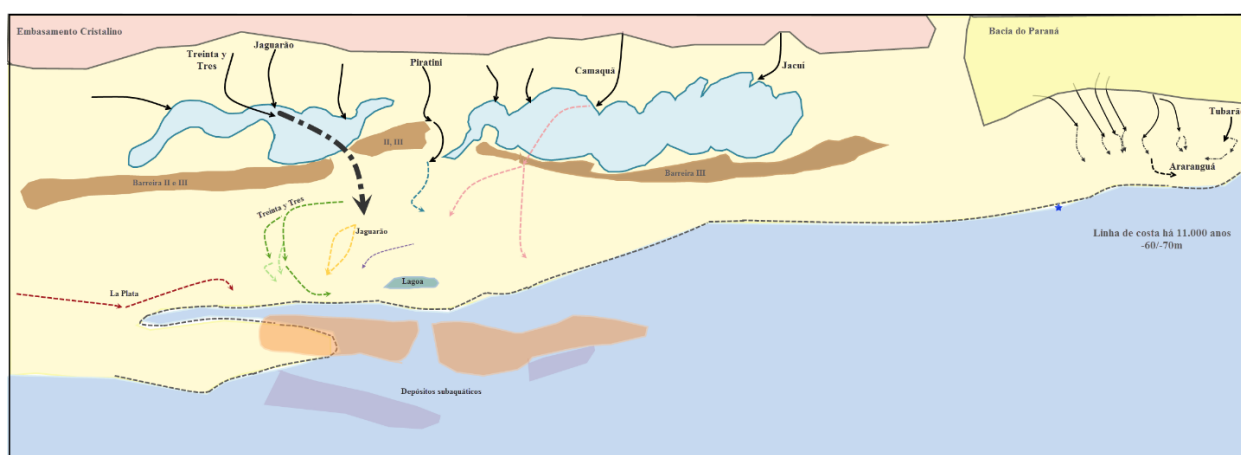


Figura 21: Cenário hipotético 1 da drenagem no Holoceno Inferior, há 11.000 anos.

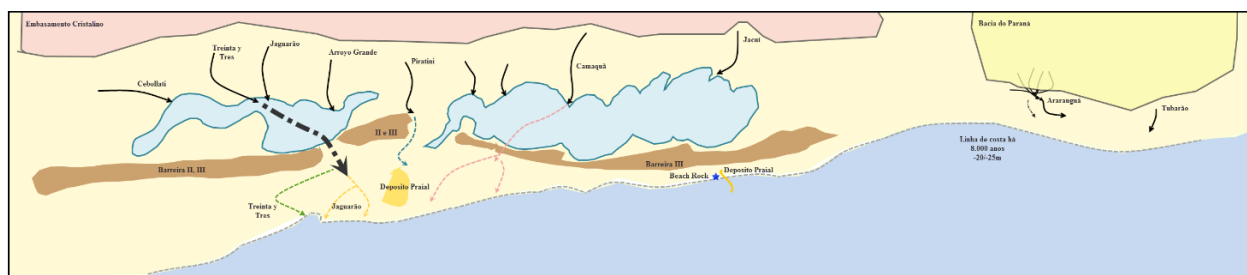


Figura 22: Cenário hipotético 1 da drenagem no Holoceno Médio, há 8.000 anos.

Os registros mostram que o rio La Plata percorreu a plataforma continental na forma de vale, contribuindo para o aporte sedimentar da região. Há evidências de que o curso principal do La Plata sofreu uma leve migração para leste, em direção ao talude continental atual. Neste processo, um pequeno distributário desprende-se do corpo principal, movendo-se em direção à uma antiga lagoa costeira.

Foram encontradas evidências da paleodrenagem do rio Treinta y Tres e do Jaguarão. Os dados não foram suficientes para ilustrar por onde estes rios passaram ao conectar-se com a plataforma. Assim, foram delineadas duas hipóteses:

- 1) Estes rios uniram-se, e passaram pelo mesmo ponto para chegar na plataforma, pela segmentação que havia na Barreira III. Esta hipótese está exemplificada nas Figuras 20, 21, e 22.

- 2) Os rios mantiveram seus percursos isolados, estendendo-se da posição atual para a plataforma. Neste cenário, o Treinta y Tres cruzaria a Barreira III. Cenário ilustrado nas Figuras 23, 24, e 25.

Além disso, os registros apontaram para a possível paleodrenagem do Piratini, o qual teria sido recoberto por depósitos praias durante a Transgressão Holocênica. Também foram encontrados registros da drenagem pretérita do Camaquã, o qual sofreu uma bifurcação ao entrar na plataforma continental.

Um interessante resultado identificou que, durante a Regressão Pleistocênica, formou-se uma lagoa costeira na plataforma, um pouco menor do que a Lagoa Mirim atual. Junto a este corpo lagunar, os perfis indicam o desenvolvimento de uma barreira sedimentar, a qual encontra-se bem preservada sobre o fundo sedimentar atual. Pacotes sedimentares de lama foram encontrados nas porções externas da plataforma, sendo estes possivelmente formados ao longo do Holoceno.

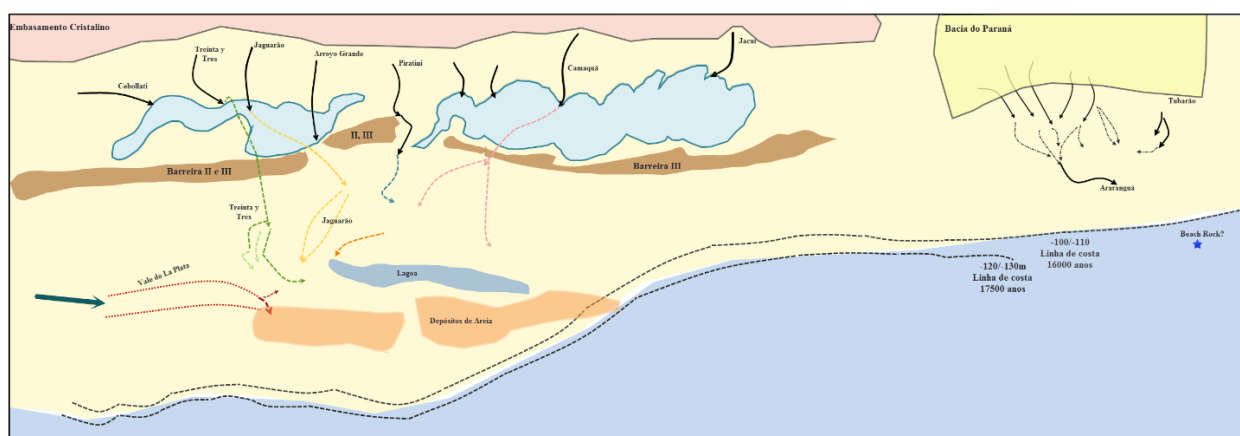


Figura 23: Cenário hipotético 2 da drenagem no Pleistoceno Superior, há 17.500 anos.

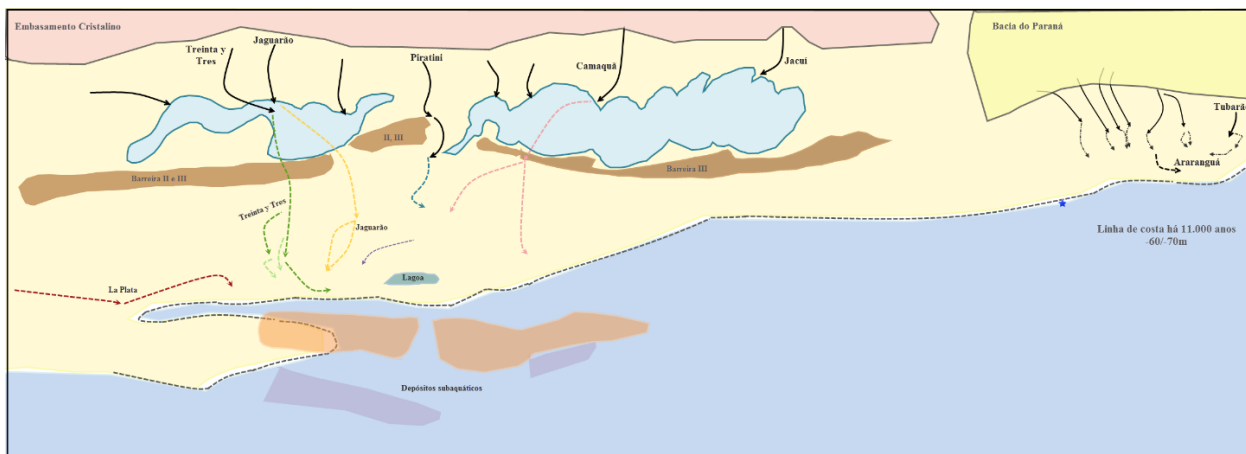


Figura 24: Cenário hipotético 2 da drenagem no Holoceno Inferior, há 11.000 anos.

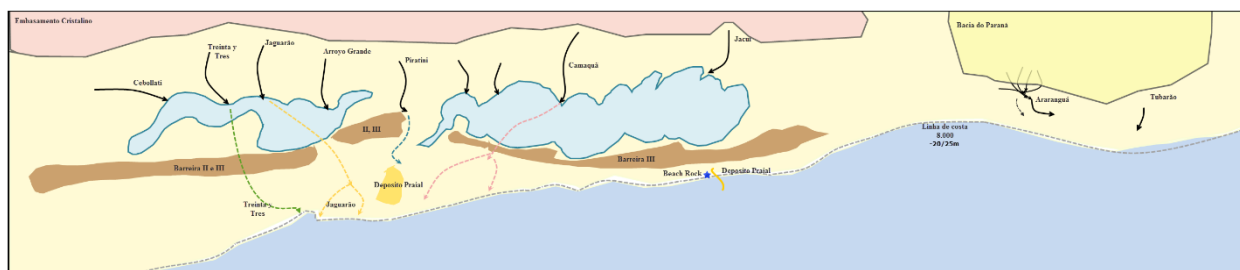


Figura 25: Cenário hipotético 2 da drenagem no Holoceno Médio, há 8.000 anos.

Ao norte da plataforma foram encontrados diversos pequenos paleocanais. A escassez de dados nessa região dificulta a identificação de tais canais. No entanto, possivelmente, o padrão da drenagem no Pleistoceno manteve-se fiel à configuração atual. Sendo que diversos tributários correm para um rio principal, o qual conecta-se à linha de costa. Além destas feições, foram encontradas evidências de uma antiga linha de costa na região adjacente à porção norte da Lagoa dos Patos.

6.1. Estudos Futuros

A investigação sísmica de uma região é um método indireto de estudar as superfícies e subsuperfícies sedimentares. Os dados de registros sísmicos são indicativos, e devem ser complementados com outros estudos para serem confirmados. Testemunhos das feições identificadas, com análise sedimentar, datação e identificação de fósseis representativos de períodos geológicos passados, são exemplos de estudos que devem ser feitos para confirmar essas interpretações, além do levantamento de mais linhas sísmicas.

Como continuação deste estudo, é sugerido agrupamento destes dados, de 3,5 kHz, com os dados, de mesma frequência, do projeto REMPLAC. A fim de formar uma malha mais densa e, portanto, mais confiável. Com tal conjunto de dados, é possível avaliar de forma mais robusta a drenagem pretérita, além de, confirmar hipóteses divergentes sobre a região, como por exemplo a origem da Barra Falsa, a qual tem sido continuamente discutida entre grupos de pesquisas (Tomazelli et al., 2014).

Trabalhos futuros são incentivados e necessários para complementar e confirmar as interpretações delineadas no presente estudo sobre a drenagem Pleistocênica, momento em que a plataforma continental da Bacia de Pelotas esteve exposta.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abreu, J.G.N., Calliari, L.J. 2005. Paleocanais na Plataforma Continental Interna do Rio Grande do Sul: Evidências de uma Drenagem Fluvial Pretérita. **Revista Brasileira de Geofísica**. 23: 123-132.

Agência Nacional do Petróleo (ANP). Sumário das Bacias Sedimentares. In: 13º Rodada Vai Oferecer 269 Blocos em 10 Estados. 2015. Disponível em 06 maio 2015 em <http://www.anp.gov.br/?pg=75686&m=&t1=&t2=&t3=&t4=&ar=&ps=&1432853019348>

Ayres, N. & Neto, J.A.B. 2004. Métodos Diretos e Indiretos de Investigação do Fundo Oceânico. Pp 128 -151. In: Neto, J.A.B., Ponzi, V.R.A., Sichel, S.E. (Orgs). **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro, Editora Interciência, 2004. 279 p.

Barbosa, J.L.S. 2009. Identificação do Sistema de Paleodrenagem na Margem Continental Sul Brasileira Adjacente à Lagoa Mirim no Terciário Superior por Sísmica de Reflexão. **Tese** (Doutorado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 239p.

Berryhill, H.L. 1978. South Texas Continental Shelf and Continental Slope: Late Pleistocene/Holocene Evolution and Sea-floor Stability. **U.S. Geological Survey**. 78-514.

Blum, M., Martin, J., Milliken, K., Garvin, M. 2013. Paleovalley Systems: Insights from Quaternary Analogs and Experiments. **Earth-Science Reviews**. 119, 128-169.

Bryant, W.R., Roemer, L.B. 1991. Structure of the Continental Shelf and Slope of the Northern Gulf of Mexico and Its Geohazards and Engineering Constrains. Pp 123 -185. In: Geyer, R.A. (Ed). **Handbook of Geophysical Exploration at Sea**. Florida, CRC Press, 1991, 496p.

Calliari, L.J., Esteves, L.S., Oliveira, C.P.L., Tozzi, H.A.M., Pereira da Silva, R., Cardoso, J.N. 1994. Padrões Sonográficos e Sedimentológicos de um Afloramento de Beachrock na Plataforma Interna do Rio Grande do Sul. **Notas técnicas**. 7:27-32.

Calliari, L.J. 2015. Sedimentação Marinha. Pp 74- 111. In: Castello, J.P., Krug, L.C. (Orgs). **Introdução às Ciências do Mar**. Pelotas, Editora Textos, 2015. 601p.

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., Toldo Jr., E.E., Toledo, F.A.L. 2009. Seafloor Geological Impacts Associated with Drilling Disturbance. **Deep-Sea Research II**. 56: 4-11.

Corrêa, I.C.S., Medeanic, S., Weschenfelder, J., Toldo, E.E.J., Nunes, J.C., Baitelli, R., Santos, C.B. 2013. Registro del Antiguo Canal de Desembocadura del Rio de La Plata en la Plataforma Continental del Sur de Brasil. **Revista Mexicana de Ciencias Geológicas**. 30 (1): 51-64.

Corrêa, I.C.S., Weschenfelder, J., Toldo, E.E., Baitelli, R., Santos, C.B. 2014. Turfa na Plataforma Continental do Sul do Brasil. **Comunicações Geológicas**. 101 (Especial II): 721-724

Corrêa, T.B.S. 2004. Evolução Espaço-Temporal dos Principais Depocentros da Sequência Sedimentar Marinha da Bacia de Pelotas. **Monografia** (Graduação em Oceanografia) – Curso de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 45p.

Costeau, J. 1976. Introdução. Pp 9 -16. In: Vetter, R. (org.). **Oceanografia: A Última Fronteira**. São Paulo, Editora Cultrix, 1976. 359p .

Demore, J.P. 2007. Variações do Nível do Mar. **Tese** (Doutorado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 83p.

Kowsmann, R.O., Costa, M.P.A., Vicaldi, M.A., Coutinho, M.G.N., Gambôa, L.A.P. 1997. Modelo de Sedimentação Holocênica na Plataforma Continental Sul Brasileira. **Projeto REMAC 2**. 7-26

Mahiques, M.M., Souza, S.H.M., Furtado, V.V., Tessler, M.G., Toledo, F.A.L., Figueira, R.C.L., Klein, D.A., Martins, C.C., Alves, D.P.V. 2010. The Southern Brazilian Shelf: General Characteristics, Quaternary Evolution and Sediment Distribution. **Brazilian Journal of Oceanography**. 58 (special issue PGGM): 25-34.

Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P., Dominguez, J.M.L., Flexor, J. 1986. Neotectonic movements on a passive continental margin: Salvador region, Brazil. **Neotectonics – An International Journal of Crustal Dynamics**, 1: 87-103.

Martins, L.R., Urien, C.M., Corrêa, I.C.S., Martins, I.R. 1996. Late Quaternary Processes Along the Rio Grande do Sul Continental Shelf (Southern-Brazil). **Notas Técnicas**, 9: 62-68.

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

National Aquarium. It's easy to ignore what we cannot see. In: National Aquarium Waterblog. 2014. Disponível em 05 outubro 2015 em: www.aqua.org/blog/2014/may/thoughtfuk-thrusday-ignoring-the-unkown-may-29

Nichols, G. 2009. **Sedimentology and Stratigraphy**. Willey-Blackwell. 2nd ed. Reino Unido, 419p.

Rocha, R.M.F. 2014. Mapeamento do Paleoleito do Canal do Albardão, Plataforma Continental da Bacia de Pelotas – Brasil. **Monografia** (Graduação em Oceanologia) – Curso de Oceanologia, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande. 46p.

Paixão, B. E. G. 2012. Distribuição Faciológica da Bacia de Pelotas. **Monografia** (Graduação em Oceanologia) – Curso de Oceanologia, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande. 53p.

Pinho, M.P. 2015. Inter-relações entre variáveis bióticas e abióticas e os potenciais de conflitos na exploração de recursos renováveis e não renováveis na Bacia de pelotas. **Tese** (Doutorado em Oceanografia Física, Química e Geológica) – Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande.

Ponzi, V.R.A. 2004. Sedimentação Marinha. Pp 220- 241. In: Neto, J.A.B., Ponzi, V.R.A., Sichel, S.E. (Orgs). **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro, Editora Interciência, 2004. 279 p.

Silva, C.G., Costa, M.P.A., Mello, S.L.M. Recursos Minerais Marinhos. 2004a. Pp 244 – 264. In: Neto, J.A.B., Ponzi, V.R.A., Sichel, S.E. (Orgs). **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro, Editora Interciência, 2004. 279 p.

Silva, C.G., Patchineelam, S.M., Neto, J.A.B., Ponzi, V.R.A. 2004b. Ambientes de Sedimentação Costeira e Processos Morfodinâmicos Atuantes na Linha de Costa. Pp 175-218. In: Neto, J.A.B., Ponzi, V.R.A., Sichel, S.E. (Orgs). **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro, Editora Interciência, 2004. 279 p.

Silva, J.L.B. 2009. Identificação do Sistema de Paleodrenagem na Margem Continental Sul Brasileira Adjacente à Lagoa Mirim no Terciário Superior por Sísmica de Reflexão. **Tese** (Doutorado em Ciências) – Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 220p.

Souza, L.A.P. 2006. Revisão Crítica da Aplicabilidade dos Métodos Geofísicos na Investigação de Áreas Submersas Rasas. **Tese** (Doutorado em Ciências) – Curso de Pós-Graduação em Ciências, área de Oceanografia Química e Geológica. Universidade de São Paulo, São Paulo. 311p.

Suguio, K., Ângulo, R.J., Carvalho, A.M., Corrêa, I.C.S., Tomazelli, L.J., Villwock, J.A., Vital, H. 2005. Paleoníveis do Mar e Paleolinhas de Costa. Pp 114-129. In: Oliveira, A.M.S., Oliveira, P.E., Souza, C.R.G., Suguio, K., (Eds). **Quartenário do Brasil**. ABEG. Ribeirão Preto, Editora Holos, 2005. 378p.

Sylwester, R.E. 1991. Single-Channel, High-Resolution, Seismic-Reflection Profiling: A Review of Fundamentals and Instrumentation. Pp 77 -122. In: Geyer, R.A. (Ed). **Handbook of Geophysical Exploration at Sea**. Florida, CRC Press, 1991, 496p.

Terra, L.C. 2013. Padrões de Drenagem Pretérita na Plataforma Continental Interna Entre o Estreito e a Barra do Rio Grande. **Dissertação** (Mestrado em Oceanografia) – Curso de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande. 75p.

Toldo Jr., E.E. & Ayup-Zouain, R.N., Corrêa, I.C.S., Perlaba, M.C.R., Freitas, C.M.D.S., Fachel, J.M.G., Sierra, E.J.S. 2004. Monitoramento Ambiental em Atividades de Perfuração Exploratória Marítima – MAPEM. **Gravel**. 2: 122-124.

Tomazelli, L.J., Dillenburg, S.R., Villwock, J.A. 2000. Late Quaternary Geological History of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 30 (3): 474-476.

Tomazelli, J.L., Barboza, E.G., Dillenburg, S.R., Rosa, M.L.C.C. 2014. Origem e Significado Geológico da “Barra Falsa”: Uma Feição Geomorfol[ogica Peculiar da Margem Leste da Lagoa dos Patos/RS, Brasil. **Gravel**. 12(1):1-14.

USGS. How much water is there on, in, and above the Earth? In: USGS Water Science School. 2015. Disponível em 05 outubro 2015 em: <http://water.usgs.gov/edu/earthhowmuch.html>.

Vail, P.R., Mitchum, R.M.JR., Thompson, S. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. Pp. 63-81. In: Payton, C. E. (Ed). **Seismic Stratigraphy –Applications to Hydrocarbon Exploration**. American Association of Petroleum Geologists, 1977. AAPG Memoir Volume 26.

Villwock, J.A. 1972. Contribuição a Geologia do Holoceno da Provincia Costeira do Rio Grande do Sul – Brasil. **Dissertação** (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 124p

Villwock, J.A. & Tomazelli, L.R. 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas**. CECO/IG/UFRGS.

Villwock, J.A., Lessa, G.C., Suguio, K., Ângulo, R.J., Dillenburg, S.R. 2005. Geologia e Geomorfologia de Regiões Costeiras. Pp 94 – 113. In: Oliveira, A.M.S., Oliveira, P.E., Souza, C.R.G., Suguio, K., (Eds). **Quartenário do Brasil**. ABEG. Ribeirão Preto, Editora Holos, 2005. 378p.

Vital, H., Esteves, L.S., Araújo, T.C.M., Patchineelam, S.M. 2005. Oceanografia Geológica e Geofísica da Plataforma Continental Brasileira. Pp 153-175. In: Oliveira, A.M.S., Oliveira, P.E., Souza, C.R.G., Suguio, K., (Eds). **Quartenário do Brasil**. ABEG. Ribeirão Preto, Editora Holos, 2005. 378p.

Wally, M.K. 2011. Bacia de Pelotas – Um Diagnóstico Geoquímico. **Monografia** (Graduação em Oceanologia) – Curso de Graduação em Oceanologia, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande. 68p.

Weschenfelder, J., Corrêa, I.C.S., Aliotta, S. 2005. Elementos Arquiteturais do Substrato da Lagoa dos Patos Revelados por Sísmica de Alta Resolução. **Pesquisa em Geosciências**. 32(2): 57-67.

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. **Pesquisas em Geociências**. 26 (3): 367-375.

Weschenfelder, J., Corrêa, I.C.S., Toldo Jr, E.E., Baitelli, R. 2010. A Drenagem Pretérita do Rio Camaquã na Costa do Rio Grande do Sul. **Pesquisas em Geociências**. 37: 13-23.

Weschenfelder, J., Baitelli, R., Corrêa, I.C.S., Bortolin, E.C., Santos, C.B. 2014. Quaternary incised valleys in southern Brazil coastal zone. **Journal of South American Earth Sciences**, 55: 83-93.

Anexo II. Mapa de Sedimentos Relíquias na plataforma e talude do Rio Grande do Sul (Corrêa, 1996 apud Calliari 2015).

