

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

CURSO DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

" CONTRIBUIÇÃO A GEOLOGIA DO HOLOCENO DA PRO -
VINCIA COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL - BRASIL "

Por:

JORGE ALBERTO VILLWOCK

Orientador:

PROF. LUIZ ROBERTO SILVA MARTINS

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

PROF. IVO WOLFF

Reitor

PROF. WALTER OTTO CYBIS

Superintendente Acadêmico

CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

PROF. CARLOS ALFREDO BORTOLUZZI

Coordenador

Comissão Coordenadora

PROF. DARCY CLOSS

PROF. IRAJÁ DAMIANI PINTO

PROF. LUIZ ROBERTO SILVA MARTINS

PROF. PAULO MIRANDA DE FIGUEIREDO FILHO

Comissão Examinadora

PROF. LUIZ ROBERTO SILVA MARTINS

PROF. MILTON LUIZ LAQUINTINIE FORMOSO

PROF. IRAJÁ DAMIANI PINTO

MARICÉ, LUIS HUMBERTO e MAITÉ

devo este trabalho a muitas pessoas:

- a Hilda Melleu Coelho, minha primeira professora, por ajudar-me a abrir os olhos e a mente para o conhecimento;
- a Monteiro Lobato, o contador de estórias, por ter, ainda cedo, entusiamado-me pelas coisas da geologia;
- a Antonio Pedone e Learsi Correia da Silva, por mostrarme, nos tempos de ginásio, por que e como esta Pátria necessitava de geólogos;
- a todos os meus professores da Escola de Geologia da U-niversidade Federal do Rio Grande do Sul que ensinaram-me a sê-lo;
- aos meus pais, Alberto Adolfo Villwock e Glaucia Ennes Villwock, por que me asseguraram o direito de opção e jamais pouparam esforços em apoiar-me na busca do objetivo escolhido, neles encontro até hoje o exemplo e a coragem para continuar;
- a vocês, minha esposa e nossos filhos, não só por constituirem parte integrante de um ideal que fazem ampliar e renovar a cada dia, mas acima de tudo, pelo convívio que traz a tranquilidade necessária.

A todos estes e a muitos outros, pessoas e instituições, pelo seu estímulo e assistência, diretos e indiretos, respeitosamente dedico este pequeno trabalho. Apesar de suas imperfeições e omissões, espero que ele constitua uma resposta parcial aos seus esforços e à sua fé.

ÍNDICE

RESUMO	6
ABSTRACT	9
INTRODUÇÃO	12
<u>Objetivos</u>	12
<u>Localização e métodos de trabalho</u>	15
<u>Agradecimentos</u>	17
GEOLOGIA REGIONAL	17
<u>Aspectos tectônico-estruturais</u>	19
<u>Aspectos estratigráficos</u>	24
O Mioceno continental	25
O Mioceno marinho	25
Formação Graxaim	26
Formação Chui	28
Formação Guaiba	30
Formação Itapoã	31
Laterita Serra de Tapes	33
Formação Gravataí	34
Depósitos atuais	35
<u>Situação da área de estudo</u>	36
GEOMORFOLOGIA	38
<u>Terras Altas de Porto Alegre-Viamão</u>	42
<u>Planície Arenosa Litorânea</u>	45
A margem lagunar	46
A barreira	73
A margem oceânica	83
ORIGEM E EVOLUÇÃO DA BARREIRA MÚLTIPLA DA LAGOA DOS PATOS.	89
<u>Origem das barreiras</u>	89
<u>Variações eustáticas no Holoceno</u>	95

<u>A barreira da Lagoa dos Patos</u>	100
CONCLUSÕES	116
BIBLIOGRAFIA	123

Anexos: 9 fotografias intercaladas no texto

16 figuras: 15 intercaladas no texto

1 mapa geomorfológico em encarte

RESUMO

A região costeira do Brasil Meridional, definida como Província Costeira do Rio Grande do Sul é constituída por dois elementos geológicos maiores, o Embasamento e a Bacia de Pelotas. O primeiro, composto pelo complexo cristalino pré-cambriano e pelas sequências sedimentares e vulcânicas, paleozóicas e mesozóicas, da Bacia do Paraná, comportando-se como uma plataforma instável durante os tempos cretácicos, deu origem ao segundo, através de movimentações tectônicas.

Desde então a Bacia de Pelotas, uma bacia marginal subsidente, passou a receber a carga clástica derivada da dissecação das terras altas adjacentes as quais constituíam parte do seu embasamento que na parte ocidental atuou no início como uma área levemente positiva, estabilizando-se após.

A sequência sedimentar ali acumulada, cerca de 1 500 metros de espessura, é fruto de sucessivas transgressões e regressões. Controladas no princípio pelo balanço entre as taxas de subsidência e de sedimentação, a partir do Pleistoceno estas transgressões e regressões passaram a ser governadas pelas variações glacio-eustáticas ocorridas no decorrer da Era Cenozóica.

A cobertura holocênica deste conjunto é considerada como outro elemento geológico importante da província costeira pelo fato de compor a maioria das grandes feições morfológicas responsáveis pela configuração superficial da região. Ela é constituída por um pacote trans-regressivo cuja porção superior expõe-se na planície litorânea, encerrando uma série de unidades lito-estratigráficas descontínuas e de idade variável resultantes do deslocamento de vários ambientes de sedimentação por so

bre a mesma região. O estabelecimento de sua história geológica somente tornou-se possível após detida análise geomorfológica.

A planície arenosa litorânea que separa a Lagoa dos Patos do Oceano Atlântico, revelou-se composta pela sucessão de quatro sistemas de barreiras, constituindo a denominada Barreira Múltipla da Lagoa dos Patos, cuja origem está diretamente relacionada às oscilações eustáticas que se sucederam na região, durante os últimos 6 000 anos, após o final da Transgressão Flândriana.

A primeira barreira formou-se durante o nível máximo atingido pelo mar no final da grande transgressão holocênica, construída a partir de longos esporões arenosos ancorados aos promontórios existentes na entrada das várias baías que ornamentavam a costa de então. Sobre tais esporões acumularam-se, durante pequenas oscilações do nível do mar, extensos depósitos arenosos de natureza eólica.

Outra barreira foi desenvolvida a partir da emergência de barras marinhas durante a fase regressiva que se sucedeu, aprisionando um corpo lagunar sobre um terraço marinho recém-exposto. Ainda no decorrer desta transgressão, grandes quantidades de areia trazidas da antepraia foram mobilizadas pelo vento construindo grandes campos de dunas sobre a barreira emersa. Na área lagunar, igualmente afetada pela regressão, depósitos lagunares e paludais foram acumulados sobre o terraço marinho.

Assim estruturada, a barreira resistiu a fase transgressiva subsequente quando o aumento do nível do mar foi insuficiente para encobri-la. Na margem oceânica a ação das ondas promoveu a formação de falésias, retrabalhando o material arenoso e redistribuindo-o pela antepraia. Na margem da Lagoa dos Patos

de então, o avanço das águas causou a abrasão do terraço marinho parcialmente recoberto por depósitos paludais e lagunares.

Nova fase regressiva ocasionou o desenvolvimento de outra barreira no lado oceânico isolando uma nova laguna enquanto que na margem da Lagoa dos Patos emergia um terraço lagunar.

Obedecendo a este mesmo mecanismo a quarta barreira foi a crescentada a costa oceânica e um segundo terraço lagunar construído na borda da Lagoa dos Patos.

O constante acúmulo de sedimentos arenosos que se processou na área após a transgressão holocênica, através de processos praias e eólicos desenvolvidos num ambiente de completa estabilidade tectônica, aumentou consideravelmente a área emersa da província costeira. A parte superior da cobertura holocênica constitui assim uma grande sequência regressiva deposicional, que teve como principal fonte os extensos depósitos que recobriam a plataforma continental adjacente.

De posse de tais elementos, a costa atual do Rio Grande do Sul é uma costa secundária, de barreiras, modelada por agentes marinhos, conforme a classificação de Shepard.

A tentativa de correlação entre as várias oscilações eustáticas deduzidas a partir da análise geomorfológica da região com aquelas que constam na curva de variação do nível do mar ocorrida nos últimos 6 000 anos, apresentada por Fairbridge, revela coincidências encorajadoras no sentido de estender o esquema evolutivo aqui proposto, como uma hipótese de trabalho no estudo dos terrenos holocênicos restantes da Província Costeira do Rio Grande do Sul. A sua utilização tornará muito mais fácil a organização crono-estratigráfica das diversas unidades que nela se encontram.

ABSTRACT

The Southern Brazilian coastal area, defined as Rio Grande do Sul Coastal Province, is composed by two major geologic elements: Basement and Pelotas Basin. The former is constituted by the Pre-cambrian Cristaline Complex and by the Paleozoic and Mesozoic, sedimentary and volcanic sequences of the Parana Basin. At the Triassic, when this basement was acting as an instable platform, the later, a marginal basin, was originated by faulting.

The sedimentary sequence which was accumulated in that basin, results of sucessives transgressions and regressions early controlled by the balance of subsidence and sedimentation rates. Later, from Pleistocene to recent times, they was dependent on the glacio eustatic oscillations which took place along the Cenozoic Era.

The Holocene sedimentary cover that lies over them needs to be considered as another important geologic element in that coastal province. It makes up all the major morphographic features which are responsible for the present superficial configuration of that area. That sequence is constituted by a transgressive bed whose upper portion is exposed in the coastal sandy plain. There one finds many discontinuous litho-stratigraphic units, variable in age from place to place, as a result of the displacement of different sedimentation environments over the same area. The geological history of that coastal sandy plain could be found only by way of the results of a detailed geomorphologic analysis which was made there.

The coastal sandy plain which keeps apart the Patos Lagoon

from the Atlantic Ocean, is composed by a series of four connected barriers and was defined as Patos Lagoon Multiple Barrier. The origin of this multiple barrier is directly related to the eustatic oscillations which took place in that region during the last 6 000 years, after the end of the Flandrian Transgression.

The first barrier began when the sea level was in its higher position, at the end of the great Holocene transgression. It was built over a series of bay mouth bars and spits which had been constructed along the submergence coast of that time. Wind blown sand taken from the shores during minor variations in the sea level, was accumulated over them, making the barrier wider and higher.

Three more barriers were built on the coast, each one beginning through the emergence of longshore bars during the successive and alternated regressive and transgressive periods which have been occurring in the last thousand years.

The accumulation of large quantities of sand along this time, without any tectonic activity in the area, causes a progradation of the coast (depositional regression). Most of this sand was brought from offshore and was piled on the shore from where it was wind-blown to the barrier.

All these data holds that the Rio Grande do Sul coast is a barrier type, secondary coast, according to Shepard's classification of coast lines.

The essay of correlation of the eustatic oscillations obtained by way of the geomorfological interpretation of that area with the Fairbridge's sea level eustatic variations curve for the last 6 000 years shows a lot of coincidences, but it will be necessary more radiocarbon data to obtain trustworthy

results.

In spite of everything, the evolutive sketch proposed here may be used as a workable hypothesis in the study of all the remnant Holocene terrains of the Rio Grande do Sul Coastal Province. It may be useful in the chrono-stratigraphic organization of the various sedimentary units that one can find there.

INTRODUÇÃO

Objetivos

O início da segunda metade do século XX, assiste ao desenvolvimento vertiginoso da geologia marinha, um dos mais novos ramos das geociências, que até então voltavam-se quase que exclusivamente para o estudo dos continentes que perfazem apenas 28% da superfície do planeta.

A importância que os oceanos em si apresentam como uma fonte perene de recursos vegetais, animais e minerais capazes de abastecer e saciar nossa humanidade cada vez mais faminta, é fato de domínio público e dispensa maiores comentários. Entretanto é preciso considerar ainda que o estudo dos mares atuais e dos fenômenos que neles ocorrem, quer nas suas margens quer nas suas maiores profundezas, constitui uma contribuição inestimável no sentido de interpretar a evolução geológica da terra, visto que mais de 50% das rochas que recobrem as áreas continentais mostram evidências de uma origem marinha. Abstraindo-se o interesse científico que o assunto encerra, delas extrai-se a maior parte do petróleo consumido no mundo e uma elevada percentagem das substâncias minerais utilizadas pelo homem como matérias primas básicas para a sua sociedade industrial.

Tais fatos, justificam de maneira insofismável a verdadeira corrida em que se empenham os países mais industrializados de nossos dias, no sentido de desvendar as áreas oceânicas sob os mais variados pontos de vista, procurando avaliar as suas potencialidades e, de modo especial, saber como aproveitá-las, no presente e no futuro.

Neste sentido, o Brasil com sua extensão territorial e so

bretudo costeira, não constitui exceção. Com os olhos e a mente voltados para o mar, este país nos dias de hoje não poupa recursos, visando não só o reconhecimento das suas áreas oceânicas e costeiras, mas também o incentivo à formação de técnicos capazes de estudá-las e de garantir o seu aproveitamento, assegurando conseqüentemente a situação de destaque a que se propõe no contexto das nações desenvolvidas.

A planície costeira e a plataforma continental de margens levemente subsidentes constituem lugares de importantes acumulações sedimentares. Pela situação física de que gozam, áreas mais próximas ao continente e de mais fácil acesso ao homem, estas regiões fisiográficas são as que, via de regra, despertam o maior interesse no que diz respeito ao conhecimento das condições e mecanismos responsáveis pela gênese de uma gama de depósitos minerais que habitualmente encerram.

A posição instantânea de uma linha de costa resulta da interação, entre outros, de dois fatores principais, a saber, a taxa de subsidência e a taxa de fornecimento de sedimentos. Se tais agentes foram responsáveis pela modificação da maioria das linhas de costa mais antigas, o mesmo não se pode dizer com relação às desenvolvidas durante o Quaternário. As atuais superfícies das plataformas continentais e planícies costeiras e as adjacentes diferem das mais velhas uma vez que resultaram de rápidas flutuações eustáticas do nível do mar de carácter generalizado, seguramente de maior importância que modificações isostáticas, estas comumente localizadas.

Com efeito, uma rápida transgressão de âmbito mundial partindo da profundidade de cerca de 125 metros, limite externo das plataformas continentais, aconteceu nos últimos 20 000 anos. Há aproximadamente 7 000 anos o presente nível foi atin-

gido, ocorrendo desde então pequenas flutuações tanto positivas como negativas. Muitas linhas de costa mantiveram sua posição estável nestes últimos milênios, entretanto, onde a taxa de sedimentação foi alta, uma regressão deposicional tomou lugar à grande transgressão, ocasionando um avanço da linha de costa em direção ao mar, mediante a acumulação de sedimentos litorâneos ou deltáicos.

A região costeira que aqui se apresenta, nordeste da costa do Rio Grande do Sul, mostra um exemplo nítido de uma regressão deposicional provocada pela sedimentação litorânea aliada a pequenas oscilações eustáticas ocorridas no Holoceno, resultando na construção de uma sucessão de barreiras arenosas isolando corpos lagunares do oceano. Suas dimensões tem despertado a atenção de muitos estudiosos no assunto, dentre os quais se destacam SHEPARD (1960) e PHLEGER (1969).

Considerando que as acumulações deste tipo, representando cordões arenosos litorâneos intercalados entre duas fácies lamínicos, uma lagunar e outra marinha, constituem magníficos locais para acumulação de petróleo e que os processos que as originaram foram em última análise os mesmos que atuaram durante a acumulação de enormes quantidades de material sedimentar hoje incorporadas à plataforma continental adjacente, o estudo da região em apreço é de enorme interesse.

Com efeito, uma vez que os eventos geológicos que se sucederam desde o final da grande transgressão holocênica até os dias atuais ali encontram-se registrados através de feições geomorfológicas, as antigas relativamente bem preservadas e as mais modernas, estas em formação ao longo da linha de costa atual, sofrendo ainda a atuação dos processos litorâneos que as modificam antes de serem incorporadas definitivamente a sequên

cia geológica regional, esta planície costeira constitui uma área significativa para aplicar a doutrina uniformitarianista (o presente é a chave do passado), que James Hutton propôs há quase dois séculos atrás.

Realmente nesta região é possível comparar o antigo com o moderno e estudar o antigo em vários estágios de modificação.

Partindo-se desses fatos o presente trabalho procura, através de uma análise morfológica da superfície da parte nordeste da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, interpretar e descrever em largos traços os últimos capítulos da história geológica da Província Costeira do Sul do Brasil.

As conclusões que dele resultaram não são definitivas, muito ainda há por fazer e conhecer uma vez que os dados dos primeiros capítulos são fragmentários e não permitem ainda a interpretação global daquilo que a região encerra. Os problemas levantados e as hipóteses formuladas no seu decorrer são obviamente mais abundantes que as soluções efetivamente apontadas. Entretanto ele constitui, ainda que pequena, uma resposta ao incentivo dado.

Os trabalhos futuros que por ventura ele possa motivar, continuando-o ou contestando-o, dirigidos para um melhor conhecimento geológico desta região, sobre os quais obrigatoriamente assentar-se-ão as bases de uma profícua prospecção de recursos minerais visando o bem estar da comunidade, antes mesmo que a recompensa por um esforço dispendido, trarão a certeza de um objetivo alcançado.

Localização e métodos de trabalho

Como foi anteriormente mencionado, a área estudada envol

ve parte da região nordeste da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Está compreendida entre as coordenadas $30^{\circ} 4' 47''$ e $30^{\circ} 36' 05''$ de latitude sul, $50^{\circ} 50' 37''$ de longitude oeste, limitando-se ao leste com o Oceano Atlântico abrangendo uma superfície de aproximadamente $1\ 500\ \text{km}^2$, incluindo-se nela parte dos municípios de Osório, Mostardas e Viamão. Vide mapa índice na fig. 1.

Os trabalhos de mapeamento foram realizados na escala de $1 : 100\ 000$, tendo como base as seguintes folhas $1 : 50\ 000$, publicadas pela Diretoria do Serviço Geográfico do Ministério da Guerra: SH-22-P-I-1, SH-22-P-I-2, SH-22-P-I-3, SH-22-P-I-4, SH-22-P-II-1, e II-2, SH-22-P-II-3 e II-4, SH-22-P-III-2 e SH-22-P-IV-1.

A análise das principais feições morfológicas foi efetuada através da interpretação de fotografias aéreas, na escala de $1 : 60\ 000$, e posterior exame de campo.

Foi efetuada amostragem detalhada, ao longo de perfis, tanto na parte emersa como no fundo das principais áreas lagunares, visando caracterizar petrograficamente os sedimentos encontrados nos diversos ambientes deposicionais que a região encerca. Os resultados de sua análise constituirão trabalho a ser apresentado futuramente.

Com o objetivo de caracterizar de modo global a região estudada, efetuou-se extensa pesquisa bibliográfica, envolvendo os trabalhos nela anteriormente executados. Estes, serão citados no decorrer do texto.

Procedeu-se da mesma forma com relação aos trabalhos desenvolvidos em outras regiões costeiras de todo o mundo. A comparação entre as várias feições geológicas aqui e acolá observadas permitiu testar as várias teorias propostas por inúmeros

autores para explicar os eventos que elas retratam e estabelecer a sucessão destes eventos, interpretando-a não como um fato isolado, particular da costa sul do Brasil, mas sim como integrante de um todo, participando harmonicamente dos passos evolutivos das regiões costeiras do planeta durante os tempos Quaternários.

Agradecimentos

Muito mais do que esforço pessoal, este trabalho resulta da cooperação e assistência por parte de pessoas e instituições, a quem apresentamos sinceros agradecimentos.

Ao Prof. Luiz Roberto Silva Martins, pelo estímulo, pela orientação e pelas críticas e sugestões valiosas.

Aos Profs. Hardy Jost, Eloy Lopes Loss, Jair Ferreira Pinto, Ely Alberto Dehnhardt e Robert Carver pelas idéias e discussões elucidativas e pelo incentivo constante.

Ao Laboratorista Rubem Bernardo e aos alunos Alcides Barbosa e Jacir Regoso, pelos trabalhos de laboratório, desenho e datilografia.

Ao Conselho Nacional de Pesquisas e Conselho de Pesquisas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pelos auxílios concedidos e que tornaram possível a sua execução.

A Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pela oportunidade.

GEOLOGIA REGIONAL

O conhecimento dos eventos geológicos que durante os tempos cenozóicos construíram a faixa costeira do Rio Grande do Sul, torna-se indispensável ao observador que diante dela hoje

se defronta, uma vez que lhe proporciona uma visão de conjunto, envolvendo aspectos tectônicos, estruturais e estratigráficos, capaz de lhe permitir compreendê-la em toda a sua essência.

Não se pode pois, ao observar a planície costeira atual, a partir de sua superfície esculpida por um complexo de agentes morfo-climáticos ainda em atuação, fazer qualquer tipo de interpretação geológica sem considerar, por exemplo, a origem do material que lhe constitui e o condicionamento geológico que lhe permitiu fosse modelada exatamente como hoje se nos afigura.

É nesse sentido que se apresenta, a seguir, um panorama geológico da região da qual o presente trabalho abrange apenas uma porção aflorante.

Desde que NOGUEIRA (1948), descrevendo a fisiografia do Estado, denominou a região em apreço de Planície Costeira do Rio Grande do Sul, que esta denominação vem sendo empregada para designar não só o conjunto de aspectos superficiais que fisiograficamente lhe caracteriza, mas também, e com grande frequência, para descrever as estruturas e sequências litológicas a elas relacionadas, aflorantes ou não, que constituem seu arcabouço geológico.

Em casos como estes e sempre que se quiser abordar quaisquer aspectos outros que não os da parte aflorante, superficial, desta região, a denominação "Planície Costeira" torna-se inadequada uma vez que ela retrata apenas uma feição morfográfica presente em zonas costeiras, independentemente da sua constituição e história geológica.

Com efeito, cabe aqui uma transcrição de MURRAY (1961), que sobre o assunto assim se expressou:

"Clear distinction should be made between the coastal plain - a topographic or geomorphic feature of low relief and

generally below 1 000 feet in elevation - and the coastal province, a three-dimensional structural, stratigraphic or geologic unit."

A incontestabilidade de tal consideração torna obrigatória a adoção do termo Província Costeira do Rio Grande do Sul, mais adequada para designar a região aqui abordada sob o ponto de vista da geologia geral.

Na elaboração da síntese sobre os aspectos tectônico-estruturais e estratigráficos, bem como da sucessão dos eventos geológicos de que foi palco a Província Costeira do Rio Grande do Sul, foram fundamentais os trabalhos de DELANEY (1965), CLOSS (1970) e JOST (1971), os mais modernos e os que mais detalhadamente se detiveram no estudo de sua geologia.

Aspectos Tectônico-Estruturais

Limitada a oeste pelas terras altas do Complexo Cristalino Pré-Cambriano que constitui o Escudo Sul Rio Grandense e pelas sequências sedimentares e vulcânicas paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná e, a leste, pelo Oceano Atlântico, abrangendo uma extensa área de terras baixas, de forma alongada, a Planície Costeira do Rio Grande do Sul constitui uma das maiores dentre as várias similares que se desenvolveram no litoral brasileiro durante a última era geológica.

Em que pese o grande número de trabalhos de natureza geológica efetuados sobre esta região, não são muitos os dados sobre os aspectos da estrutura regional de seu substrato.

DELANEY (ob. cit.), baseado nas publicações de GHIGNONE (1960), SANFORD e LANGE (1960), e em trabalhos de sub-superfície executados pela PETROBRÁS (Petróleo Brasileiro, S.A.), di-

vidiu a Planície Costeira no que denominou de duas sub-provín-
cias estruturais, a homoclinal de Osório e a Bacia de Pelotas.
A primeira, ao norte, constituída pelo plano sul da sinclinal
de Torres que afeta as sequências sedimentares e vulcânicas da
Bacia do Paraná. A segunda, ao sul, ocupando a maior parte da
área, constituída por um pacote de sedimentos terciários, os
quais foram, posteriormente estudados com detalhe por CLOSS (ob.
cit.).

Segundo DELANEY (ob.cit.), o limite entre as citadas sub-
províncias seria constituído de uma suposta falha regional, que
se situaria entre a Lagoa dos Barros e a localidade de Palma-
res do Sul.

De um modo geral, conforme a descrição de CLOSS (ob.cit.),
a Bacia de Pelotas é uma bacia relativamente rasa e seus depó-
sitos apresentam mergulhos de baixo valor dirigidos para o oce-
ano. Rápidas variações de espessura destes depósitos são rela-
cionáveis a um paleo-relevo acidentado do embasamento, (GHIG-
NONE, ob.cit.), com uma área de aproximadamente 30 000 km², a
bacia pode ser dividida em duas partes cuja linha divisória si-
tua-se no eixo Pelotas-Rio Grande.

Enquanto a porção sul apresenta as menores profundidades
com uma espessura de 300 metros de sedimentos com mergulhos re-
gionais de 0,5°, a porção norte, mais profunda, encontra-se pre-
enchida com cerca de 1 500 metros de sedimentos cujo mergulho
regional se aproxima de 1,5°.

A uniformidade do mergulho das camadas além de indicar u-
ma ausência de tectonismo local evidencia um preenchimento pro-
gressivo de ambas as partes da bacia (CLOSS, ob.cit.). Entretan-
to, as diferentes espessuras de sedimentos encontradas a NE e
SW do eixo Pelotas-Rio Grande, mostram que a partir de um dado

momento a Bacia de Pelotas se individualizou em duas bacias menores, das quais a de NE foi nitidamente subsidente enquanto que a de SW mostrou-se levemente subsidente (JOST, ob.cit.).

A exemplo do que acontece com a maioria das bacias que ocorrem no litoral brasileiro, muitos são os autores que tem proposto uma origem tectônica para a costa sul-brasileira e, em particular, para a Bacia de Pelotas. Neste sentido, CLOSS (ob.cit.), faz uma detida análise bibliográfica, onde destaca os trabalhos de LAMEGO (1940), RUELLAN (1944, a e b), BIGARELLA (1946), MAACK (1947-1949), LEINZ (1949), FREITAS (1951), PUTZER (1953-1957), SANFORD e LANGE (ob.cit.), DELANEY (1965, 1966), aos quais se acrescenta PIMIENTA (1958), VOGT, GOMES e TRICART (1960). Apenas os mais recentes serão aqui abordados.

SANFORD e LANGE (ob.cit.), interpretaram a Bacia de Pelotas como decorrente de um sistema de falhas, iniciado provavelmente no Cretáceo, dando origem a uma fossa onde no Terciário, depositaram-se mais de 1 000 metros de sedimentos marinhos.

DELANEY (1966) apud CLOSS (ob.cit.), também propõe a idade cretácea para as falhas que abateram as rochas do Pré-Cambriano na Bacia de Pelotas.

PICADA (1970), descrevendo o sistema de falhas Coxilha das Lombas caracterizado por DELANEY (1956), atribui relações entre esses falhamentos e feições morfológicas e depósitos sedimentares recentes, conferindo aos primeiros idade pleistocênica.

Entretanto, JOST (ob.cit.), explica a formação das mesmas feições morfológicas que PICADA (ob.cit.), considerou como resultantes de atividade tectônica, ou sejam os banhados de Gravataí e Chico-Lumã e o próprio rio Gravataí, como consequência, unicamente, de movimentos eustáticos que marcaram a última gran

de regressão marinha no holoceno.

Os resultados de pesquisas sobre a estrutura rasa da margem continental do sul do Brasil e do Uruguai, executadas em 1966 pelo Coast and Geodetic Survey dos Estados Unidos da América e apresentados por BUTLER (1970), trouxeram à luz uma série de dados importantes.

Referindo-se a origem da Bacia de Pelotas, BUTLER (ob.cit.), afirma que ela parece ter se desenvolvido ao longo de direções pré-existentes do embasamento Pré-Cambriano. Mais adiante, conclui que os falhamentos em bloco que ocorreram no Cretáceo Superior originando o complexo de montanhas ancestral da Serra do Mar, separou também a porção leste do Escudo Sul Riograndense iniciando o desenvolvimento da Bacia de Pelotas.

No que diz respeito ao limite norte da Bacia de Pelotas, os perfis sísmicos realizados para detectar a continuação na margem continental da falha gravitacional de direção leste-oeste suposta por DELANEY (ob.cit.), revelaram a presença de sedimentos horizontais imperturbados, sem evidência alguma de falhamentos (BUTLER, ob.cit.).

Entretanto, dados gravimétricos obtidos ao longo dos mesmos perfis sugerem a sua existência, ~~est~~ extendendo-se pelo menos em parte, através da zona mais interna da plataforma continental. Os sedimentos imperturbados mostram a ausência de atividade tectônica recente ao longo da referida falha.

Conforme descreve ainda BUTLER (ob.cit.), perfis sísmicos efetuados através do cone de sedimentos que se estende pelo talude continental a leste da Bacia de Pelotas, mostram velhos sedimentos levemente deformados constituindo altos estruturais sobre os quais sedimentos mais jovens, imperturbados, se adelgaçam. Localmente intensos falhamentos indicam mobilidade dos se

dimentos sotopostos. Este cone de sedimentos deformados, pode ter resultado de um deslizamento dos estratos da Bacia de Pelotas em direção ao assoalho oceânico, ou simplesmente por subsidência do pacote sedimentar depositado por sobre o talude continental.

A análise de tais dados leva a crer que iniciando as atividades deposicionais que culminaram no estabelecimento da atual Província Costeira do Rio Grande do Sul, a Bacia de Pelotas instalou-se na borda do Escudo Sul Riograndense, durante o Cretáceo, através de uma movimentação tectônica incontestável ao longo de linhas de fraqueza pré-existentes, paralelas a velhas direções tectônicas do escudo. Fato observado na grande maioria das bacias costeiras contemporâneas, que segundo KENNEDY (1965) apud BUTLER (ob.cit.), resultam de um pronunciado e contínuo afundamento do embasamento, com ou sem falhamentos concomitantes, provavelmente controlado por alguma influência profundamente situada no manto.

Em que pese a existência de movimentos epirogênicos evidenciados ora pela subsidência e sedimentação ora pelos ciclos erosivos e seus consequentes processos de pedimentação (BIGARELLA e ANDRADE, 1965), pode-se deduzir que uma vez instalada, a Bacia de Pelotas manteve-se alheia a grandes movimentações tectônicas, o que se traduz na sintomática ausência de falhamentos. Estes, se houveram, resultaram de processos assísmicos tais como os descritos por BUTLER (ob.cit.), no pacote sedimentar que constitui o talude da margem continental de hoje.

Fazem sentido pois, as considerações sobre a evolução da plataforma brasileira efetuadas por ALMEIDA (1967). Nas palavras deste autor, os efeitos da reativação Wealdeniana (Jurássico Superior), último grande episódio tectônico registrado na

plataforma brasileira, atenuaram-se no decorrer do Cenozóico e no Quaternário novamente se faziam sentir as condições de completa calma tectônica.

Aspectos Estratigráficos

Cessados os eventos tectônicos que lhe deram origem, a Bacia de Pelotas constitui-se durante todo o Cenozóico no receptáculo de sequência sedimentar de aproximadamente 1 500 metros, de espessura máxima, que JOST (ob.cit.) denomina de Sequência de Sedimentação da Bacia de Pelotas.

Partindo dos trabalhos de DELANEY (1965), e CLOSS (1970), e, JOST, PINTO e LOSS (1971), entre outros, e baseado em suas próprias observações durante o mapeamento da região norte da Planície Costeira na escala de 1 : 500 000, JOST (ob.cit.) apresenta em seu trabalho sobre "O Quaternário da Região Norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul - Brasil", a melhor síntese e os dados mais recentes sobre a estratigrafia da referida sequência. Segundo o autor a sedimentação iniciada no Mioceno, registra em suas litologias uma origem a partir de transgressões e regressões marinhas que se repetiram no espaço e no tempo até o Holoceno.

A seguir apresenta-se em linhas gerais, os caracteres principais, das unidades estratigráficas que compõem a sequência sedimentar da Província Costeira do Rio Grande do Sul, salientando-se o fato de que as relações estratigráficas dos depósitos post-miocênicos, são válidas apenas para a parte norte da bacia, área em que foram estudadas com maior detalhe.

O Mioceno Continental

Os primeiros eventos sedimentares de que se tem registro na Bacia de Pelotas estão retratados por um tapete lateralmente descontínuo de depósitos continentais e mixo-halinos estendidos sobre o embasamento cristalino, sem denominação formal, identificado por CLOSS (ob.cit.) a partir das já mencionadas sondagens efetuadas pela Petrobrás na região. Constituído por sedimentos clásticos, areias argilosas, areias conglomeráticas e conglomerados, todos de natureza arcoseana e cor castanho escuro a avermelhado, o depósito apresenta uma espessura máxima de 100 metros na região central da Bacia (Mostardas) a partir de onde desenvolve um "pinch out" para sul, desaparecendo na sondagem de Cassino, reaparecendo ao sul deste com uma espessura reduzida para 10-20 metros.

Em sua maior parte afossilífera, esta unidade mostra na sondagem de Mostardas um grande número de grãos de pólen, dinoflagelados e histicosferídeos, os quais indicam idade miocênica.

O Mioceno Marinho

Igualmente descrita por CLOSS (ob.cit.), e constituída por intercalações de argilas plásticas, argilas arenosas ou calcáreas, e areias finas e grosseiras com raros seixos, todos de cor esverdeada a cinza, esta unidade mostra uma espessura que oscila entre 40 metros na sondagem da Ponta do Juncal e 1 153 metros na sondagem de Mostardas, aumentando assim de modo considerável a espessura dos bordos para o centro da Bacia.

O contato inferior, faz-se ora com o embasamento cristalino ora com os depósitos continentais, retratando como descre-

veu JOST (ob.cit.), um nítido "overlap" transgressivo sobre a região primitiva.

Enquanto a base do depósito aparece em profundidades as mais diversas, fruto da paleotopografia irregular do embasamento, o topo encontra-se a uma profundidade relativamente constante.

Baseando-se na fauna ali encontrada, constituída por foraminíferos, ostracodos e moluscos, CLOSS (ob.cit.) admite um ambiente marinho de águas quentes com profundidades menores do que 100 metros, para a deposição desta unidade o qual somado às características acima enumeradas, tornam evidente a sua origem a partir de uma transgressão marinha.

Formação Graxaim

A Formação Graxaim foi definida e descrita sucintamente por DELANEY (ob.cit.), tendo como secção tipo o poço Gast-1-RS realizado pela Petrobrás na localidade Graxaim, no município de Camaquã, Rio Grande do Sul.

Redefinida por JOST (ob.cit.), a referida formação é constituída por um conjunto de sedimentos inconsolidados de cor vermelha, cinza e amarelo, textural e mineralogicamente imaturos, os quais podem ser agrupados em duas fácies, uma conglomerática e outra areno-siltica.

A espessura destes sedimentos oscila entre um máximo de 270 metros na sondagem de Mostardas, decrescendo gradativamente de valor para oeste até tornar-se nula de encontro aos contra-fortes do Escudo Pré-Cambriano a oeste.

Distribuindo-se por toda a Bacia de Pelotas estendendo-se provavelmente para a plataforma Continental a Formação Graxaim permite, pela uniformidade de suas características e pela rela

tiva constância de sua espessura total, antever que na época de sua deposição a subsidência da bacia era generalizada.

Segundo JOST (ob.cit.), o período de deposição Formação Graxaim corresponde a um "overlap" progressivo não marinho sobre o Mioceno marinho, constituindo uma ampla cobertura sedimentar pós-Miocênica produzida pelo desenvolvimento de grandes leques aluviais e deltas sub aéreos, que às expensas da dissecação das áreas fontes, cresceram continuamente para oeste recobrando progressivamente a superfície miocênica a distâncias cada vez maiores da área fonte. Níveis com depósitos marinhos transgressivos se encontram intercalados nesta sequência continental mas o número de suas recorrências é desconhecido. Esta situação sugere que a Formação Graxaim possa apresentar relações de um "overlap" de substituição com os depósitos marinhos do Mioceno se a deposição da primeira progrediu para leste, acompanhando o recuo da linha de praia do Mar Miocênico.

Com efeito, as associações de foraminíferos, encontrados em alguns níveis, permitiram a CLOSS (ob.cit.), enquadrá-la no Pleistoceno permanecendo dúvidas sobre a parte basal afossilífera, que supõe, tenha sido depositada provavelmente no Plioceno ou talvez no Mioceno Superior.

O aporte de material sólido foi proveniente de uma área fonte submetida a condições climáticas cíclicas, de natureza úmida alternantes com semi-áridas quentes (JOST, ob.cit.).

A Formação Graxaim é descrita por JOST (ob.cit.) como uma unidade litoestratigráfica. BIGARELLA e ANDRADE (ob.cit.), partindo da identificação de superfícies de pedimentação, pedimentos e paleopavimentos que ocorrem na periferia das várias Bacias Quaternárias da costa brasileira, resultantes de variações climáticas cíclicas, propõem a subdivisão da Formação Graxaim

em três unidades cronoestratigráficas denominadas de Formação Graxaim I (Illinoisan), Formação Graxaim II (Kansan) e Formação Graxaim III (Nebraskan), cada qual correspondendo a condições climáticas de semi-aridez por sobre a área fonte proporcionando ali uma intensa morfogênese mecânica interrompida por períodos de clima úmido durante os quais atuaram processos de dissecação vertical sincrônicos com os processos interglaciais, obedecendo o aporte de material que veio constituir a Formação Graxaim em largos traços, um esquema cíclico Resistasia/Biostasia.

Formação Chui

A Formação Chui definida por DELANEY (ob.cit.), nas proximidades da Barra do Arroio Chui, onde se localiza sua secção tipo, é constituída por areias quartzosas amarelo avermelhadas, semiconsolidadas e muito bem classificadas. Foi considerada pelo autor como sendo a formação mais jovem do Pleistoceno da Planície Costeira.

Redescrita por JOST (ob.cit.), a Formação Chui mostra uma espessura máxima de 50 metros, conforme se observa na sondagem de Palmares do Sul efetuada pela Petrobrás, e apresentada por CLOSS (ob.cit.).

Ali, ela se constitui de três litologias fundamentais. Uma basal (20 metros) constituída de areias e areias argilosas com pelecípodos, tratando-se nominalmente de uma coquina; uma intermediária (5 metros) constituída de argilas plásticas localmente arenosas e siltosas de cor cinza, com fragmentos de conchas; uma de topo (15 metros), expressa por areias finas bem classificadas, não consolidadas, localmente argilosas e de

côr cinza ou amarelo pálido.

A descrição desta sucessão sugere ao autor, que a Formação Chui compõe-se de uma sequência transgressiva-regressiva completa mostrando fácies arenosas de águas rasas, a mais profunda caracterizando as areias de submersão correspondentes à fase transgressiva e a mais superficial caracterizando as areias de emersão resultantes do gradativo recuo da linha de praia para leste, durante o estágio regressivo. Uma fácies argilosa, intercalada entre as duas anteriormente citadas, corresponde à deposição em águas mais profundas.

Baseando-se no estudo de moluscos fósseis coletados a uma profundidade de 45 metros nas sondagens realizadas em Palmares do Sul e Cassino, FORTI (1969) determinou como Holocênica a idade desta formação.

Durante a fase transgressiva, depositou-se a Formação Chui sobre os sedimentos continentais da Formação Graxaim. Assim o material que constitui a fácies das areias de submersão resulta da carga clástica procedente das áreas emersas, somada a um intenso retrabalhamento dos sedimentos continentais da Formação Graxaim, num ambiente predominantemente praial e marinho so.

Durante a fase regressiva, o mesmo processo, envolvendo agora, além da carga clástica naturalmente trazida das áreas fonte emersas, o retrabalhamento de suas próprias sequências basal e intermediária responsável pela deposição da fácies das areias de emersão.

Esta última, correspondente a porção aflorante da Formação Chui na atual Planície Costeira, retrata através de feições morfológicas a serem descritas posteriormente, um caráter oscilante para o episódio regressivo, conforme observou JOST (ob. cit.).

Durante os trabalhos de mapeamento da margem oeste da Lagoa Mirim, realizados em julho deste ano, JOST, VILLWOCK e LOSS (inédito), observaram na porção superior da Formação Chui, várias intercalações de níveis argilo-arenosos de cor cinza amarelado a cinza esverdeado, desprovidos de estruturas primárias, porém, ricos em concreções calcáreas e pequenos nódulos de óxidos de ferro e manganês. Tais níveis, compondo uma unidade lito-estratigráfica que foi denominada de Formação Mirim, foram depositados em ambiente predominantemente continental. A sua alternância com os níveis marinhos da Formação Chui retrata a existência de vários ciclos trans-regressivos de idade holocênica, provavelmente correlacionáveis aos já determinados na parte norte da Planície Costeira, acima referidos.

Formação Guaíba

Durante a fase transgressiva da deposição da Formação Chui segundo JOST (ob.cit.), o mar invadindo a área continental deu origem a uma costa submergente do tipo "Ria", com afogamentos ao longo dos antigos vales fluviais.

Nestas condições, originou-se a oeste, noroeste e norte do "inlier" granítico de Porto Alegre e Viamão uma bacia restrita, sob condições de baía, que o autor denominou formalmente de Baía de Porto Alegre.

Nesta área, a deposição de finos pacotes de depósitos sedimentares marinhos intercalados em uma massa de detritos fluviais determinaram a individualização de uma nova unidade lito-estratigráfica formalmente denominada por JOST (ob.cit.) de Formação Guaíba.

A referida formação composta por duas fácies principais,

uma conglomerática e outra arenosa, ambas de pronunciada maturidade textural e mineralógica de tonalidades variando do vermelho ao amarelo e ao castanho, subordinadamente branco e cinzento, mostra uma espessura variável desde 1 a 10 metros aflo- rantes, e se estende por uma área superior a 2 500 km².

Assentada sobre a Formação Graxaim, a Formação Guaiba é sincrônica à Formação Chui. Sua deposição teve início sob condições de nível do mar elevado, auge da transgressão Chui, e posteriormente durante a regressão oscilante foi acrescida ciclicamente por aluviações de material grosseiro no qual se alternam finos leitos de areias finas bem selecionadas, correspondentes a rápidas ingressões marinhas.

Formação Itapoã

DELANEY (ob.cit.) denominou de Formação Itapoã uma unidade de cerca de 75 metros de espessura de areias quartzosas de granulação fina a média com grãos bem arredondados, bem selecionadas, assentada sobre o embasamento cristalino na Península de Itapoã onde escolheu sua secção tipo, estendendo-se para nordeste por mais de 75 km. O autor admitiu a possibilidade de ter sido a Formação Itapoã depositada num ambiente semelhante ao que atualmente existe na costa da Ilha de Santa Catarina, onde a areia quartzosa está sendo acumulada em baías arqueadas entre promontórios. Atribuiu-lhe uma idade mais antiga que as demais unidades do Quaternário da Planície Costeira.

Os trabalhos de JOST (ob.cit.), revelaram uma série de novos elementos que lhe permitiram modificar o estabelecido por Delaney, especialmente no que se refere à sua natureza e às suas relações estratigráficas com as demais unidades da região.

Aumentando consideravelmente sua área de ocorrência, que se estende descontinuamente desde a Barra do Ribeiro até Torres, totalizando cerca de 1 200 Km² a Formação Itapoã, segundo JOST (ob.cit.), caracteriza-se por uma série de corpos de areias quartzosas, de granulação fina a média, bem selecionadas e com matriz silto-argilosa, ocasionalmente atingindo 15% e um característico cimento ferruginoso que via de regra conferem tonalidades castanho avermelhadas e amarelas a grande maioria de seus afloramentos.

A espessura é variável de acordo com a localização e atinge um máximo de 90 metros na área de sua secção tipo.

Baseando-se nas características litológicas e morfológicas, JOST (ob.cit.) considerou a Formação Itapoã como representante de uma sucessão de cordões de dunas fósseis que delimita antigas linhas de praia estacionárias a diferentes níveis do mar, durante a regressão responsável pela deposição da porção superior da Formação Chuí.

As observações de campo permitiram a JOST (ob.cit.) estabelecer as seguintes relações estratigráficas entre a Formação Itapoã e a Formação Chui, já mencionadas em JOST, PINTO e LOSS (ob.cit.):

- "Em cada área de sua ocorrência ela é mais jovem que a porção da Formação Chui que se situa para o seu lado oeste, mas mais velha que aquela situada para o seu lado leste;
- suas relações só são íntimas com a sequência regressiva da Formação Chui, não possuindo relações com a sequência basal transgressiva;
- em consequência é lícito afirmar que a Formação Itapoã é mais jovem que 90% da sequência global de sedimentação da Formação Chui..."

A Formação Itapoã apresenta em seu conjunto características de uma deposição predominantemente eólica à qual se associaram a de outros ambientes menores (fluvial, lagunar, marinha, etc.), a exemplo do que acontece com os cordões de dunas recentes das praias marinhas da Planície Costeira atual.

Laterita Serra de Tapes

A Laterita Serra de Tapes, unidade edafo-estratigráfica que se expõe ao longo de uma franja limítrofe entre o escudo e a planície costeira foi reconhecida, designada e descrita por DELANEY (ob.cit.), mais tarde estudada detalhadamente por JOST e FORMOSO (1971 A e B) PINTO et alii (1970) e JOST et alii (1970).

Dos trabalhos acima citados, depreende-se que a Laterita Serra de Tapes é um paleossolo desenvolvido sob condições climáticas diferentes das atuais, caracterizado por uma alternância de épocas de clima árido alternados com outras de clima úmido, os quais promoveram sua erosão parcial e o consequente desenvolvimento de paleopavimentos que hoje nela se intercalam e colúviações sobre as Formações Graxaim, Guaíba e Itapoã.

De acordo com JOST (ob.cit.), a Laterita Serra de Tapes, pelas suas relações estratigráficas que mantém com as demais unidades descritas anteriormente, permite estabelecer que as condições climáticas que proporcionaram o seu desenvolvimento, atuaram não só durante antes da época da deposição da Formação Graxaim, como apontara DELANEY (ob.cit.), mas sim durante todo o Pleistoceno, envolvendo parte do Holoceno e também provavelmente parte do Terciário, fato em parte já considerado por BIGARELLA e ANDRADE (ob.cit.).

Formação Gravataí

Definida por MORRIS (1963), a unidade litoestratigráfica que ele denominou de Formação Gravataí é constituída por conglomerados depositados por processos de "flash flood" e "sheet wash", e ocorre sobre os terrenos sedimentares da Bacia do Paraná, ao longo da depressão periférica nos limites da Planície Costeira. O autor lhe atribui a idade Terciário Superior ou Quaternário Inferior.

Na área situada entre Porto Alegre e Santo Antônio da Patrulha, JOST (ob.cit.) constatou que a Formação Gravataí transiciona para as Formações Guaíba e Itapoã, encontrando-se igualmente sobreposta a estas unidades. Portanto a época de sua deposição inicia no final da sedimentação das Formações Guaíba e Itapoã, continuando após o término destas unidades.

Depósitos Atuais

Enquadram-se aqui os depósitos atuais e alguns sub-atuais que DELANEY (ob.cit.), incluiu no Recente da Planície Costeira a que se estendem desde a escarpa leste da Formação Chui até a orla atlântica e também ao longo de toda a planície.

Tendo-se em vista o fato de que, nos dias de hoje, agem em íntima associação sobre a região costeira, condições ambientais de sedimentação marinhas, fluviais, lagunares, paludais e eólicas e ao considerar-se que este quadro não se modificou muito no decorrer de todo Holoceno, avalia-se a dificuldade de elaborar um sistema descritivo para os eventos do Holoceno Superior.

Com efeito, apesar de serem muitos os trabalhos executa-

dos sobre tais depósitos, não existem condições de ordenar estratigraficamente as várias unidades já descritas.

Na realidade, verificou-se no presente trabalho, que os processos responsáveis pela deposição das Formações Chui e Itapoã, considerando apenas os mais importantes em volume, continuam agindo atualmente. Para exemplificar, os depósitos da parte mais interna da plataforma continental e os praias que se acumulam na sua parte superior, já emersa, equivalem-se aos da Formação Chui, enquanto que os extensos campos de dunas que se estendem do pós-praia para o interior correspondem aos da Formação Itapoã. Uma vez que o material em movimentação origina-se principalmente do retrabalhamento dos depósitos mais antigos, não existem, no que diz respeito a características litológicas e ambientais, diferenças marcantes entre estes e o que se chamava de Recente.

Do mesmo modo, a maioria dos depósitos paludais encontrados na região, representam fases mais adiantadas da colmatagem de antigas lagunas e lagoas abandonadas sobre a planície costeira no decorrer da regressão holocênica.

Torna-se assim extremamente difícil encontrar um critério que permita fazer divisões cronoestratigráficas tendo em base o exame das litologias ali encontradas. Via de regra é possível, isto sim, estabelecer unidades litoestratigráficas cuja idade varia de local para local e cuja ocorrência é muitas vezes descontínua, uma vez que sua deposição resultou de um verdadeiro bailado, contínuo e cíclico, de vários ambientes particulares de sedimentação, por sobre a mesma região.

Excluem-se destas considerações as acumulações, geralmente de importância secundária resultantes da deposição de material que chega a Província Costeira trazido pelos cursos d'á-

gua proveniente das terras altas que lhe margeiam.

Desde que a divisão litoestratigráfica é insuficiente para definir a sucessão geral dos eventos geológicos mais modernos da região, buscou-se numa detida análise das feições geomorfológicas impressas na superfície do terreno dados para estabelecer a sua evolução.

A experiência mostrou, como será visto nos capítulos seguintes, que uma vez estabelecidos os grandes traços do processo evolutivo da região durante o Holoceno torna-se fácil enquadrar determinados tipos de depósitos e compreender o que representam no panorama geológico da Província Costeira.

Situação da Área de Estudo

Levando-se em conta os aspectos estruturais, tectônicos e estratigráficos anteriormente apresentados, é possível subdividir a Província Costeira do Rio Grande do Sul nos seguintes elementos geológicos maiores:

- o Embasamento, composto pelo complexo cristalino pré-cambriano e em parte pelas sequências paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná, que durante o Cretáceo comportando-se como uma plataforma instável deu lugar a instalação na sua borda leste, de uma bacia de sedimentação marginada por uma área positiva que desde então constituiu-se na área fonte dos sedimentos acumulados na parte interna da margem continental.
- a Bacia de Pelotas, que pelo menos a partir do Mioceno foi palco de sucessivas transgressões e regressões, acumulando uma espessura de aproximadamente 1 500 metros de sedimentos, que mergulham suavemente em direção ao o

ceano, constituindo, segundo ponto de vista estrutural, uma homoclinal. Durante o Mioceno diferentes taxas de subsidência proporcionaram uma compartimentação da bacia permitindo a acumulação de diferentes espessuras de sedimentos em duas partes, a maior ao norte de um eixo que passa pelas cidades de Pelotas e Rio Grande e a menor ao sul. A partir de um determinado momento, ainda no Mioceno, a taxa de subsidência parece ter se uniformizado em toda a bacia, atenuando-se cada vez mais a ponto de ser superada pela taxa de sedimentação, resultando a regressão que se retrata na porção basal da Formação Graxaim. A partir de então as transgressões e regressões registradas nas sequências sedimentares soto-postas, mais do que por isostasia, foram controladas pelos movimentos eustáticos que generalizadamente ocorreram em todo o mundo, durante o Pleistoceno. As variações climáticas que se sucederam nas áreas fontes influenciaram nitidamente sobre a sedimentação.

- a Cobertura Holocênica, constituída pela sequência transgressiva retratada na Formação Chui. Embora fazendo parte da Sequência de Sedimentação da Bacia de Pelotas, individualiza-se a cobertura holocênica uma vez que é responsável pela maioria das grandes feições morfológicas que modelam a Planície Costeira do Rio Grande do Sul e configuram a atual linha de costa do Brasil Meridional. Transgredindo sobre as unidades mais antigas da bacia e mesmo, em alguns locais, sobre o seu embasamento, como é o caso da Bacia de Porto Alegre, a cobertura holocênica encerra uma série de unidades litoestratigráficas cujas características foram anteriormente apresentadas.

É exatamente desta cobertura sedimentar holocênica que, no presente trabalho, se pretende estabelecer as grandes linhas de evolução geológica. Para tanto, a área escolhida abrange a porção norte da grande barreira arenosa que separa a Lagoa dos Patos do Oceano Atlântico, na parte onde ela se ancora ao continente, onde forçosamente estão registrados os eventos que condicionaram a sua formação e desenvolvimento.

Conforme se observa no mapa geológico apresentado na figura 1, estão ali representados em superfície, parte das Terras Altas de Porto Alegre-Viamão e da Planície Arenosa Litorânea, constituídas pelo embasamento pré-cambriano, a Formação Chui, a Formação Itapoã e os depósitos atuais e sub-atuais, ambientes praial lagunar e praial marinho, lagunar, paludal e eólico.

A sondagem PS st - 1 - RS, efetuada nas proximidades da localidade de Palmares do Sul, centro da área escolhida, mostra uma espessura de aproximadamente 400 metros de sedimentos depositados sobre o embasamento cristalino, cujo perfil litoestratigráfico é reproduzido na figura 2.

GEOMORFOLOGIA

Para melhor compreender os complexos fenômenos geológicos que atuaram na área em apreço e que ainda hoje se manifestam, construindo e destruindo as mais variadas feições do modelado topográfico, nela efetuou-se um reconhecimento geomorfológico.

Exterioriza-se a maior parte da Província Costeira do Rio Grande do Sul, em superfície, sob a forma de uma extensa área de terras baixas, cêrca de 47 150 Km², denominada por NOGUEIRA (ob.cit.) de Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

Abrangendo as porções leste do Estado do Rio Grande do

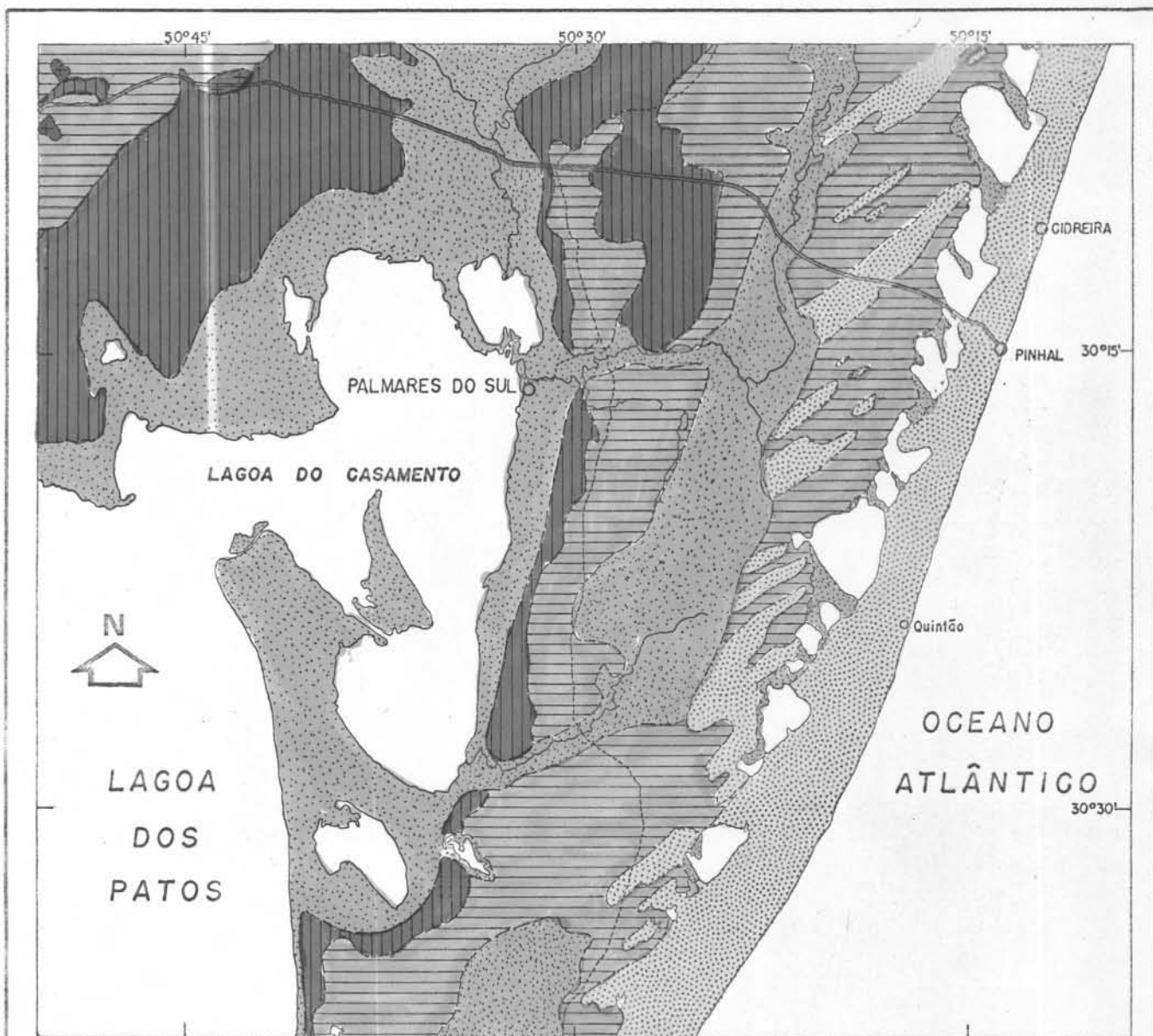


FIG.1 - Esbôço geológico da porção norte da barreira múltipla da Lagoa dos Patos e situação da área no Estado.

4 0 4 8 12 16 km

ESCALA: 1: 400.000

LEGENDA:

	Estradas	-----
	Drenagens	~~~~~
HOLOCENO	Depósitos eólicos e praias marinhos atuais..	[Stippled pattern]
	Depósitos lagunares, praias lagunares, paludais, fluviais, indivisos, atuais e sub-atuais..	[Cross-hatched pattern]
	Itapoã indiviso.....	[Horizontal lines pattern]
	Chuí indiviso	[Vertical lines pattern]
P6	Embasamento cristalino	[Dark solid pattern]



desenho: a. barbosa

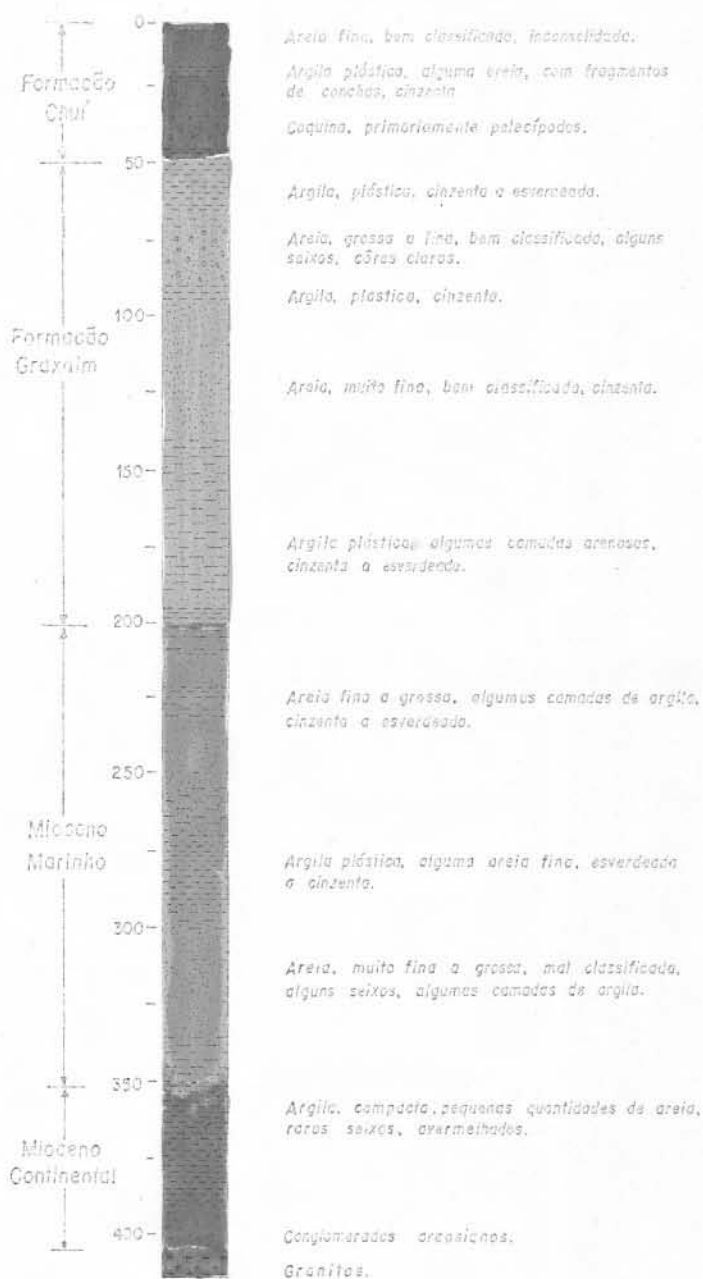


FIG. 2 - Perfil lito-estratigráfico da sondagem PSst-1-RS (Palmares do Sul). Modificado de Claes (1970).

desenho: a. barbosa

Sul e nordeste da República Oriental do Uruguai, esta planície costeira limita-se ao norte pelo promontório de Torres e ao sul pelo de La Coronilla no Uruguai, ambas separadas por mais de 640 quilômetros de praias oceânicas arenosas, interrompidas apenas pela desembocadura do Canal de Rio Grande e por outras, lagunares e de pequenos rios, de menor importância. Demarcando o seu bordo oeste e constituindo as terras altas da província costeira, aparecem ao norte as escarpas da Serra Geral e do centro para o sul as vertentes orientais das serras do Escudo Sul Riograndense e Uruguai. Entre as terras altas e o Oceano Atlântico a planície atinge cerca de 120 quilômetros de largura máxima.

DELANEY (ob.cit.), divide a planície costeira em quatro áreas principais de terras baixas as quais descreve sob a denominação de: a) planície arenosa litorânea; b) planície interior lagunar; c) planície soerguida de Viamão; d) terras baixas do estuário do Guaíba.

Conforme se observa no mapa geomorfológico (Fig. 3)*, a área aqui considerada constitui a porção norte da extensa e complexa barreira arenosa que separa a Lagoa dos Patos do Oceano Atlântico, abrangendo parte da planície arenosa litorânea e da planície soerguida de Viamão de Delaney.

A denominação " planície soerguida de Viamão ", da qual faz parte a Coxilha das Lombas, parcialmente abrangida pelo mapa acima referido, ficou prejudicada, desde que não se comprovou a existência de falhamentos de idade quaternária em seu limite leste, que, conforme suposições de DELANEY (ob.cit.), teriam-na soerguido. Assim sendo, parece mais correto denominá-la de Terras Altas de Porto Alegre-Viamão, uma vez que assim se comportaram, permanecendo emersas, constituindo uma ilha (JOST,

* Em encarte na contracapa.

ob.cit.), durante os vários episódios transgressivos de que foi palco a província costeira durante a era Cenozóica.

Deste modo, pode-se compartimentar a área em estudo em du as unidades geomorfológicas distintas:

- a) Terras Altas de Porto Alegre-Viamão.
- b) Planície Arenosa Litorânea.

As descrições das feições morfológicas apresentadas a seguir, basearam-se fundamentalmente na interpretação de fotografias aéreas bem como nas observações efetuadas durante os trabalhos de campo realizados na área. Na medida do possível procurou-se caracterizar os agentes geológicos responsáveis pela sua formação, os mecanismos resultantes de sua interação e ainda, a sucessão cronológica dos eventos que resultaram no modelo atual desta região costeira.

Terras Altas de Porto Alegre-Viamão

Cercados pelos depósitos da Formação Guaíba pelos lados o este e norte e da Formação Chui pelo lado leste, os elevados de Porto Alegre tiveram seus flancos de leste parcialmente cobertos pelos depósitos predominantemente eólicos da Formação Itapoã, como é o caso da Coxilha das Lombas que aparece no canto noroeste da área mapeada.

O caráter linear deste contato, entre as Terras Altas de Porto Alegre-Viamão, mais especificamente entre a Coxilha das Lombas e a planície arenosa litorânea (Foto 1) interpretado erroneamente como originado por uma tectônica quebrável quater nária, é na realidade uma antiga escarpa de linha de falha desenvolvida ao longo de fraturas Pré-Cambrianas que podem ou não ter sofrido reativações durante o Mesozóico.



Foto 1 - Vista aérea do limite entre as Terras Altas de Porto Alegre-Viamão e a Planície Arenosa Litorânea. À esquerda os depósitos da Formação Itapoã (Barreira de Lombas) e à direita os da Formação Chui em parte cobertos por depósitos aluviais mais modernos.
Escala aproximada: 1 : 60 000

Na época da deposição da Formação Chui ela se comportava como uma linha de falésias (fall line), (LOBECK, 1939) que posteriormente foi soterrada pelas areias eólicas trazidas da planície litorânea adjacente, a exemplo do que atualmente acontece em muitos locais da costa do Estado de Santa Catarina, entre Henrique Lage e Laguna, onde os campos de dunas invadem os "inliers" de rochas graníticas formando-se depósitos eólicos a altitudes que ultrapassam a centena de metros.

Esta unidade geomorfológica caracteriza-se por uma superfície ondulada, constituída por colinas convexas de natureza arenosa que não raro atingem a cota dos 100 metros.

Afloramentos do embasamento cristalino encontrados de quando em quando, em meio ao lençol arenoso são de dois tipos.

Ora constituem "inliers", a exemplo do Morro Grande que com se us 102 metros de altura destaca-se na paisagem da região, ora constituem janelas, fruto da exumação da superfície rochosa, co mo é o caso da que ocorre próximo à localidade de Estiva, na base do flanco leste da Coxilha, ao longo do contato interdigiti tado entre as Formações Itapoã e Chui.

Pela sua condição de afloramentos de rochas cristalinas que mais orientalmente se situam, são eles sede de grandes pedreiras que fornecem material para as obras civis, especialmente as viárias, que se executam na planície litorânea.

Nas zonas baixas entre as colinas, durante as estações chuvas formam-se pequenas lagoas arredondadas de carácter temporário. Estas depressões lembram em muitos aspectos, pequenas ba cias de deflação.

A drenagem segue um padrão dendrítico e é de natureza tem porária. Os cursos d'água que descem em direção a planície litorânea tem seus vales de fundo plano preenchidos por aluviões arenosos recentes que jazem muitas vezes sobre a superfície pla na de depósitos da Formação Chui que por eles se insinua, evidenciando que antes da época de deposição da cobertura sedimentar holocênica do embasamento, estes vales já se achavam estabelecidos.

Ao chegar na planície litorânea, ultrapassando a "fall line", os rios perdem sua individualidade espraiando-se sobre leques aluviais que ali recobrem a Formação Chui dando origem a terrenos alagadiços e banhados, hoje drenados por uma comple xa e extensa rede de canais artificiais que possibilitam o aproveitamento das terras como área de cultivo de arroz.

Planície Arenosa Litorânea

Desenvolvendo-se a leste da Coxilha das Lombas a Planície Arenosa Litorânea constituída predominantemente pelos depósitos arenosos das Formações Chui e Itapoã, parcialmente retrabalhados e cobertos por uma grande variedade de acumulações recentes de origem praial, eólica, paludal, lacustre, lagunar, fluvial, deltáica, entre outras, que se espalham pela região.

Dentre os depósitos recentes, os campos de dunas que margeiam a costa atual, pelo seu volume e pela extensão que abrangem, destacam-se sobremaneira.

A grande variedade de feições encontradas nesta área torna difícil a escolha de critérios que permitam sua divisão em subunidades morfológicas.

Entretanto, na referida planície arenosa litorânea observa-se atualmente a existência de três grandes domínios ambientais, ou seja, uma larga e complexa barreira arenosa emersa, separando o Oceano Atlântico da Lagoa dos Patos, sofrendo por um lado a ação dos processos relacionados ao mar e pelo outro, submetida a influência dos agentes lagunares. Deste modo, com o objetivo de racionalizar a sua descrição geomorfológica dividiu-se a planície arenosa litorânea em três subunidades geomorfológicas a saber:

- 1 - A margem lagunar
- 2 - A barreira
- 3 - A margem oceânica

Deve-se salientar que tal subdivisão não é a ideal, uma vez que a descrição de uma sub-unidade, em muitos casos, implicará em conhecimento de aspectos relacionados a outra. Tal situação decorre, em última análise, do fato de que toda esta re

gião resultou da interação de agentes essencialmente marinhos, lagunares e eólicos, no decorrer dos últimos tempos geológicos.

A Margem Lagunar

O lado oeste da grande barreira arenosa é constituído por uma costa lagunar cujos aspectos morfológicos são peculiares,

Diferindo totalmente das feições observadas junto a costa oceânica, as que aqui se observam resultam da interação dos vários agentes envolvidos na dinâmica lagunar e retratam a sua ação nesta região durante os últimos tempos geológicos.

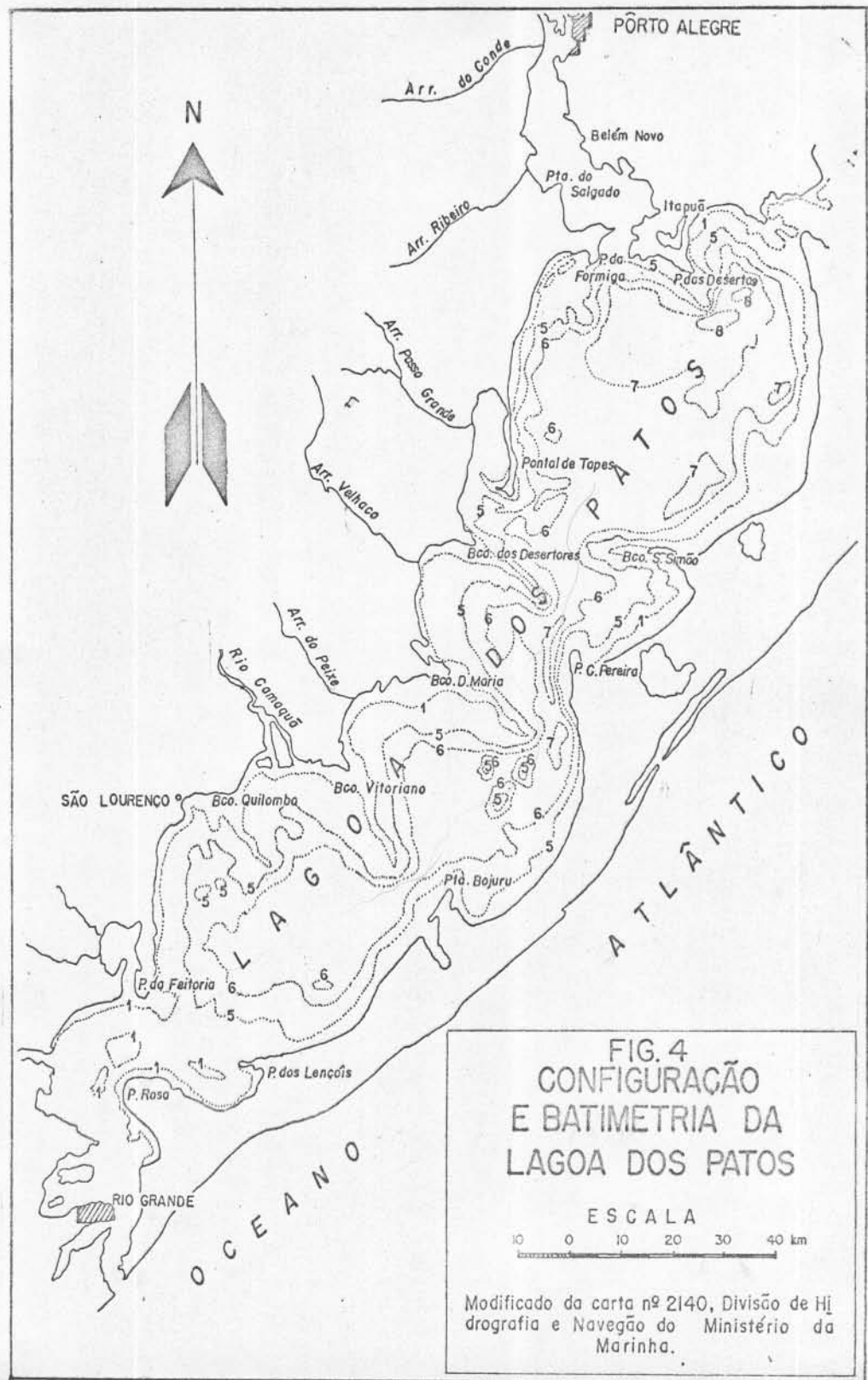
Deste modo, antes de descrevê-las e tecer maiores comentários sobre a sua origem faz-se necessário ressaltar alguns aspectos da dinâmica da Lagoa dos Patos, responsável em última análise, pela configuração atual de suas margens.

Ligada ao Oceano Atlântico por um único e permanente canal de escoamento, Canal de Rio Grande, a Lagoa dos Patos é uma laguna que se comporta essencialmente como um sistema estuarino, no sentido de BIRD (1968).

Esta laguna constitui a maior das massas d'água represadas na planície costeira do Rio Grande do Sul e de toda a costa brasileira. Possui uma área aproximada de 11 000 Km², estendendo-se por 250 Km de NNE para SSE, com uma largura máxima de 60 Km.

A topografia de fundo, embora suave, é variada. A maioria das margens mostram-se rasas, oscilando entre 0,5 e 1 metro, estando as partes mais profundas confinadas as zonas centrais com 7 a 8 metros e ao longo do Canal de Rio Grande onde oscila entre 10 e 15 metros (Fig. 4).

A movimentação das águas nesta bacia alongada é muito pou



co influenciada pela maré oceânica que segundo MOTTA(1969), é, na região de Rio Grande, do tipo diurno e atinge valores médios de apenas 0,47 metros.

Entretanto, apreciáveis alterações no nível das águas decorrem das variações da vazão de seus tributários que drenam uma área de aproximadamente 175 000 Km², cerca de 5/8 da superfície do Estado do Rio Grande do Sul, abrangendo zonas expostas a diferentes regimes pluviométricos.

A descarga dos rios desenvolve correntes que se projetam para o interior da laguna em torno das desembocaduras. Por ocasião de enchentes o seu efeito se faz sentir por longos trechos.

Da mesma forma, o regime dos ventos é responsável por grandes variações no nível d'água ocasionando diferenças de até 2 metros entre as extremidades da laguna.

As correntes geradas nestas condições são influenciadas pela configuração da laguna. Um forte vento soprando ao longo do comprimento da mesma, desenvolve uma forte corrente na região axial e correntes mais fracas, reversas, ao longo das margens.

Tais agentes somados às variações da pressão atmosférica em diferentes partes da laguna são responsáveis pela movimentação da massa d'água e controlam, particularmente, o fluxo e refluxo na zona do Canal de Rio Grande e por consequência, a distribuição de salinidade no interior da laguna. Maiores detalhes sobre este mecanismo, podem ser encontrados em CLOSS (1963), CLOSS & MADEIRA (1968) e VILLWOCK et alii (1972).

As correntes geradas pela movimentação da massa líquida acima descrita não são muito efetivas no que diz respeito a ergão e transporte de material sedimentar ao longo da laguna. De um modo geral elas são responsáveis apenas pela manutenção em suspensão do material fino trazido pelos rios, distribuindo-o

por toda a bacia de sedimentação, levando-o até o extremo sul onde o aumento de salinidade, através de processos de floculação, provoca a sua deposição (VILLWOCK et alii, ob.cit.).

Entretanto, ao longo dos canais que intercomunicam os vários corpos d'água adjacentes a Lagoa dos Patos estas variações de nível, verdadeiras marés, geram correntes muito fortes. Deve-se a elas a criação e a manutenção das profundidades elevadas do Canal de Rio Grande, bem como das do Canal Furado e do Rio do Monjolo. O material sedimentar erodido e movimentado nestes cursos d'água deposita-se nas suas desembocaduras constituindo barras de areia e deltas de maré como o da Lagoa dos Gateados.

É incontestável o fato de que a ação das ondas exerce um papel proeminente no balanço erosão/deposição responsável pela configuração das linhas de costa. Nesse sentido elas são muito mais efetivas do que as correntes de maré (KIDSON; 1968).

Enquanto que nas costas oceânicas as características das ondas resultam da modificação por refração, difração e reflexão de ondulações provindas de áreas de geração distantes (KIDSON, ob.cit.), portanto independentes dos ventos locais, as ondas geradas na superfície de uma laguna estão relacionadas à direção, velocidade, duração dos ventos que sobre ela sopram e do comprimento do "fetch" sobre o qual o vento atua (BIRD, ob.cit.).

Segundo este último autor, as ondas das lagunas são tipicamente curtas e esbeltas, particularmente durante os períodos em que o vento sopra forte quando então podem desenvolver alturas de até 2 metros. Elas são capazes de erodir a costa lagunar, transportar e depositar o material erodido, construindo praias, esporões e barreiras. Removem os sedimentos inconsoli-

dados do fundo nas áreas mais rasas, depositando-os nas partes mais profundas, aplainando o assoalho lagunar.

As ondas que chegam a linha de costa fazendo com ela um ângulo de 45° , são mais efetivas na geração de correntes litorâneas do que as que ali incidem com qualquer outra direção. Estas correntes litorâneas (long shore currents) são as responsáveis pela movimentação de grande quantidade de material se dimentar, contribuindo sobremaneira para o modelado da linha de costa, que tende a orientar-se perpendicularmente à direção re sultante dos ventos que nela incidem.

Entretanto, se a resultante destes ventos geradores de o ndas não for a mesma que as do "fetch" mais longo, a linha de costa orientar-se-á perpendicularmente à bissetriz entre as du as.

Mudanças nesta orientação são sempre acompanhadas tanto por erosão (retrogradação) como por deposição (progradação) da margem lagunar, através da deriva litorânea. Estas modificações alteram o padrão do "fetch" no sistema lagunar até o ponto em que em qualquer parte da praia o "fetch" coincida com a resultante das direções dos ventos tornando-se a configuração lagunar uma expressão direta do regime eólico da região. Se os ventos de todas as direções forem equivalentes em velocidade e duração, uma configuração circular pode ser atingida, mas usualmente as lagunas tornam-se ovais em forma, alongadas na direção dos ventos dominantes (BIRD, ob.cit.).

De acordo com ZENKOVITCH (1959), em lagoas alongadas e es treitas, estes processos levam ao desenvolvimento de enseadas por erosão e esporões deposicionais que tendem a crescer e con vergir de modo a dividir a laguna em uma série de bacias menores cuja forma refletirá o regime regional dos ventos (Fig.5).

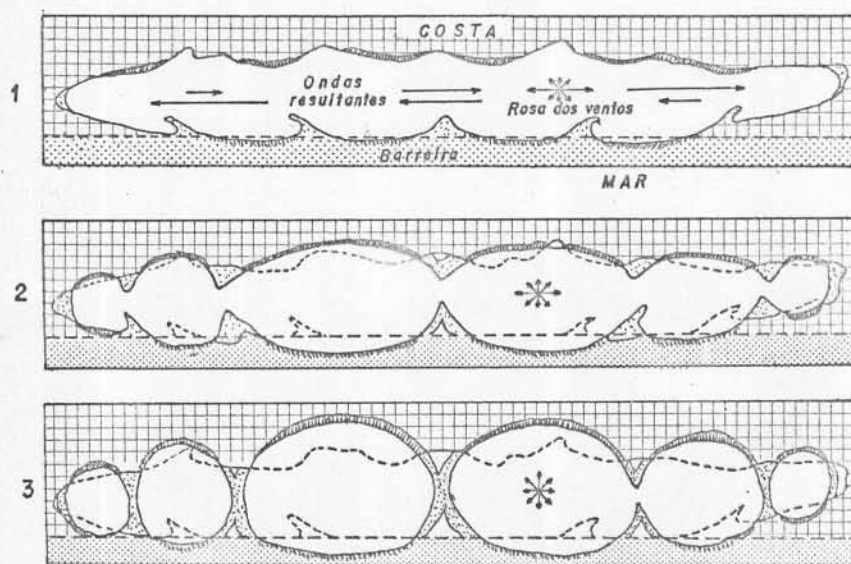


FIG. 5
DIAGRAMA DA EVOLUÇÃO DE UMA ÁREA DE LAGOA
Segundo Zenkovitch (1967)

desenho: a. barbosa

Este processo foi denominado, pelo autor acima citado, de segmentação lagunar.

No decorrer deste processo, a erosão de ambas as costas faz com que a largura da laguna torne-se consideravelmente maior do que na sua forma inicial.

Os dados apresentados por DELANEY (ob.cit.), relativos ao regime dos ventos na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, reproduzidos na fig. 6, mostram em resumo que os ventos ali predominantes são os de nordeste, oriundos da zona de alta pressão da massa tropical atlântica que se situa sobre o Oceano Atlântico entre os paralelos 30° e 40° de latitude sul (MORENO; 1961).

Entretanto, há uma variação estacional acentuada. Conforme MOTTA (1969), os ventos do quadrante nordeste são mais frequentes e violentos de setembro a abril e mais raros e fracos de maio a agosto, enquanto que os do quadrante sudoeste apresentam-se sobretudo de maio a outubro e são mais raros de novembro a abril.

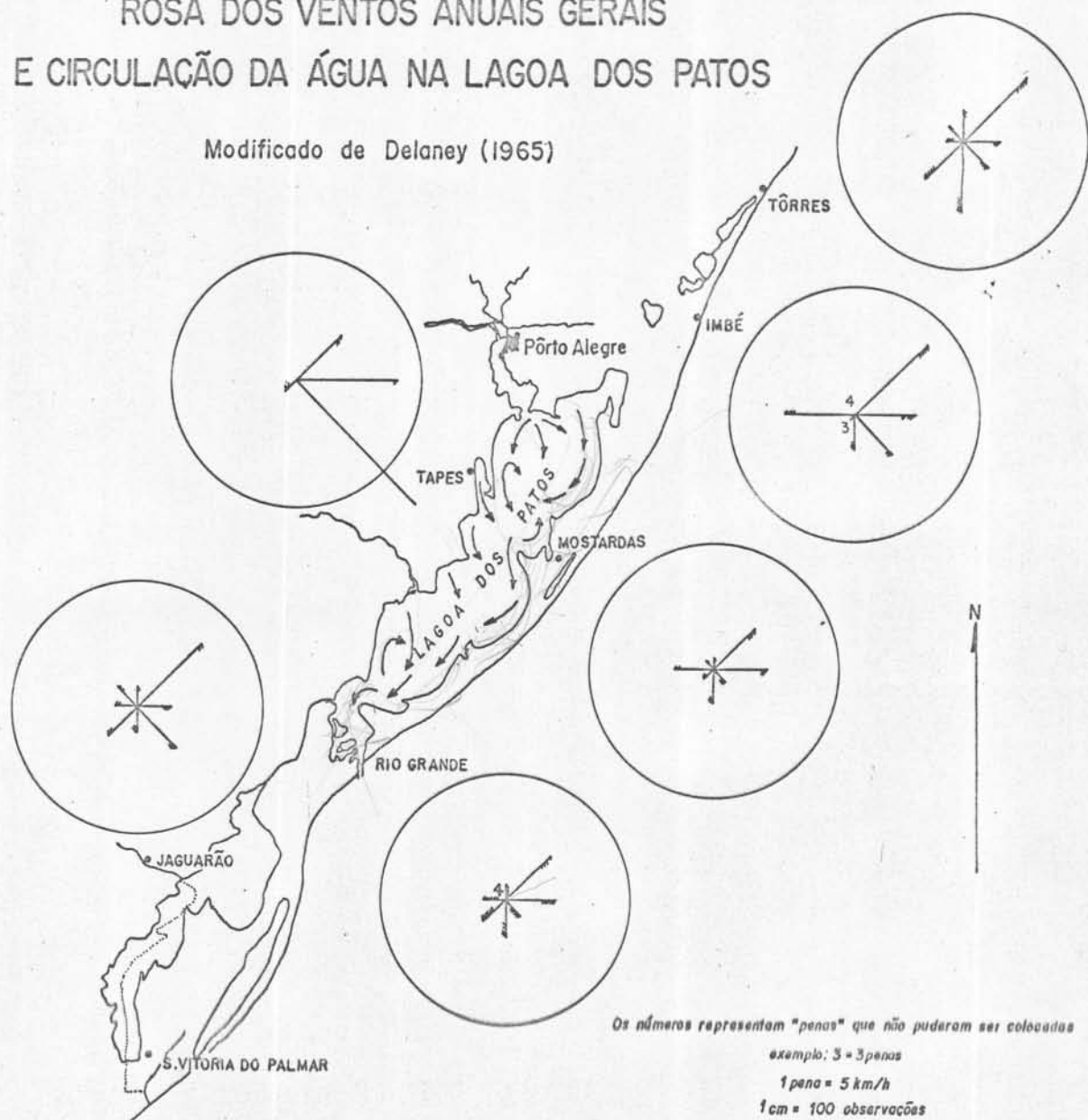
Embora não seja ainda possível estabelecer padrões quantitativos mais detalhados no que diz respeito ao regime dos ventos, a configuração atual da Lagoa dos Patos retrata fielmente o trabalho dos mecanismos dinâmicos acionados pelo sistema eólico que acima se caracterizou.

As suas margens mostram uma sucessão de amplas baías e esporões arenosos, resultantes do trabalho das ondas e das correntes litorâneas no sentido de orientar as praias perpendicularmente à direção dos ventos dominantes.

O processo de formação e evolução destes esporões arenosos enquadra-se perfeitamente naquele estabelecido por ZENKOVITCH (1959).

FIG. 6
ROSA DOS VENTOS ANUAIS GERAIS
E CIRCULAÇÃO DA ÁGUA NA LAGOA DOS PATOS

Modificado de Delaney (1965)



Os números representam "penas" que não puderam ser colocadas
exemplo: 3 = 3 penas
1 pena = 5 km/h
1 cm = 100 observações

ESCALA
0 50 100 km

desenho: a. barbosa

É notável o fato de que estas feições sejam muito mais desenvolvidas na margem oeste da laguna, exatamente a que sofre com maior intensidade os ventos oriundos de nordeste. Tal situação contraria o processo estabelecido por FISCHER (1955), que atribuía a formação dos esporões da Ilha de São Lourenço, no Alasca, ao retrabalhamento, em ambiente lagunar, de material detrítico de leques de espraiamento desenvolvidos a partir da barreira arenosa por ondas durante tempestades.

A presença de sedimentos finos, predominantemente sílticos, atapetando a maior parte das porções norte e média da Lagoa dos Patos (MARTINS & GAMERMANN; 1967), exclui a possibilidade de formação dos referidos esporões arenosos, a partir de remobilização do material de fundo por flutuações ressonantes do nível d'água da laguna, tal como propuseram PRICE & WILSON (1956).

Deste modo, fica perfeitamente caracterizado o fato de que a Lagoa dos Patos encontra-se em franco processo de segmentação, mostrando uma largura entre baías opostas muito maior do que a que apresentava nos tempos imediatos a sua formação.

O processo é evidente em sua região nordeste onde os pontais dos Abreus e do Anastácio, praticamente isolam a Lagoa do Casamento. Por sua vez, o Pontal das Desertas, que se situa pouco mais a oeste e que com sua parte submersa prolonga-se por quase 20 quilômetros para o interior da Lagoa dos Patos retrata uma fase pouco menos adiantada do mesmo mecanismo.

As condições hidrodinâmicas da área lagunar abrangida pelo presente trabalho, isto é, margem nordeste da Lagoa dos Patos e Lagoa do Casamento, tal como se deduz da sua configuração, do relevo de fundo, do regime dos ventos e de observações qualitativas feitas no local, são esquematizados na fig. 7.

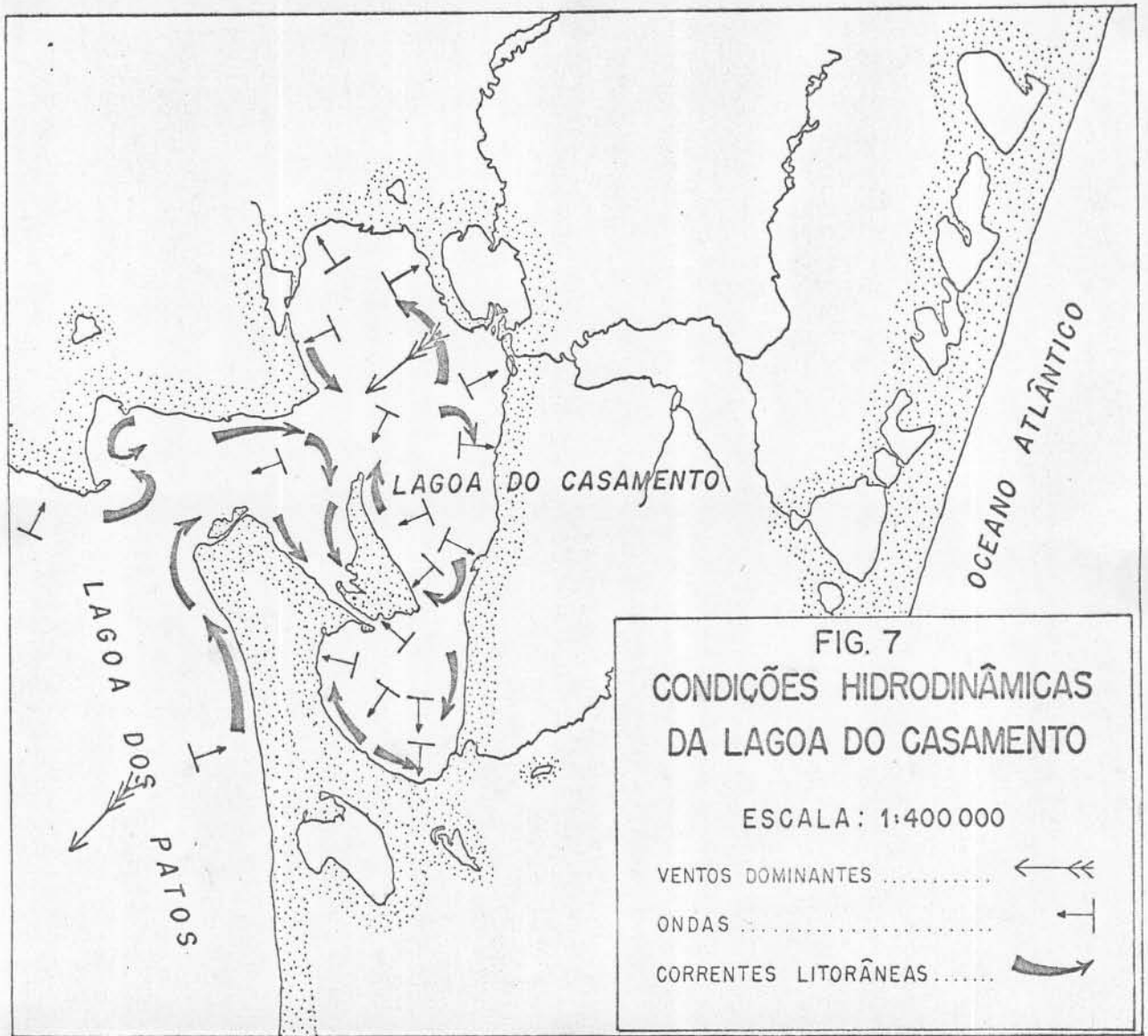


Fig. 7

desenho: a. barbosa

Uma vez apontados os agentes delineadores da linha de costa e conseqüentemente escultores da margem lagunar, apresentar-se-á a seguir as características morfológicas mais significativas desta zona na área mapeada.

Observa-se ali um grande terraço lagunar (TL-1) que bordejando a Lagoa do Casamento, o Saco do Cocuruto,projeta-se para a Lagoa dos Patos sob a forma de esporões recurvados a exemplo dos pontais do Anastácio e dos Abreus que balizam o limite geográfico entre aquelas lagoas.

Levemente inclinada em direção às margens lagunares, com uma largura variável entre 1 e 12 quilômetros, sua altitude oscila entre 2 e 5 metros.

O limite interno desta superfície manifesta-se sob os mais variados aspectos.

Ao norte, ocorrem esporadicamente cordões ~~at~~renosos de até 3 metros de altura, remanescentes de antigas cristas de praia que foram parcialmente retrabalhadas pelo vento, constituindo antigas dunas, hoje fixadas pela vegetação que é usualmente de porte médio. Em alguns locais, e. g., ao norte do Pontal dos Abreus, ocorrem várias destas cristas de praia compondo feixes cuja configuração lembra perfeitamente a dos atuais esporões arenosos que se projetam para o interior das lagoas(Foto 2). Constituem na realidade antigos pontais desenvolvidos em épocas em que o nível das águas da laguna situava-se 4 a 5 metros acima do atual.

A leste, entre o Arroio Palmares e a Sanga Pangaré, desenvolve-se uma escarpa erosional, retilínea e abrupta, com cerca de 4 metros de altura, testemunha igualmente de um nível mais elevado das águas lagunares que a solaparam (Foto 3).

Nos demais locais esta escarpa é atenuada por processos e

rosivos posteriores e, ao longo dos vales dos principais cursos d'água, o terraço se adentra, aumentando gradativamente a sua cota, até atingir as superfícies mais elevadas sem mostrar descontinuidade alguma na topografia. Alguns destes vales mostram, antes de atingir o terraço lagunar, depósitos estuarinos suspensos e interiorizados, alguns com suas feições características preservadas, e. g., a leste da Lagoa dos Gateados e Sanga Pangaré, hoje recortados pelos cursos d'água que os construíram. Retratam modificações drásticas no nível base de erosão, i. é., um abaixamento do nível das águas da laguna onde desembocam.



Foto 2 - Vista aérea do Pontal dos Abreus.

Cristas de praia limitam o Terraço Marinho (parte superior esquerda), e o Terraço Lagunar 1 (Parte inferior esquerda e superior direita). O Terraço Lagunar 2, mais estreito, aparece margeando a lagoa, limitado internamente por outra série de cristas de praia parcialmente retrabalhadas pelo vento.
Escala aproximada: 1 : 100 000.

Ao sul da Lagoa dos Gateados o limite interno deste terraço sofre uma inflexão para oeste e é abruptamente seccionado pela linha da costa leste da Lagoa dos Patos. Ali o terraço pra-

ticamente deixa de existir, coalescendo com o rebordo de outros, mais baixos e mais recentes. Este fato, comprova a considerável erosão sofrida pela costa lagunar e conseqüentemente o alargamento da laguna após a sua formação. O material dali retirado foi transportado para o norte pelas correntes litorâneas e depositado nas sucessivas cristas de praia que construíram o Pontal do Anastácio.



Foto 3 - Vista aérea da escarpa que limita internamente o Terraço Lagunar 1 (esquerda). À direita observa-se depósitos eólicos da Segunda Barreira acumulados sobre o Terraço Marinho.
Escala aproximada: 1 : 60 000.

Como já se comentou anteriormente, a quase totalidade desta superfície é ocupada por arrozais que afetam e mascaram as feições morfológicas ali existentes. Mesmo assim elas são visíveis em fotografias aéreas, algumas dignas de destaque.

São notáveis os feixes de cristas de praia preservadas em vários locais ao longo do terraço lagunar, e. g., Pontal do Anastácio, Pontal dos Abreus, Ponta do Espinho, na parte oriental da Ilha Grande a oeste da Lagoa dos Gateados e a norte de

Palmares do Sul.

Com um comprimento variável, alguns atingindo dezenas de quilômetros, e com um espaçamento da ordem de dezenas a uma centena de metros entre as cristas, estes corpos arenosos apresentam alturas que oscilam entre 1 e 3 metros mantendo uma orientação que em última análise é paralela a atual linha de costa.

Tendo em vista as dimensões e aspectos texturais do material constituinte, pode-se identificar dois tipos de feixes de cristas de praia.

O primeiro, constituído por cristas bem desenvolvidas, identificáveis no terreno e constituídas por areia média a grossa, construídos na margem da Lagoa dos Patos, mais precisamente nos pontais do Anastácio e dos Abreus, e na margem ocidental da Lagoa do Casamento, na Ponta do Espinho e na metade leste da Ilha Grande (Foto 4).

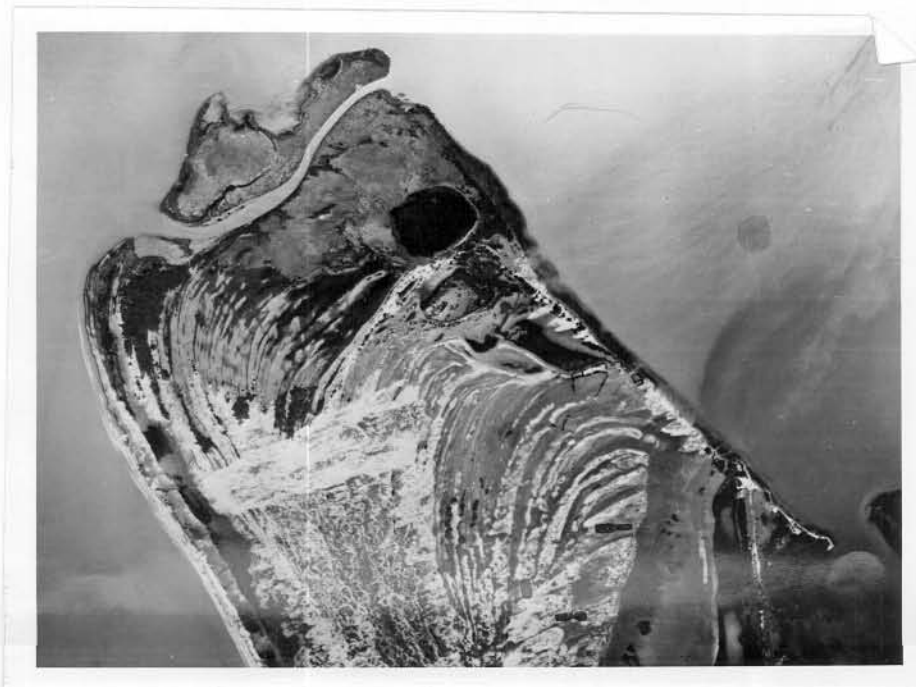


Foto 4 - Vista aérea do Pontal do Anastácio.
Feixes de cristas de praia, parcialmente retrabalhados pelo vento e truncados (parte superior) pelo Terraço Lagunar 2. O Rio do Anastácio ou Furado (parte superior), evoluiu de um antigo canal de maré ativo nas épocas de segmentação da lagoa. Esc. aprox.: 1:100 000.

O segundo, constituído por cristas pequenas, pouco espaçadas, identificáveis apenas em fotografias aéreas, constituídas por areias finas a médias, construídas na margem oriental da Lagoa do Casamento como as que ocorrem ao norte de Palmares do Sul, e ainda, as que se desenvolvem nas margens de corpos d'água menores como os da costa oeste da Lagoa dos Gateados e as que se observam no esporão que separa a Lagoa do Capivari da Lagoa do Casamento.

A diferença entre os dois tipos de cristas de praia acima descritos está claramente relacionada a energia dos agentes que presidiram sua formação, mais intensa nas margens dos corpos d'água maiores e nas praias mais expostas ao vento.

De um modo geral, os feixes de cristas de praia do primeiro grupo mostram-se afetados pelo vento que proporciona o desenvolvimento de dunas, às vezes de padrão longitudinal com uma orientação nordeste.

O mecanismo de formação destas feições tem sido objeto de discussão por parte de vários autores, dentre os quais se pode destacar JOHNSON (1919), KING (1959), SHEPARD (1963) e ZENKOVITCH (1967), envolvendo processos relacionados a ondas, correntes litorâneas e vagas decorrentes de tempestades.

A interpretação das descrições encontradas na bibliografia, permite concluir que as cristas de praia podem resultar na realidade da interação de todos estes processos que em última análise modificam o perfil de equilíbrio de uma praia. A restauração deste perfil de equilíbrio leva, muitas vezes, à acumulação de corpos arenosos alongados que evoluem para cristas de praia, conforme demonstram as experiências em laboratório efetuadas por MCKEE & STERRET (1961) e MOTTA (1964).

Várias ocorrências de feixes de cristas de praia têm sido

descritas ao longo da costa brasileira por LAMEGO (1945), BIGARELLA et alii (1959), BIGARELLA (1965), JOST & MARTINS (1972) entre outros, aplicando para explicar a sua gênese os vários processos acima enumerados.

Entretanto, o esquema para explicar a formação das cristas de praia, mais adequado às circunstâncias da área em questão, é o apresentado por CURRAY & MOORE (1964) e CURRAY et alii (1969). Postulam os autores que os referidos feixes resultam de uma sucessiva adição de cristas de praia a costa, originada pela acumulação e emergência de barras marinhas "long shore bars" (MEDEIROS et alii; 1971), conforme o esquema apresentado na fig. 8.

A ação dos ventos sobre as cristas de praia ocasiona a formação de dunas que a elas se superimpõem, dando origem a cristas de dunas "dune ridges", discutidas por SHEPARD (1960). O mesmo autor apresenta critérios texturais para distinguir as cristas de uma e de outra origem.

As praias lagunares encontradas na área são sempre de constituição arenosa, estreitas, muito afetadas pela vegetação e se desenvolvem sobre um terraço lagunar mais jovem (TL-2), cuja cota oscila em torno de um metro. O limite mais interno deste terraço é muitas vezes marcado por uma micro-falésia. Segue-se a pós-praia geralmente ornamentada por cristas de praia de pequena envergadura, totalmente atapetadas por gramíneas. Ali são frequentemente observáveis marcas de espraiamento, constituídas via de regra por uma franja contínua de fragmentos secos de junco e pequenos galhos de árvores depositados sobre a grama, retratando as apreciáveis variações de nível que a laguna sofre, esporadicamente, nos dias de hoje.

O estirâncio com uma largura de 5 a 10 metros é composto

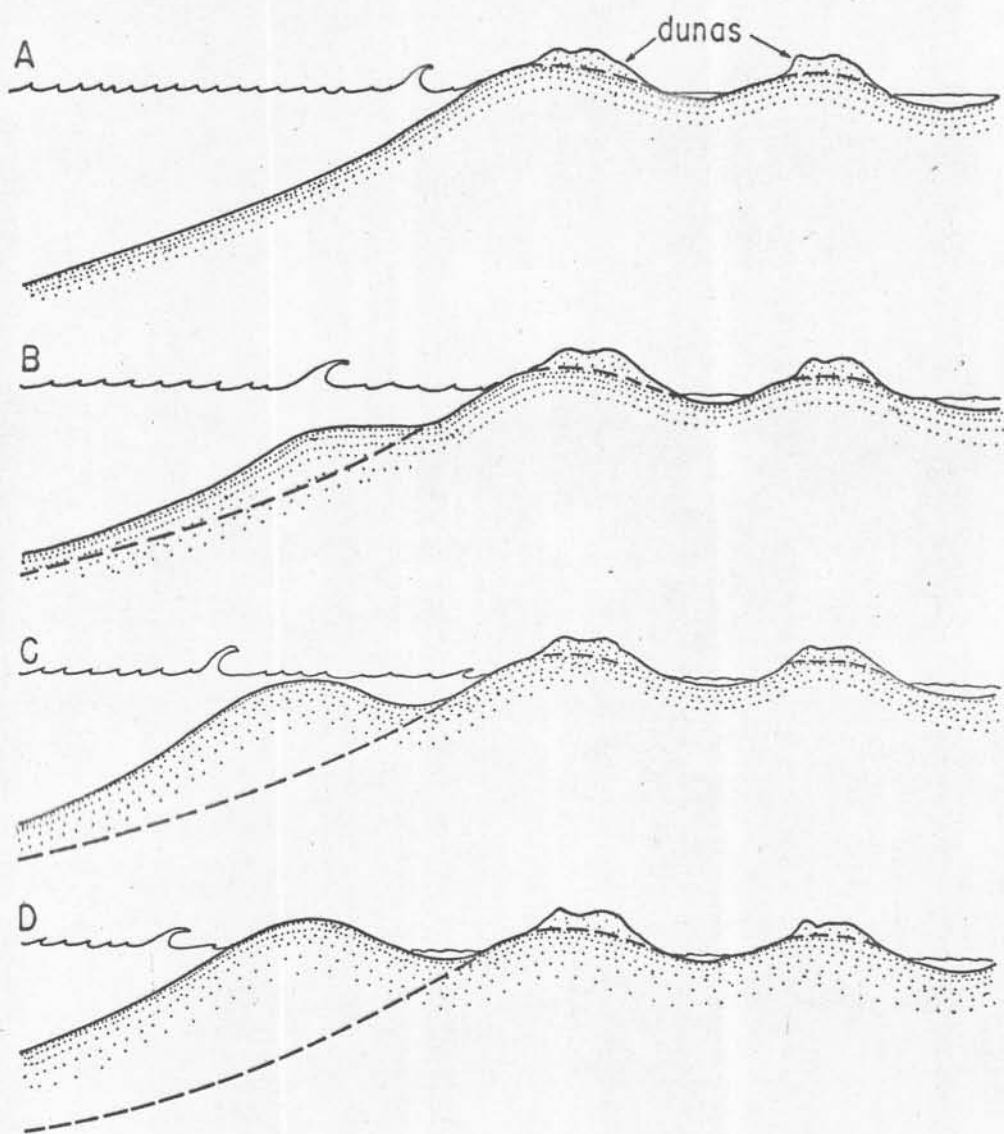


FIGURA 8 - Sequência diagramática dos eventos que levam a formação de cristas de praia. A) Condições iniciais, sem formação de barra marinha ou terraço de maré baixa. Capas de areias de duna desenvolvem-se sobre algumas cristas. B) Forma-se o terraço de maré, construído com areias de deriva litorânea ou, nos primeiros estágios da regressão, por transporte em direção à terra da areia transgressiva basal da parte interna da plataforma. C) Barra marinha construída inicialmente na zona de arrebentação. D) A barra atinge o nível do mar mediante o contínuo aflúxo de areia em condições de baixa energia das ondas. Permanecendo tais condições e com o abaixamento da maré a barra emerge e torna-se mais alta. A menos que ela seja destruída por ondas mais elevadas, a barra torna-se uma nova crista de praia, isolando a anteriormente formada e criando uma laguna estreita que posteriormente é em parte preenchida. Modificado de Curray et alii (1969).

por material arenoso constantemente submetido ao fluxo e refluxo das ondas.

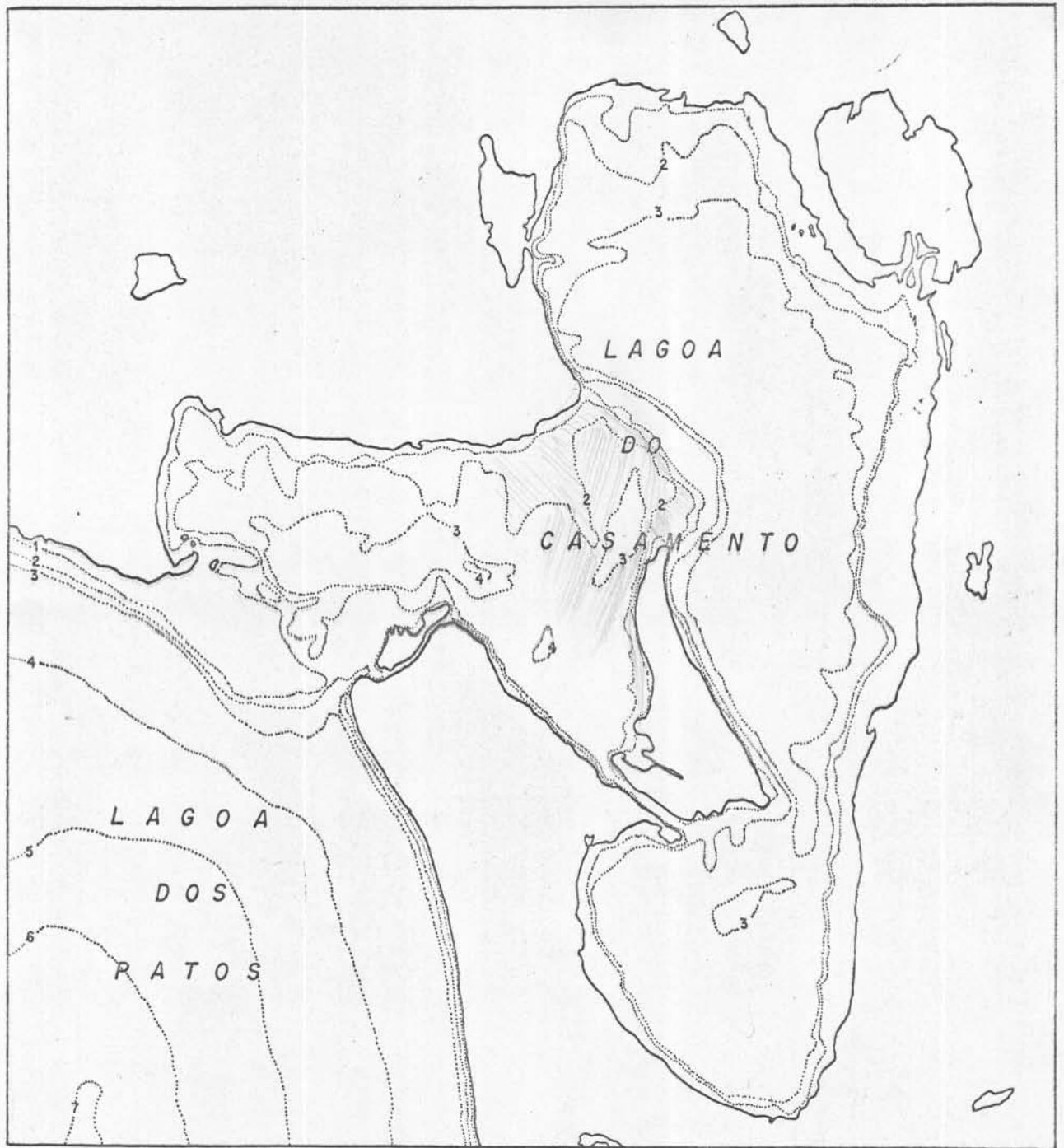
A antepraia encontra-se muito bem desenvolvida, atingindo larguras de até um quilômetro, caracterizada por um fundo essencialmente arenoso de declividade muito pequena, onde invariiavelmente se desenvolve uma vegetação constituída por juncáceas.

Também aqui no caso das praias, o vento dominante de nordeste mostra a sua influência, fazendo com que sejam mais desenvolvidas e constituídas por areias mais grosseiras as praias da Lagoa dos Patos e as do lado oeste da Lagoa do Casamento e do Saco do Cocuruto, enquanto que as de leste, mais abrigadas, são mais estreitas, cobertas por uma vegetação exuberante, cedendo lugar, em muitos pontos, a verdadeiros banhados costeiros, e. g., ao leste da Ilha Grande e ao norte do Pontal do Anastácio.

Pelo que se deprende da observação da Carta Batimétrica da Lagoa do Casamento, levantada pela antiga Divisão de Estudos Hidrográficos da Secretaria de Obras Públicas do Estado do Rio Grande do Sul, gentilmente cedida pelo Departamento Estadual de Portos Rios e Canais, cuja reprodução é encontrada na fig.9, a Lagoa do Casamento é um corpo de águas rasas que para efeitos de descrição pode ser dividido em três partes distintas:

- 1 - Parte leste, compreendida entre a margem leste e uma linha imaginária interligando a Ponta do Espinho e a Ilha Grande.
- 2 - Parte oeste da linha anterior até os pontais dos Abreus e Anastácio.
- 3 - Parte sul, constituída pelo Saco do Cocuruto.

As partes leste e sul interligadas por uma estreita faixa d'água, aproximadamente 3 quilômetros de largura, apresentam ca



deseñho: a. barbosa

FIG. 9
BATIMETRIA DA LAGOA DO CASAMENTO

EQUIDISTÂNCIA DAS ISÓBATAS: 1 m

ESCALA: 1:200.000

racterísticas comuns. Assemelham-se a grandes pratos onde o fundo é relativamente plano com profundidades máximas inferiores a 4 metros. Nas proximidades das margens estas profundidades vão diminuindo gradativamente até a isóbata dos 2 metros quando então, num espaço relativamente pequeno, passam para uma extensa zona onde as profundidades são menores do que um metro. Esta zona, com largura de até 2 quilômetros gradua para as antepraias.

Pelo seu aspecto morfológico, o de uma plataforma limitada por uma escarpa que cai em direção ao centro da lagoa, esta superfície lembra um antigo terraço lagunar, atualmente submerso. Ele é mais largo nas margens leste e norte e mais estreito nas de oeste.

A parte oeste da Lagoa do Casamento é de um modo geral mais rasa e a maior parte da área ocupada pelo fundo situa-se a uma profundidade que oscila entre 2 e 3 metros. Somente a parte mais central exhibe profundidades superiores a 3 metros e mesmo uma pequena depressão alongada com mais de 4 metros. Aqui os declives marginais são bem mais suavizados, e o terraço submerso não é tão evidente.

Feições interessantes observam-se nos limites submersos desta bacia, tanto com a parte leste da Lagoa do Casamento como com a Lagoa dos Patos.

A leste, um esporão arenoso recurvado, cujo topo jaz a uma profundidade inferior a 1 metro, prolonga-se desde a Ponta do Espinho até o norte da Ilha Grande, cerca de 6 quilômetros, compartimentando fisicamente a Lagoa do Casamento. A sua forma lembra perfeitamente a dos pontais que emersos nos dias atuais tentam segmentar a Lagoa dos Patos, conforme foi descrito anteriormente. Velhos moradores da região referem-se a tropeiros

conduzindo gado para invernar nos campos da Ilha Grande, durante os meses mais secos, através desta parte rasa da lagoa.

A oeste, uma outra parte rasa, consideravelmente mais larga, jaz entre os pontais dos Abreus e do Anastácio. Com profundidades inferiores a 2 metros esta soleira estende-se desde o Pontal dos Abreus até a Ilha do Furado, sugerindo a existência ali, de um pontal simétrico ao do Anastácio, atualmente submerso e retrabalhado pelos agentes da dinâmica lagunar, desenvolvido em épocas de nível mais baixo das águas da lagoa. Nestas épocas, estabelecida uma compartimentação destes corpos lagunares, a circulação das águas era feita através dos canais do Monjolo e do Furado, os quais serão oportunamente descritos.

Vários corpos d'água de maior tamanho são encontrados sobre o terraço lagunar (TL-1), dentre os quais destacam-se a Lagoa dos Gateados e a Lagoa do Mato.

Geralmente circundadas por terras baixas ocupadas por extensos banhados, resultantes do seu assoreamento, estas lagoas foram isoladas da Lagoa do Casamento mediante o abaixamento do nível das águas ou ainda pela formação de esporões arenosos que levaram à sua segmentação. A Lagoa da Bonifácia e a do Capivari retratam, respectivamente, fases intermediárias e finais, deste processo.

Em sua maior parte estas pequenas lagoas encontram-se ligadas ao corpo d'água maior por intermédio de canais de maré (tidal inlets), no sentido de PRICE (1968 C). Dentre eles o mais representativo pelas feições relacionadas que apresenta é o que se observa ligando a Lagoa dos Gateados ao Saco do Cocuru-to.

Responsáveis pelo equilíbrio hidrodinâmico entre as bacias que intercomunicam, desenvolvem-se nestes canais, correntes

de elevada competência capazes de erodir e transportar quantidades razoáveis de material sedimentar, retrabalhando por migração lateral os depósitos das áreas por onde correm redistribuindo-os e depositando-os nas desembocaduras construindo os denominados deltas de maré (tidal deltas), (PRICE, 1968 b), dos quais um magnífico exemplo é o que se encontra no interior da Lagoa dos Gateados (Foto 5).



Foto 5 - Vista aérea da Lagoa dos Gateados, mostrando o delta de maré (a esquerda) e os conjuntos de cristas de praia ao longo de suas margens. Abandonada sobre o Terraço Lagunar 2, a Lagoa dos Gateados encontra-se em franco processo de assoreamento.
Escala aproximada: 1 : 100 000.

Este mesmo canal parece ter contribuído desde há muito para o assoreamento da Lagoa dos Gateados, conforme atesta a existência de feições de um antigo delta, visível em fotografias aéreas, situado cerca de 6 quilômetros ao norte do delta atual, em meio ao terraço lagunar. Por outro lado a sua migração lateral contribuiu decisivamente para o desenvolvimento de uma série de feições peculiares que ornamentam esta porção in-

terna do Pontal do Anastácio, tais como a destruição parcial do antigo feixe de cristas de praia e a formação de pequenos lagos alongados e pântanos resultantes de seu assoreamento, por abandono de trechos de seu curso, e mudanças na posição de sua desembocadura no Saco do Cocuruto. Nesta última, a existência de condições de energia praias mais alta do que a encontrada na Lagoa dos Gateados, redistribuíram o material ali depositado construindo, em vez de um delta, vários feixes de cristas de praia cujas diferentes orientações e truncaduras testemunham a instabilidade deste tipo de cursos d'água.

O canal que intercomunica a Lagoa do Mato quase inteiramente assoreada, é do tipo anastomosado e encontra-se modificado pelas obras de irrigação.

Os canais Furado e Monjolo que separam respectivamente a Ilha do Furado e a Ilha Grande do Pontal do Anastácio, ao longo dos quais se encontram as maiores profundidades da região, cerca de 15 metros, a despeito das grandes áreas de comunicação entre as Lagoas dos Patos e do Casamento e entre esta e o Saco do Cocuruto atuam ainda como verdadeiros canais de maré.

Ainda é digno de nota o delta de maré ora em construção na zona de interligação entre as lagoas do Capivari e do Casamento, a oeste de Palmares do Sul (Foto 6). Naquele local os depósitos deltaico-lagunares confundem-se com os fluvial-deltaicos do Arroio Palmares que ali desemboca.

O Arroio Palmares cujas nascentes situam-se nos banhados Grande e da Cidreira atravessando a barreira arenosa chega ao terraço lagunar construindo diques marginais e desenvolvendo uma planície de inundação onde não raro observam-se meandros abandonados retratados por típicos lagos em crescente ou em ferradura (ox bow lakes).



Foto 6 - Vista aérea da localidade de Palmares do Sul. Da direita para a esquerda observa-se, depósitos eólicos da Segunda Barreira, Terraço Lagunar 1, ornamentado com cristas de praia de pequena envergadura, e, o Terraço Lagunar 2, constituído por pântanos costeiros e pelos depósitos do delta intralagunar entre as Lagoas do Capivari e do Casamento. A planície aluvial do Arroio Palmares confunde-se com o Terraço Lagunar 1; nela observam-se lagos em ferradura originados pela migração dos meandros.
Escala aproximada: 1 : 80 000.

No interior da Lagoa do Capivari, em ambientes de baixa energia, o Rio Capivari constrói um pequeno delta do tipo Mississippi.

Da descrição e discussão das várias feições morfológicas que caracterizam a margem lagunar da região em apreço deduz-se que além dos aspectos relacionados à dinâmica lagunar, ali evidentes, outros fatores exercem uma considerável influência no estabelecimento de sua configuração atual. Estes fatores relacionam-se a lentas e periódicas modificações no nível base da região as quais se traduziram em emergências e submergências al

ternadas da margem lagunar.

O que se segue, resume apenas uma tentativa de esboçar a sucessão cronológica do estabelecimento das referidas feições relacionando-as com as oscilações trans-regressivas que muitas delas retratam.

Da observação do mapa geomorfológico anexo e do detalhe da região adjacente ao Pontal dos Abreus (Fig. 10) e, levando-se em conta as considerações efetuadas anteriormente, depreende-se que em um dado momento, durante os últimos tempos geológicos a costa lagunar foi submetida a uma submergência que fez transgredir as águas até a pequena escarpa que limita internamente o terraço lagunar (TL-1), cuja base situa-se aproximadamente a 3 metros acima do nível atual. Esta submergência, designada provisoriamente por SL-1 (Submergência Lagunar nº. 1), foi responsável pela abrasão do terraço lagunar (TL-1), pela formação das escarpas e cristas de praia que modelaram os pontais hoje emersos ao norte do Pontal dos Abreus. Da mesma forma, o estuário suspenso da Sanga do Pangaré e outros, foram delineados nesta época pelas águas que invadiram os vales dos antigos cursos d'água.

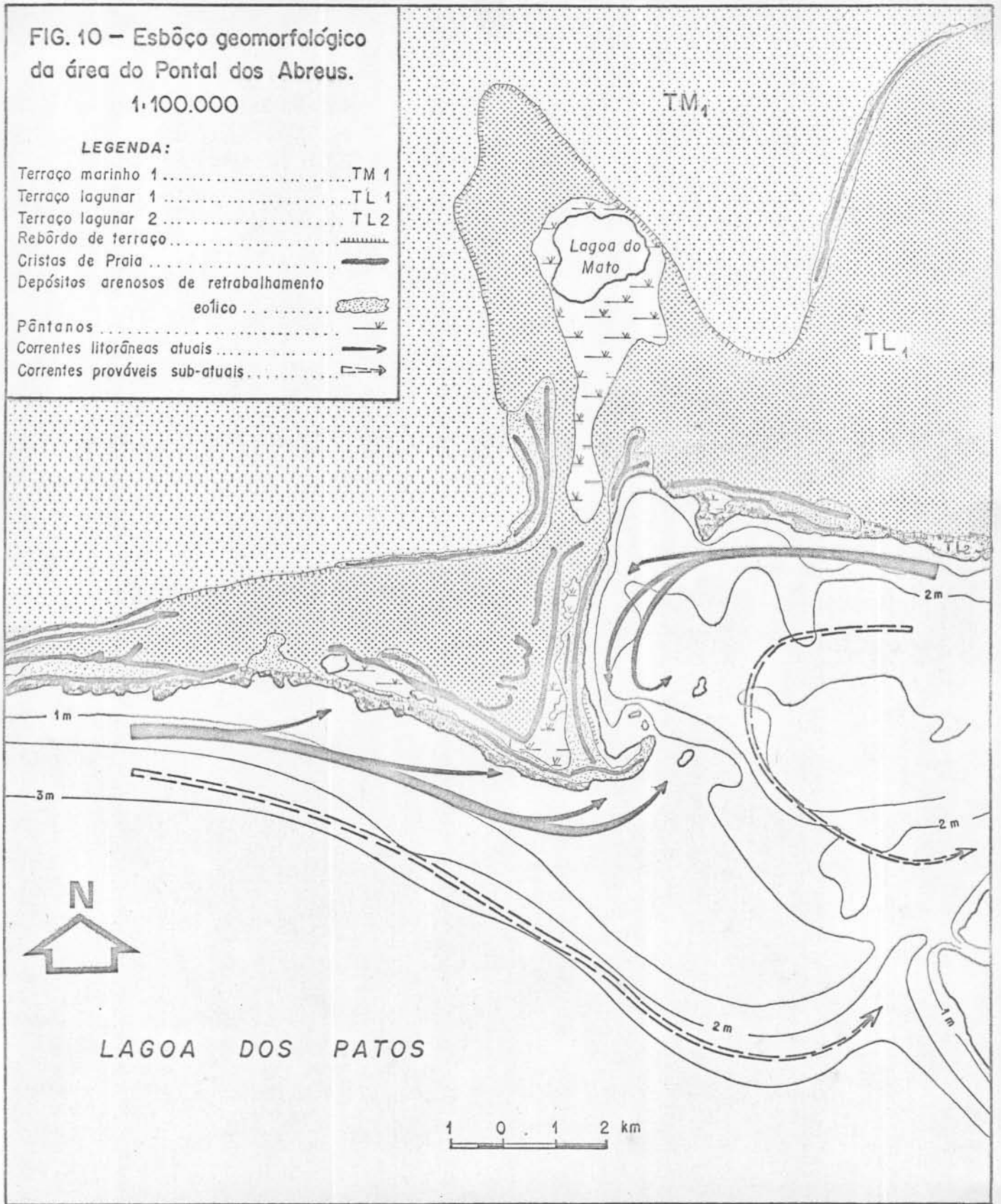
A submergência ^{transgressão} cedeu lugar a uma fase de ^{regressão} emersão. A ela relacionam-se a emergência do terraço lagunar (TL-1) com a construção de feixes de cristas de praia, isolamento de lagoas e a formação do arcabouço dos pontais dos Abreus, Anastácio e Espinho. Com o nível das águas abaixo do atual, esta emergência (EL-1) possibilitou o desenvolvimento dos referidos pontais até a segmentação do corpo d'água principal proporcionando o aparecimento dos canais de maré que asseguravam o equilíbrio Hidrodinâmico da região.

Novo regime transgressivo caracteriza-se pelo alongamento

FIG. 10 - Esbôço geomorfológico da área do Pontal dos Abreus.
1:100.000

LEGENDA:

- | | |
|--|------|
| Terraço marinho 1 | TM 1 |
| Terraço lagunar 1 | TL 1 |
| Terraço lagunar 2 | TL 2 |
| Rebôdo de terraço | |
| Cristas de Praia | |
| Depósitos arenosos de retrabalhamento eólico | |
| Pântanos | |
| Correntes litorâneas atuais | |
| Correntes prováveis sub-atuais | |



desenho: a. barbosa

progressivo e destruição parcial dos pontais e o restabelecimento da unidade no corpo lagunar. Durante esta submergência (SL-2), isolaram-se partes das atuais ilhas Grande e do Furado. Atingindo cerca de 1,5 metros acima do nível atual, as águas e rodaram o TL-1, modelando uma nova linha de costa, atual limite interno do terraço lagunar (TL-2), demarcado por uma escarpa cuja base situa-se a cerca de um metro acima do nível atual.

O material, erodido das pequenas falésias pela ação das ondas acumulava-se nos pontais que adquiriram nova forma, a exemplo do dos Abreus cuja extremidade dirigiu-se para o leste fugindo a sua orientação original para o sul.

A destruição parcial por afogamento dos feixes de cristas de praia do Pontal do Anastácio e a migração lateral do canal de maré que interligava a Lagoa dos Gateados parecem estar relacionados a esta época de submergência.

Um novo período de emergência (EL-2) está retratado nas cristas de praia existentes sobre o terraço lagunar (TL-2), que provavelmente se estendeu até a atual isóbata de 1 metro, ocasionando nova compartimentação na Lagoa do Casamento. Muitas das feições atuais parecem resultar desta época, resultantes da ativação dos canais de maré.

A submergência que se seguiu (SL-3), é a responsável pela configuração atual da linha de costa. Relacionados a ela estão o afogamento da boa parte do terraço lagunar (TL-2), o desenvolvimento de extensos banhados que se instalaram nas margens dos canais do Monjolo e do Furado e a construção dos deltas dos rios Capivari e Palmares, além das praias que atapetadas de junco constituem boa parte das margens da Lagoa do Casamento e Saco do Cocuruto.

A Barreira

Valendo-se da reunião de dados altimétricos constantes das cartas em escala 1 : 50 000 da Diretoria do Serviço Geográfico do Ministério da Guerra, foto interpretação e perfis realizados no campo, conseguiu-se identificar na barreira arenosa uma sucessão de cristas e depressões algo aplainadas, as quais constituem, na área, o seu aspecto morfográfico mais característico.

Partindo-se do sopé da Coxilha das Lombas em direção ao O ceano, desenvolve-se uma superfície plana, levemente inclinada, com cotas variando de um máximo de 13 metros a oeste e um míni mo de 5 metros a leste, aproximadamente 7 metros em média, constituida por material arenoso, subordinadamente areno-siltico-argiloso.

Em que pese as grandes modificações introduzidas nesta zona, como de resto em todas as terras baixas (cota inferior a 10 metros), da região, pela mão do homem, tais como canais de irrigação, açudes e sobretudo a aradura do solo, todos dirigidos para a cultura rizícola, observa-se nestes terrenos que periodicamente, por ocasião das estações chuvosas, encontram-se alagados, a presença generalizada de pântanos de água doce resultantes da colmatagem de antigas lagoas costeiras.

Estes são particularmente notáveis, nas depressões mais orientais, a exemplo dos banhados da Cidreira, Grande e das Cacimbas. A preservação de restos de esporões arenosos (spits) ancorados às cristas adjacentes, compartimentando os banhados da Cidreira e Grande, muito semelhantes aos que atualmente segmentam o colar de lagunas mais externo da planície, tornam evidente a origem dos pântanos, a partir do assoreamento de antigas lagoas (Foto 7).



Foto 7 - Vista aérea da depressão lagunar existente entre a Segunda Barreira (esquerda) e Terceira Barreira (direita), ocupada por extensos banhados e lagoas em adiantado estado de assoreamento. Os antigos pontais ancorados à Segunda Barreira evidenciam estágios de segmentação de uma primitiva laguna, ali formada quando da construção da Terceira Barreira. Escala aproximada: 1 : 100 000.

Pelas evidências de campo, este assoreamento efetuado via de regra pela deposição de sedimentos finos grandemente enriquecidos em matéria orgânica originária da vegetação às vezes exuberante que se desenvolve neste tipo de ambiente, foi grandemente incrementado por material arenoso que, pode-se dizer, é generalizadamente espalhado sobre a região pelos agentes eólicos.

As partes mais elevadas desta superfície, situadas próximo ao sopé da Coxilha das Lombas, são constituídas por cones de dejeção, leques aluviais, constituídos por material essencialmente arenoso que, como foi visto anteriormente, é depositado pelos cursos d'água que provém das áreas cobertas pela Formação

Itapoã.

Nas exposições encontradas ao longo das calhas naturais do Rio Capivari e do Arroio Palmares, bem como ao longo dos canais de irrigação, frequentemente se observam leitos e lentes de material areno-síltico às vezes com elevado teor em matéria orgânica, e até pequenos níveis de turfa, todos depositados sobre camadas arenosas e areno-sílticas da Formação Chui.

Dos fatos acima descritos, deprende-se que esta superfície é, em última análise, remanescente daquela desenvolvida por ocasião da regressão marinha que depositou o topo da Formação Chui, constituindo assim um terraço deposicional, levemente inclinado, de origem marinha. Sobre ele, desenvolveram-se depósitos pouco espessos de origem aluvial, lagunar, lacustre, paludal e eólica resultando na superfície atual que mantém uma cota média de 7 metros.

A leste da linha que baliza a margem oriental das lagoas do Casamento e dos Patos ocorre uma sucessão de cristas arenosas de número variável, lateralmente coalescentes, com uma altura oscilando entre 9 e 22 metros, 15 metros em média, as quais se alternam com depressões ocupadas pela superfície dos 7 metros anteriormente descrita.

Tais cristas orientadas paralelamente a atual linha de costa, dispõem-se longitudinalmente ao longo de toda a planície litorânea, possuindo uma largura variável de 3 a 20 quilômetros, são constituídas por areias finas quartzosas, avermelhadas, algo sílticas e levemente cimentadas por material ferruginoso.

Apesar da ausência generalizada de estruturas primárias, fruto da ação de processos pós-deposicionais, a estratificação cruzada de grande porte observada em alguns locais, e. g., afloramentos a direita da Rodovia Palmares-Mostardas, dois qui-

lômetros antes da ponte sobre a Sanga Pangaré, e a estrutura de grandes barcanas reveladas ao longo de superfícies atuais de deflação eólica que se situam próximo a lagoa do Quintão, somadas às características litológicas apresentadas, permitem estabelecer uma origem eólica para estes depósitos, enquadrando-os na Formação Itapoã.

Sem exceção, as cristas mostram uma superfície aproximadamente plana, ornamentada por um sem número de depressões circulares de dimensões as mais variáveis, onde instalam-se com frequência pequenos lagos temporários e às vezes pântanos. Essas feições lhe conferem em fotografias aéreas, um aspecto "pseudo kárstico" peculiar.

Ao longo das escarpas existentes entre as cristas e as depressões, tais concavidades são utilizadas, através da construção de pequenas barragens como bacias de acumulação de água que é utilizada na irrigação dos arrozais distribuídos por sobre a superfície mais baixa.

A planura e a relativa constância na altitude destes depósitos eólicos parece estar relacionada a uma superfície de truncamento. Tal feição, comum nos depósitos eólicos (MEDEIROS et alii; 1971), resulta da ascensão do lençol freático dentro do campo de dunas. A ação coesiva da água une os grãos molhados, permitindo que as areias secas situadas acima do nível freático sejam removidas, restando do processo uma superfície plana.

As inúmeras depressões circulares que ornamentam esta superfície parecem resultar igualmente de uma deflação eólica muito mais ativa do que aquela que ali se observa hoje. Efetivamente, a superfície da Formação Itapoã é, nos dias atuais, ainda mais afetada pelos agentes eólicos do que a Formação Chui que constitui as baixadas. Elas se fazem sentir aumentando gra

dativamente das cristas mais internas para as cristas mais externas. Na que se situa mais próximo da costa há uma intensa re mobilização dos antigos depósitos pelos ventos de direção nordeste, os que predominam na região. A areia removida é re depositada construindo campos de dunas do tipo longitudinal que não raro invadem as depressões situadas a oeste encobrendo os depósitos lagunares, paludais e a própria Formação Chui (Foto 8).

As maiores altitudes da planície litorânea, cerca de trin ta metros, são encontradas nesta zona.

Muitas vezes a areia em movimento é ancorada pela vegeta ção rasteira ali existente dando origem a estruturas lineares de constituição arenosa que não chegam a formar dunas, conforme já fora apontado por MARTINS (1967).

Na maior parte dos casos o rebordo oeste dessas cristas é atenuado e sinuoso, caindo a altitude gradativamente até atingir a baixada. Tal fato é perfeitamente visível na que se loca liza imediatamente ao norte da localidade de Palmares do Sul e naquela que se situa mais próximo da costa.

Entretanto, no corpo arenoso que se estende a oeste dos banhados da Cidreira e Grande, o rebordo leste é abrupto e li near, observando-se uma escarpa cuja altura atinge até 4 metros.

No lado leste do corpo mais oriental, onde os antigos depósitos eólicos cedem lugar a uma estreita mas alongada depre são ocupada por um sistema de lagoas em fase de assoreamento a escarpa está em processo de formação. É uma falésia viva onde, em muitos locais a erosão se processa por solapamento basal (bank caving), conforme descreveu DELANEY (ob.cit.).

A análise do comportamento diferencial destas feições, mos tra que:

- em todas as cristas os rebordos de oeste são mais suavizados

que os de leste;

- em direção ao oceano, o rebordo leste torna-se sucessivamente mais abrupto e mais nítido em cada crista, culminando na mais externa com o aparecimento de uma falésia viva.

Tais fatos permitem concluir que os ventos dos quadrantes de leste têm sido os dominantes na região desde há muito tempo e que há um zoneamento no espaço e no tempo no que diz respeito à formação das cristas arenosas. Ou seja, as de leste sucessivamente mais jovens do que as de oeste.

Com efeito, a origem das escarpas de leste está claramente relacionada à erosão pelas ondas geradas por ventos de leste em lagunas que se instalaram em depressões sucessivamente criadas pela formação de uma crista mais a leste. Os mesmos ventos foram responsáveis pela suavização dos bordos de oeste.

A depressão que se sucede à última crista arenosa, limitada a leste pelo campo de dunas atuais, é uma faixa estreita com larguras que variam de 1 a 9 quilômetros, disposta paralelamente a linha de costa atual, ocupada por um rosário de pequenas lagoas em processo de segmentação e colmatagem (Foto 8). As cotas das áreas emersas, os esporões (spits) que separam as lagoas, oscilam entre 1 e 4 metros.

Tais lagoas são corpos de águas rasas, 2 metros em média, com uma forma muito semelhante à das que DELANEY (1960) denominou de cordiformes, estudando uma área situada mais ao norte.

Tomando por base a Lagoa da Porteira, situada a nordeste do balneário do Quintão, estas lagoas tem a forma de um perfeito coração cuja ponta está voltada para o sul. Elas se caracterizam por apresentar áreas deposicionais em suas margens sudoeste e nordeste onde acumulam-se respectivamente materiais arenosos (praias) e areno silticos (pântanos), em contraposição

às margens leste e noroeste onde dominam as áreas erosionais tornando mínima ali a acumulação de sedimentos.

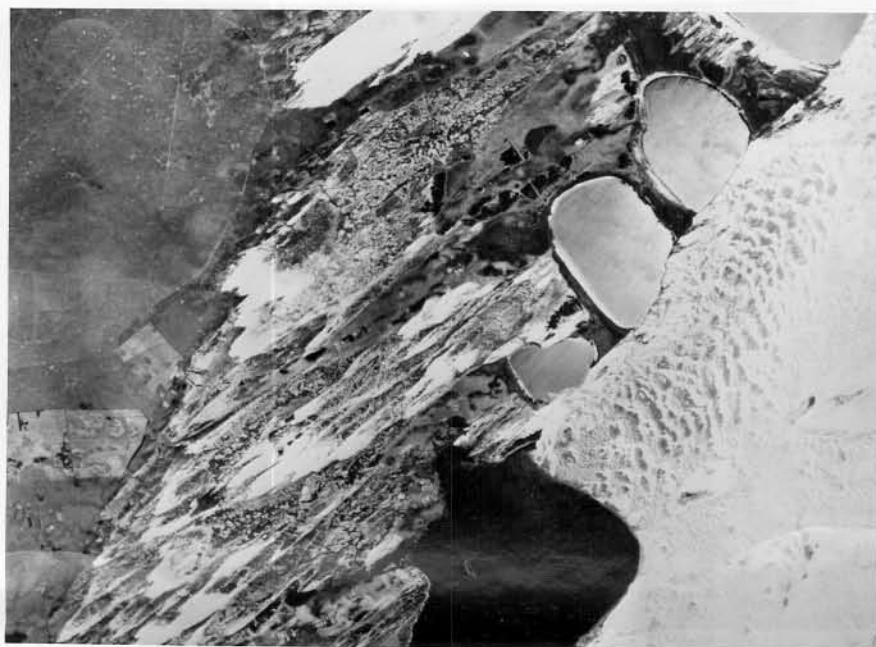
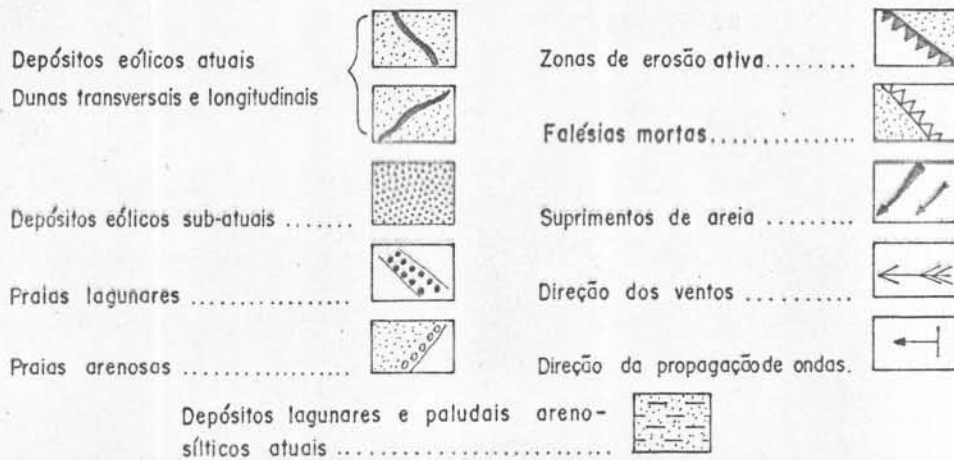
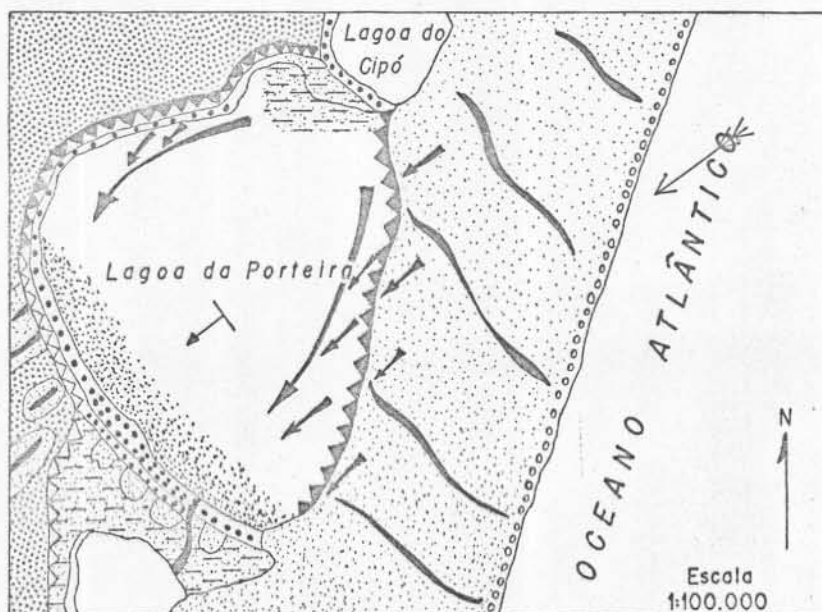


Foto 8 - Vista aérea da Planície Arenosa Litorânea. Da direita para a esquerda: campo de dunas da Quarta Barreira; depressão lagunar ocupada por um rosário de pequenas lagoas em processo de segmentação; Terceira Barreira onde processos eólicos retrabalham antigos sedimentos, construindo campos de dunas longitudinais, revelando, nas áreas de deflação, a estrutura de velhas barcanas; depressão lagunar mais antiga, ocupada por extensos banhados. Escala aproximada: 1 : 100 000.

A sua forma resulta pois do balanço entre erosão e deposição, controlado pela ação dos ventos regionais quase unidirecionais e das ondas que eles geram nestes espelhos de águas rasas, sem desprezar a presença do campo de dunas atuais que se situa a leste, o qual teimosamente tenta invadi-los, sem o que, as lagoas desta depressão teriam generalizadamente uma forma e líptica, ou ainda perfeitamente circulares caso o regime dos ventos fosse multidirecional.

Tal mecanismo pode ser perfeitamente deduzido da observação da fig. 11.

FIG. 11
EVOLUÇÃO MORFOLÓGICA E SEDIMENTAÇÃO
NA LAGOA DA PORTEIRA



desenho: a. barbosa

Invariavelmente orientados segundo a direção noroeste-sudeste, os esporões arenosos que segmentam os lagos são constituídos por feixes de cristas de praia (beach-ridges), gerados pelas ondas vindas do nordeste, que arrastam o material arenoso do fundo e das margens de noroeste e sudeste.

Muito do suprimento de areia provem da margem sudeste e leste onde o material clástico continuamente trazido do campo de dunas adjacente é constantemente retrabalhado e redistribuído por toda a lagoa reduzindo a sua profundidade.

Na lagoa do Quintão uma destas cristas em formação ainda submersa, pode ser vista, atravessando todo o corpo d'água pela sua porção média.

Não raro a areia destas cristas de praia é levada pelo vento espalhando-se pelos baixios pantanosos que constituem a margem nordeste das lagoas, originando feições semelhantes às encontradas nos campos de dunas longitudinais descritos anteriormente.

Na maioria dos casos, as lagoas são interligadas por canais naturais, meandriformes ou não, que migram pelos baixios redistribuindo os sedimentos originalmente depositados em ambiente lagunar e paludal. Estes canais asseguram o equilíbrio hidrodinâmico do sistema lagunar em questão, que também é afetado pelos ventos. As correntes que neles se produzem são suficientes para erodir e transportar sedimentos que vão ser depositados em suas desembocaduras construindo pequenos deltas do tipo "bird-foot", a exemplo dos que ocorrem nas lagoas do Gentil e das Custódias, ao Sul de Tramandaí, fora da área aqui mapeada (Foto 9).

Pelas características brevemente apresentadas acima, pode-se concluir que o estudo de detalhe desta faixa, visando a ca-

racterização dos atuais ambientes de sedimentação, agentes erosivos e deposicionais, sua interação e os depósitos ali formados, deverá trazer à luz uma série de novos dados, fundamentais na compreensão dos fenômenos pretéritos que ocorreram na região costeira em consideração e em outras semelhantes alhures.



Foto 9 - Outra vista aérea da Planície Arenosa Litorânea, mostrando a depressão lagunar entre a Terceira Barreira (esquerda) e a Quarta Barreira (direita), salientando a invasão da área lagunar pelos depósitos eólicos atuais e os canais que interligando os vários corpos d'água constroem pequenos deltas do tipo "bird-foot". Escala aproximada: 1 : 100 000.

Levando-se em conta que o campo de dunas que se situa a leste desta depressão lagunar está intimamente relacionado com as praias marítimas, arbitrar-se-á aqui o limite entre a barreira e a margem oceânica, para efeitos de descrição, incluindo-o nesta segunda sub-unidade geomorfológica.

Uma vez que a barreira e a margem oceânica estão geologicamente interrelacionados, as considerações sobre a sua gênese e evolução serão abordados simultaneamente, após a descrição da segunda.

A Margem Oceânica

Constitui-se a margem oceânica de três elementos distintos, o campo de dunas atuais, a praia e a plataforma continental.

O campo de dunas móveis que se estende da estreita faixa lagunar até a praia oceânica é impressionante e esmagador nos dizeres de BACKEUSER (1918), citado em LAMEGO (1940), que assim a ele se referiu:

" A sala de entrada do Rio Grande do Sul apresenta-se pois inóspita. A alvura imaculada das colinas e dos cômodos lembraria os gélidos desertos polares; aqui, como lá, o brilho intenso e o revérbero ofuscante ofendem a vista que não se pode demorar na contemplação da paisagem. Tem-se a impressão de um deserto, onde pequenas povoações costeiras e os raros capões constituem oásis. Palmilhando-se-o, a impressão não diminui, senão aumenta. Apenas a beira da praia se mantém úmida e com areia compacta; fora dessa estreitíssima orla a viagem é penosa e difícil, pelo areial extenso e movediço, o que tudo contribui para tornar desagradável a permanência em uma tal região ".

Enquanto os recursos humanos e econômicos desta região aumentaram muito desde o tempo das descrições de Backeuser, o panorama permaneceu quase o mesmo até os dias de hoje.

Com uma largura de 2 a 8 quilômetros esta faixa é constituída por uma planície arenosa atapetada por dunas transversais, na realidade, cadeias transversais de dunas barcanas (MEDEIROS et alii; ob.cit.), as quais atingem até 25 metros de altura. Subordinadamente ocorrem barcanas isoladas e dunas longitudinais do tipo "seif".

Estes depósitos eólicos foram estudados com detalhe sob o ponto de vista sedimentológico por MARTINS (ob.cit.).

A orientação tanto das cadeias transversais como das longitudinais é resultante da direção dos ventos dominantes que provém de nordeste. Tais ventos causam a migração das dunas que paulatinamente vão afogando a faixa lagunar adjacente, debruçando-se, não raro, sobre os antigos depósitos da Formação Ita^upoã (Fotos 8 e 9).

O campo de dunas limita-se a leste com o litoral, zona compreendida entre o nível de tempestade e o de mais baixa maré, através de uma microfalésia muitas vezes notável nas praias da região.

O litoral é estreito, com uma largura média de 50 metros, e arenoso em toda a sua extensão. MARTINS (ob.cit.), descreveu detalhadamente as características texturais e os aspectos estruturais e morfológicos dos sedimentos ali encontrados.

Ao longo desta faixa pode-se identificar em alguns locais a pós-praia e o estirâncio perfeitamente individualizados. Embora raramente se observe a crista que os separa, o pós-praia é plano, às vezes decorado com antedunas, enquanto que o estirâncio é frequentemente ornamentado por cúspides praias além de várias outras estruturas menores que o caracterizam.

Segue-se, em direção ao mar, a antepraia e a plataforma continental. Esta apresenta na região uma largura de 150 quilômetros e uma declividade de 1,3m/Km, até a profundidade de 170 metros quando então cai para o talude continental, fig. 12.

Sobre a parte mais interna desta plataforma continental, MARTINS et alii (1967), delimitaram uma faixa de sedimentos arenosos cujas características texturais são muito semelhantes às dos sedimentos litorâneos da margem oceânica emersa, - vide fig. 12.

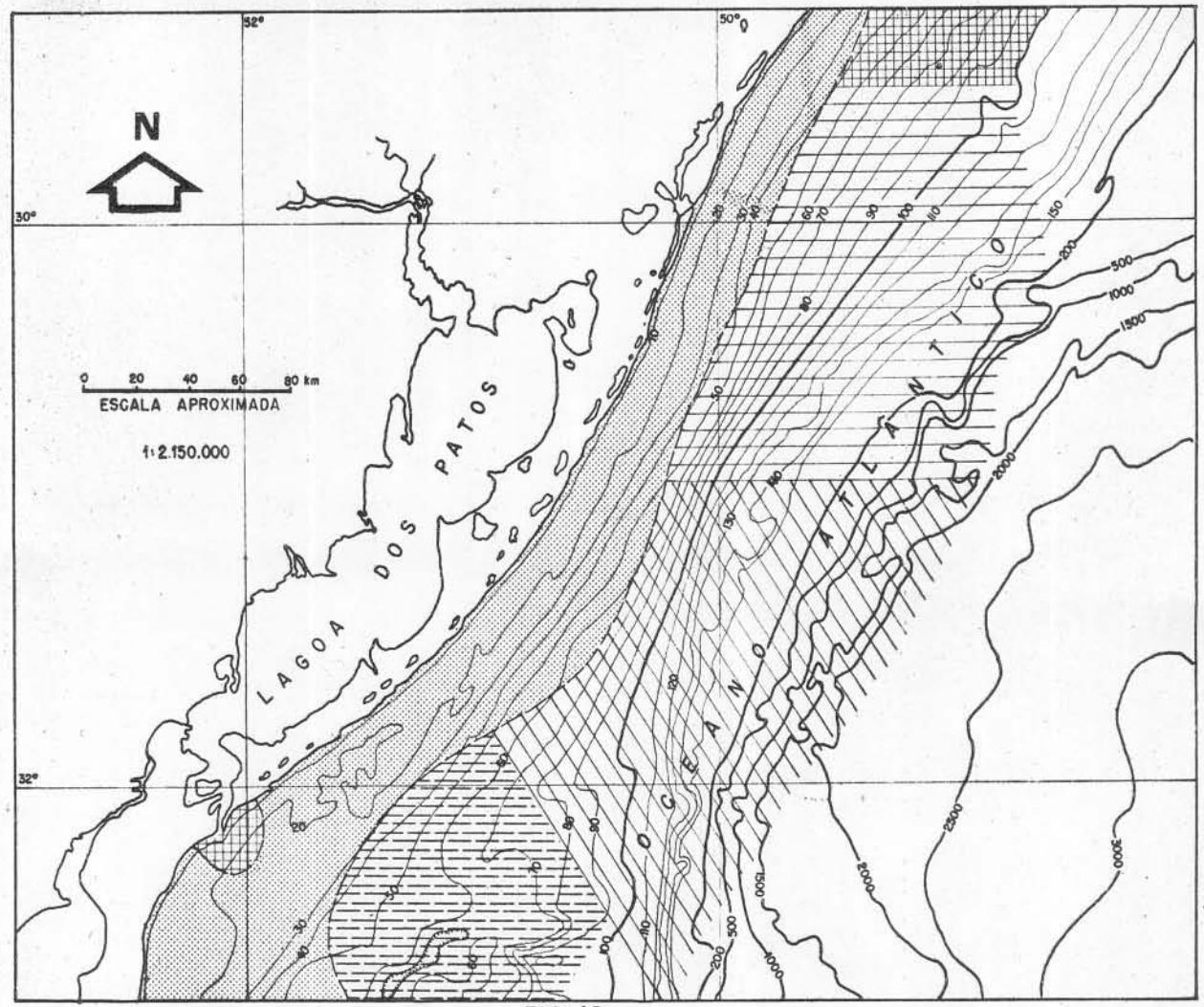
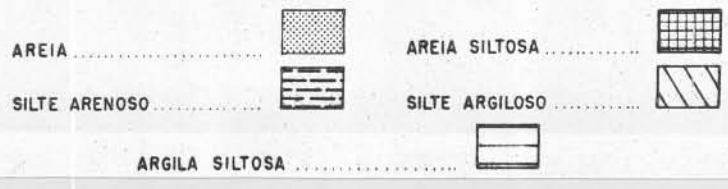


FIG. 12
BATIMETRIA E DISTRIBUIÇÃO DOS SEDIMENTOS DE FUNDO DA PLATAFORMA CONTINENTAL
ADJACENTE A BARREIRA DA LAGOA DOS PATOS



desenho: a. barbosa

Ao concluir esta breve descrição das faixas mais modernas da planície litorânea, i. é., o campo de dunas e o litoral, onde enormes quantidades de areia são movimentadas, surge o que DELANEY (ob.cit.), considerava como sendo um dos problemas sedimentológicos mais controvertidos, a fonte desta massa de areia fina que ali se acumula nos dias de hoje.

Sugeria aquele autor, como única fonte imediata, os arenitos triássicos da Formação Botucatu que aflora na porção nordeste da costa e talvez subaquaticamente no arco do Rio Grande do Sul. Comparando as assembléias de minerais pesados encontrados nas duas unidades, supunha que a associação de andaluzita, hornblenda, actinolita e tremolita presente nas areias do recente e ausentes no Botucatu, provinha da Serra do Mar, mais ao norte, transportada pelas correntes litorâneas.

Conforme foi apontado por VILLWOCK e MARTINS (1972), partindo dos dados hidrodinâmicos relativos a costa do Rio Grande do Sul apresentados por MOTTA (1969), a movimentação do material na parte superior da plataforma continental, deve-se mais a ação das ondas do que a das correntes, fato constantemente observado na dinâmica das costas atuais em todo o mundo (KIDSON, 1968).

Estas ondas que por ocasião de tempestades tornam-se capazes de remover material siltico-argiloso depositado em torno da desembocadura do canal de Rio Grande, em suas condições normais erodem o fundo da plataforma continental, transportando a areia e depositando-a na praia (VILLWOCK e MARTINS, ob.cit.).

Com efeito, OTTMANN (1965), afirma que a ação da dragagem de fundo constitui um dos processos mais importantes na alimentação das praias. Sua ação é geralmente sensível sobre fundos arenosos onde a profundidade é inferior a meio comprimento de

onda das vagas. De modo geral, esta ação limita-se a profundidades pequenas (30-40 metros) embora durante tempestades possa envolver toda a plataforma continental.

Partindo de observações pessoais, aquele autor inclui em seus exemplos de dragagem de fundo a costa do Rio Grande do Sul, onde através deste processo, importantes quantidades de areia são removidos de profundidades de até 100 metros, e lançados à praia.

Sabe-se, a partir dos dados de MOTTA (ob.cit.), que as ondas que afetam a referida costa têm em média um período significativo de 9 segundos e uma altura de 1,5 metros à profundidade de 15 a 20 metros. Ora, conhecido o período obtém-se o comprimento de onda e sua variação com a profundidade, através de processo gráfico apresentado por KING (1959). Deste modo, considerando o período de 9 segundos, o comprimento de onda destas oscilações varia de 60 a 110 metros, nas profundidades de 10 a 60 metros respectivamente. Nestas condições normais, o processo de dragagem de fundo na costa do Rio Grande do Sul, começa a atuar efetivamente em torno dos 45 metros de profundidade quando o comprimento de onda das vagas é aproximadamente 95 metros. Considerando a baixa declividade da plataforma continental, a faixa afetada pelo processo estende-se por uma largura de cerca de 30 quilômetros.

Tais dados confirmam plenamente as idéias de OTTMANN (ob.cit.), comprovando que as praias do litoral riograndense estão constantemente recebendo areias do fundo da plataforma continental, especialmente da faixa arenosa de sua parte mais interna, anteriormente descrita, e não da decomposição do Arenito Botucatu como imaginava DELANEY (ob.cit.).

Excluindo-se as variações temporárias causadas por altera

ções passageiras no regime dos ventos e conseqüentemente das ondas, ou ainda as modificações permanentes que ocorrem nas partes adjacentes a obras de engenharia costeira, como os molhes de Rio Grande, as praias da referida costa não têm revelado, a longo prazo, formas acrescionais ou modificações em seu perfil que retratem o contínuo aporte arenoso que recebem.

Tal fato deve-se indiscutivelmente à constante retirada de areia, por deflação, do pós-praia da zona litoral, conforme se observa cotidianamente naquela região. Há portanto um equilíbrio entre deposição praial e erosão eólica que mantém aproximadamente constante o volume de areia ao longo da zona litoral.

O material arenoso que é retirado do pós-praia pelos ventos vai sendo acumulado paulatinamente no campo de dunas adjacente que se expande e avança de modo inexorável para o interior da planície litorânea.

Ao avaliar o conjunto composto pela praia oceânica, campo de dunas e planície lagunar, descrito no lado leste da planície e arenosa, observa-se que ele caracteriza uma típica barreira, de acordo com o que estabeleceu SHEPARD (1960).

Da observação do mapa geomorfológico da região e da observação das feições que ornamentam a planície litorânea, concluise que ela é constituída por uma série destes conjuntos, sucessivamente mais jovens à medida que se aproximam da costa oceânica atual, caracterizando a faixa arenosa que separa a Lagoa dos Patos do Oceano Atlântico como uma barreira múltipla-simples, no sentido de CURRAY et alii (1969). Ao considerar que ao Sul do Canal de Rio Grande algumas das barreiras simples que constituem a planície litorânea cedem lugar a extensos campos de cristas de praia, a restinga litorânea do Brasil meridional

em sua totalidade, é uma barreira que se enquadra tipo múltipla-complexa, cuja formação, segundo aqueles mesmos autores, resulta geralmente de flutuações das condições de nível relativo do mar, clima ou taxa de fornecimento de material sedimentar (CURRAY et alii; ob.cit.).

Com efeito, a barreira múltipla-complexa que aqui se esboça retrata em traços marcantes uma origem estritamente ligada às oscilações eustáticas que se sucederam nos últimos tempos geológicos, conforme o que se pretende delinear mais adiante.

ORIGEM E EVOLUÇÃO DA BARREIRA MÚLTIPLA DA LAGOA DOS PATOS

Antes de discutir a origem e a evolução da barreira que se evidenciou no presente trabalho, apresentar-se-á uma síntese sobre as teorias mais significativas sobre a formação destas feições geológicas que desde há muito tem despertado a atenção de inúmeros estudiosos de planícies costeiras em diversas regiões do mundo, uma vez que ocupam, segundo ZENKOVITCH (1969), cerca de 13% do comprimento total das regiões costeiras atuais do planeta.

Origem das Barreiras

Com efeito, a origem destas feições sedimentares construtivas já era motivo de preocupação no século passado. ELIE DE BEAUMONT (1845), postulava a sua formação mediante a emersão de barras marinhas construídas pela deposição de material de fundo escavado pelas ondas na zona de arrebentação. GILBERT (1885), atribuía a sua origem a partir de longos esporões arenosos construídos por processos de deriva litorânea envolvendo material erodido de falésias e outras fontes que não o fundo

de antepraia como sugeria DE BEAUMONT.

JONHSON (1919), comparando os dois mecanismos propostos por aqueles autores, mediante o exame de perfis de antepraia realizados em várias costas de barreira, concluiu que elas resultam, em sua maioria, da emergência de uma plataforma continental plana e suavemente inclinada onde uma barra marinha fora construída próximo a zona de arrebentação situada a uma distância considerável da costa. Uma vez emersa esta barra viria a constituir a barreira que isolava do oceano um corpo de águas rasas, a laguna. Admitiu ainda que essas barreiras desenvolviam-se também ao longo de costas neutras ao passo que nas submergentes sua formação era inviável.

Discutindo as opiniões de JONHSON, SHEPARD (1960) mostrou que tanto as ondas como as correntes litorâneas jogavam um importante papel na formação das costas de barreira. No que diz respeito às variações relativas do nível do mar, opinou que as referidas feições desenvolviam-se durante ou imediatamente após a submergência, sendo improvável a sua construção em épocas de emergência.

PRICE (1963, e 1968 A), partindo de suas observações ao longo da costa do Texas, delta do Rio Brazos, afirmou que a sua formação devia-se a emersão, em períodos de mar calmo, de barras marinhas construídas em épocas de altas marés relacionadas a tempestades.

LEONTIEV e NIKIFOROV (1966), sugeriram que a maior parte das barreiras resultaram de um abaixamento geral do nível do mar durante o Holoceno Superior, após ter ele alcançado seu ponto mais elevado, a cerca de 6 000 anos atrás. Em alguns casos, entretanto, admitiam a emersão de barras marinhas ocasionada por levantamentos epirogênicos.

As hipóteses relacionadas com a emersão de barras marinhas foram veementemente combatidas por HOYT (1967), que em sucessivos trabalhos, dentre os quais destacam-se HOYT (1968), HAILS e HOYT (1968), HOYT e HAILS (1969) e HOYT (1969), estabelece a formação das barreiras intimamente relacionada a submersão de áreas costeiras. Em sua hipótese, HOYT postula o desenvolvimento de barreiras a partir da construção de uma crista de sedimentos praias e ou eólicos depositados imediatamente acima da linha de praia. A inundação dos terrenos situados além desta crista, em direção à terra, pela lenta submergência que se desenvolveu no Holoceno, dá origem à laguna e a antiga crista praias eólica passa a constituir a barreira que uma vez formada pode migrar paralela ou perpendicularmente à costa, permanecer estacionária, ou mesmo desaparecer, dependendo de vários fatores, tais como taxa de sedimentação, condições hidrodinâmicas locais e da estabilidade relativa do nível do mar.

O mecanismo assim proposto por HOYT, foi criticado por OTVOS (1970a e 1970b). Acredita este autor que tal processo possa ter se desenvolvido durante a transgressão holocênica na costa do Golfo do México a cerca de 10 000 anos atrás. Entretanto, a grande maioria das barreiras encontradas na região iniciaram o seu desenvolvimento a apenas 6 000 - 5 000 anos. Partindo de evidências históricas e dados de sondagens, OTVOS demonstra que estas barreiras evoluíram através do empilhamento de material sedimentar sobre baixios submersos. A migração posterior, em larga escala, pode obscurecer totalmente as condições de formação da barreira original.

Não obstante, PHLEGER (1969), admite um mecanismo semelhante ao de HOYT (ob.cit.). Afirma o autor que em todas as barreiras que foram adequadamente estudadas pode observar-se que sua formação teve início durante um nível do mar mais baixo, a par

tir de uma praia composta por areias trazidas pelas ondas e distribuídas lateralmente por correntes litorâneas. À medida que o nível do mar ascendia, havendo areia disponível, a barreira crescia na vertical e em direção ao mar. Parte da areia das praias era transportada pelo vento, formando dunas, aumentando a altura da barreira. A areia transportada eolicamente depositava-se na margem lagunar que crescia, acompanhando o nível do mar em elevação.

Através desta rápida síntese, conclui-se que o mecanismo de formação das barreiras é complexo e variável. Entretanto a despeito das diferenças existentes entre as hipóteses formuladas os vários processos envolvidos na sua evolução, observáveis em muitas costas atuais, podem ser assim agrupados:

- 1 - Fonte dos sedimentos
 - a - Falésias vivas
 - b - Plataforma continental e antepraia
 - c - Material trazido do continente pelos rios
- 2 - Agentes construtivos
 - a - Correntes litorâneas
 - b - Ondas
 - c - Ventos
- 3 - Depósitos iniciais
 - a - Barras marinhas
 - b - Cristas de praia
 - c - Esporões arenosos
- 4 - Evolução
 - a - Flutuações relativas do nível do mar devidas a isostasia
 - b - Flutuações relativas do nível do mar devidas a eustasia

- c - Flutuações do nível do mar de origem mixta (isostasias e eustasias)

Todas acarretando:

- a) Emergência
- b) Estabilidade
- c) Submergência

Das características observadas nos vários exemplos de costas de barreira descritas na bibliografia, deduz-se que vários processos intervêm na sua formação e desenvolvimento. Numa mesma área eles atuam em conjunto, resultando de sua interação uma barreira cuja configuração morfológica e estrutural retrata aqueles processos que foram mais efetivos. A predominância de um ou outro mecanismo, ou ainda, as diferentes combinações dos vários aspectos acima enumerados, explicam perfeitamente as dissemelhanças encontradas nas barreiras construídas em regiões e/ou em épocas diferentes.

Nesse sentido, partindo de observações feitas nas regiões costeiras da União Soviética, ZENKOVITCH (1967 e 1969), teceu algumas considerações a respeito da origem das barreiras. Analisando as teorias de DE BEAUMONT e de GILBERT, aplicando-as em sua região de estudo, concluiu que os processos postulados por aqueles autores podem coexistir, dando origem a barreiras híbridas, i. é., alimentadas por sedimentos trazidos por correntes litorâneas e por material acumulado pela ação das ondas que erodem a plataforma continental.

Baseando-se nas leis gerais de transformação das ondas, princípios de dinâmica praias, ZENKOVITCH (1969), estabeleceu que qualquer oscilação no nível do mar é favorável a formação de barreiras, desde que a nova superfície, na zona de ação das ondas, seja menos inclinada do que o perfil de equilíbrio pró-

prio dos sedimentos que ali existem.

O desenvolvimento do perfil de equilíbrio relaciona-se com o declive da superfície inicial que as ondas começam a modificar. Se o declive é alto, a costa é erodida e o material levado é depositado nas partes mais profundas, atenuando a declividade. Num espaço de tempo relativamente curto a abrasão inicial da costa decresce. Em torno de um valor crítico, a acumulação de material relativamente grosseiro próximo a margem substitui a abrasão, enquanto que material mais fino continua sendo levado para as partes mais profundas. Com a progressiva diminuição da declividade as ondas destroem-se cada vez mais longe da praia. Deposita-se mais material na zona de arrebentação do que nas proximidades da margem, ocasionando a formação de uma barra marinha, sobre a qual, subseqüentemente, se desenvolve a barreira. À medida que esta evolui, desaparece a acumulação na costa original que se preserva como margem interna da laguna (ZENKOVITCH; 1967).

Tal situação desenrola-se no decorrer de uma transgressão onde a invasão da costa pelo mar ocasiona, inicialmente um aumento de declividade da antepraia. De modo contrário, durante uma regressão, a nova declividade é forçosamente menor do que a original, proporcionando o imediato desenvolvimento de uma barra marinha e conseqüentemente da barreira.

Deste modo a formação de barreiras a partir da acumulação de material de fundo ocorre tanto durante oscilações do nível do mar como no decorrer de longo tempo após a sua estabilização. Por outro lado há indicações de que uma barreira suficiente grande, uma vez formada sobre um plano levemente inclinado, torna-se centro de acumulação sedimentar durante sucessivas oscilações eustáticas. Em alguns locais da União Soviética estes

processos não cessaram, desde o fim da transgressão holocênica, durante os últimos 5 000 anos (ZENKOVITCH; 1969).

Tentar-se-á mostrar, a seguir, que o mesmo vem acontecendo na Província Costeira do Rio Grande do Sul, no decorrer destes últimos milênios.

Variações Eustáticas no Holoceno

Levando-se em conta as considerações estratigráficas de JOST (ob.cit.), resumidas na primeira parte deste trabalho, a Formação Chui que constitui a maior parte dos terrenos aflorantes na área aqui discutida, é composta por uma sequência marinha que encerra uma transgressão seguida de uma regressão.

FORTI (1969), estudando moluscos fósseis encontrados na parte basal transgressiva desta formação atribuiu-lhe uma idade holocênica, correlacionando-a à Formação Querandinense de HARRINGTON (1956), que ocorre na Argentina e no Uruguai. A mesma idade foi atribuída por CLOSS & FORTI (1971), para outra assembléia de moluscos fósseis encontrada na Formação Chui, no município de Santa Vitória do Palmar.

Deste modo, as várias feições geomorfológicas que caracterizam a barreira múltipla da Lagoa dos Patos, constituindo a sequência regressiva da Formação Chui, desenvolveram-se, incontestavelmente, no decorrer do holoceno. Fato que vem ao encontro das idéias de LEONTIEV e NIKIFOROV (1965), PHLEGER (1969) e OTVOS (1970), entre outros, no que diz respeito a idade da maior parte das barreiras que se desenvolveram nas planícies costeiras atuais.

Uma vez que as variações eustáticas têm sido apontadas como agentes de relevante importância na formação e desenvolvi-

mento das barreiras, e dado ao fato de que muitos dos aspectos morfológicos desta área ligam-se geneticamente a variações do nível base de erosão da região, torna-se necessário tecer algumas considerações sobre tais fenômenos, especialmente os que se desenrolaram durante o holoceno.

Várias têm sido as hipóteses postuladas para explicar a origem das grandes variações eustáticas cujos efeitos se encontram impressos nas sequências quaternárias de todo o globo. Elas foram detalhadamente discutidas por FAIRBRIDGE (1961). Em seu pensamento, estas variações do nível do mar resultam de muitas causas diferentes, duas das quais se destacam:

- a - Glacio-eustasia, climaticamente controlada, envolvendo oscilações verticais periódicas, desde poucos até 100-125 metros.
- b - Mudanças de ordem geodésica, associadas tanto a modificações da forma das bacias oceânicas, como a alterações na forma do geóide, provavelmente associadas à migração dos polos.

Análises detalhadas dos efeitos eustáticos datados nos últimos 15 000 anos mostram uma correlação muito estreita entre pequenas oscilações do nível do mar e eventos climáticos. Cada avanço glacial durante os últimos 5 000 anos é acompanhado por um abaixamento do nível do mar da ordem de 3 a 7 metros (FAIRBRIDGE; 1961).

Embora tal mecanismo venha sendo cada vez mais aceito por parte dos que trabalham em geologia do Quaternário, muitos existem que atribuem as variações do nível do mar a efeitos de ordem tectônica.

Entretanto, como salientou FAIRBRIDGE (ob.cit.), apesar de muitas vezes observados, os efeitos tectônicos sobre o nível do

mar são, via de regra, locais, enquanto que variações glacio-eustáticas podem ser reconhecidas universalmente.

Com efeito, durante o quaternário, quatro grandes períodos de máximo glacial, correspondendo a níveis mais baixos do mar, foram reconhecidos tanto na Europa como na América do Norte, a partir dos clássicos trabalhos de PENK e BROCKNER (1909) e CHAMBERLAIN (1895 e 1896), que respectivamente os denominaram de Günz, Mindel, Riss e Würm, e, Nebraskan, Kansan, Illinoian e Wisconsin. A estes períodos intercalaram-se fases interglaciais, mais quentes, correspondendo a níveis mais elevados do mar.

De acordo com os dados de FAIRBRIDGE (ob.cit.), o último máximo glacial terminou aproximadamente a 17 000 anos atrás e graças a aplicação das técnicas geomorfológicas envolvendo o uso do C-14, os eventos que se sucederam desta época em diante são os melhor conhecidos dentre os que se registraram no Quaternário.

A partir do estágio Wisconsin ou Würm, quando o nível do mar situava-se a cerca de 100 metros abaixo do atual, um degelo rápido ocasionou variações eustáticas intermitentes que se traduziram na elevação do nível do mar, caracterizando a grande transgressão flandriana, como a denominou DUBOIS (1924, 1930), apud FAIRBRIDGE (ob.cit.). Na opinião de FAIRBRIDGE, as pequenas oscilações correspondem a mudanças de temperatura enquanto que as de maior amplitude revelam um atraso na fusão das calotas polares e efeitos de origem geodésica.

Após ter o mar atingido o nível atual, a cerca de 6 000 anos atrás, novas oscilações sucederam-se, observando-se no conjunto uma ligeira tendência eustática negativa, conforme foi salientado anteriormente. As oscilações mais importantes duran-

te e após a regressão flandriana receberam nomes próprios e foram compiladas graficamente por FAIRBRIDGE (ob.cit.), conforme se reproduz na figura 13.

Os efeitos das variações eustáticas no Quaternário da Província Costeira do Rio Grande do Sul foram considerados por DELANEY (ob.cit.), e as primeiras correlações efetuadas com os principais períodos glaciais devem-se a BIGARELLA e ANDRADE (1965), BIGARELLA e SANCHES (1966), e JOST (1971).

Em linhas gerais os depósitos da Formação Graxaim, de acordo com BIGARELLA e ANDRADE (ob.cit.), encerram episódios regressivos e transgressivos correlacionáveis aos períodos glaciais Illinoian, Kansan e Nebraskan. JOST (ob.cit.), não exclui esta possibilidade.

Os terraços da Formação Chui foram correlacionados por BIGARELLA e SANCHES (ob.cit.) com uma das oscilações eustáticas, particularmente com a submergência "Younger Penon", que se sucederam após o final da transgressão flandriana.

Segundo JOST (ob.cit.), a base da Formação Chui foi depositada durante uma transgressão que se sucedeu ao máximo glacial Wisconsin.

De posse de tais elementos, somando-se-os aos dados anteriormente apresentados, pode-se então interpretar e tecer algumas considerações sobre os acontecimentos geológicos que se sucederam no decorrer do Holoceno da Província Costeira do Rio Grande do Sul, mais especificamente na Barreira Múltipla da Lagoa dos Patos.

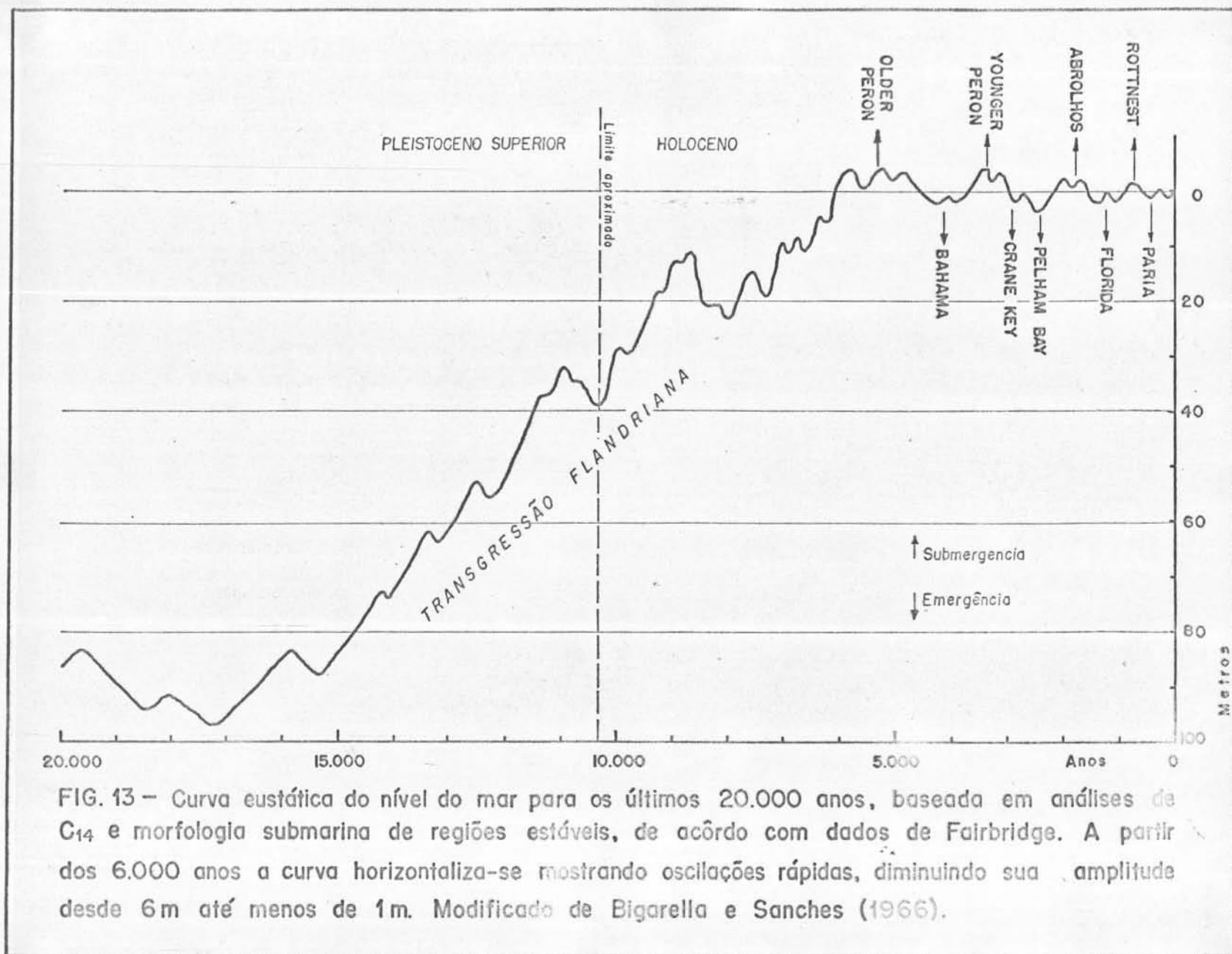


FIG. 13 - Curva eustática do nível do mar para os últimos 20.000 anos, baseada em análises de C_{14} e morfologia submarina de regiões estáveis, de acordo com dados de Fairbridge. A partir dos 6.000 anos a curva horizontaliza-se mostrando oscilações rápidas, diminuindo sua amplitude desde 6m até menos de 1m. Modificado de Bigarella e Sanches (1966).

A Barreira da Lagoa dos Patos

Como foi visto anteriormente, as atividades deposicionais que culminaram no estabelecimento da atual Província Costeira do Rio Grande do Sul tiveram início na Bacia de Pelotas, instalada provavelmente no final do Cretáceo, através de uma movimentação tectônica ao longo de linhas de fraqueza pré-existent, paralelas a velhas direções tectônicas do Escudo Sul-Rio-Grandense.

Os primeiros depósitos de que se tem registro, datam do Mioceno e são de ambiente continental e mixohalino. Pelas suas características texturais, resultaram de uma fase de intensa dissecação das áreas fonte, recém elevadas pelos eventos tectônicos que originaram a bacia.

Desde então, as sequências litológicas que se sucederam, tiveram sua origem relacionada a uma série de transgressões e regressões marinhas que se repetiram no espaço e no tempo até o Holoceno, como já apontara JOST (1971).

Com efeito, ainda durante o Mioceno, o mar invadiu a Bacia de Pelotas que comportando-se como uma área negativa, i.é., subsidente, acumulou mais de mil metros de sedimentos marinhos.

O fim deste evento deposicional marinho foi marcado pelo "overlap" progressivo e ou de substituição, por uma sequência de depósitos clásticos continentais agrupados na Formação Graxaim.

Subdividida por BIGARELLA e ANDRADE (ob.cit.) em tres sequências de depósitos correlativos às superfícies de aplainamento que se encontram esculpidas nas terras altas adjacentes à Bacia de Pelotas, a Formação Graxaim retrata, na opinião daqueles autores, episódios regressivos relacionados aos tres

primeiros máximos glaciais (Nebraskan, Kansan e Illinoian). A presença de níveis marinhos transgressivos, de número ainda desconhecido, intercalados nesta formação, JOST (ob.cit.), reforçam mais ainda esta idéia.

A uniformidade de suas características em toda a bacia e a constância de sua espessura permitiram a JOST (ob.cit.), estabelecer que durante a sua deposição a Bacia de Pelotas apresentava uma subsidência generalizada.

Entretanto, estes mesmos dados, somados ao grande intervalo de tempo registrado em seus sedimentos, levam à conclusão de que a taxa de subsidência foi muito pequena. Por outro lado, a natureza continental dos depósitos deixa antever uma taxa de suprimento de material maior do que a de subsidência. Tais fatos caracterizam a Formação Graxaim como uma sequência regressiva deposicional, no sentido de CURRAY (1964).

O topo desta formação deve ter sido depositado durante a regressão que atingiu seu máximo no último grande período glacial, o Wisconsin, conforme já suspeitara JOST (ob.cit.). Nesta época, cerca de 17 000 A.P., a linha de costa situava-se aproximadamente a altura da isóbata de 100 metros na plataforma continental e uma ampla planície aluvial ornamentava a costa leste do continente sul-americano, como de resto, acontecia com as demais regiões costeiras, tectonicamente estáveis, do planeta.

Sedimentos relíquias desta época foram determinados por MARTINS et alii (1967), na parte externa da plataforma continental ao largo do Rio Grande do Sul. URIEN e EWING (1972), observaram sua continuidade para o sul, ao largo do Uruguai e da Argentina, como uma faixa de sedimentos neríticos estendendo-se desde a isóbata dos 100 metros até a quebra da plataforma continental.

Simultaneamente a área continental sofria uma intensa dissecação. A fossa tectônica descrita por LEINZ (1948), na área do Passo do Mendonça, ao longo do vale do Rio Camaquã, preenchida por cerca de 55 metros de sedimentos clásticos, constituía na realidade um "canyon" escavado ao longo de antigas linhas de falhamentos durante este período geocrático. A mesma origem parecem ter os paleovales soterrados pelo delta do Rio Jacuí (DELANEY; ob.cit.), e os panelões com profundidades de até 40 metros que se encontram no estuário do Guaíba, ao lado da Ponta de Itapoã.

A partir de um dado momento, um novo período talassocrático tem início: a transgressão flandriana. Invadindo o continente, o mar atingiu seu nível máximo, de acordo com FAIRBRIDGE (ob.cit.), há aproximadamente 6 000 anos A.P.

Durante esta transgressão, o mar foi retrabalhando os sedimentos do topo da Formação Graxaim que somados ao material trazido das áreas continentais, foram depositados constituindo a sequência basal da Formação Chui.

Poucas são as evidências das oscilações eustáticas que se desenvolveram durante esta transgressão. Entretanto, URIEN e EWING (ob.cit.), mediante a análise de testemunhos obtidos na plataforma continental do Brasil, Uruguai e Argentina, mostraram que o gigantesco delta constituído pelo Rio da Prata no fim do Pleistoceno foi coberto por um sistema de barreiras e lagunas desenvolvido durante a transgressão holocênica. A julgar que a formação de barreiras é condicionada por variações do nível do mar, como foi discutido anteriormente, a determinação das oscilações da transgressão flandriana na Província Costeira do Rio Grande do Sul depende apenas de um estudo mais detalhado da plataforma continental a ela adjacente.

Por outro lado, várias feições erosionais e deposicionais assinalam a presença do nível do mar, a cerca de 6 a 7 metros acima do atual, no final da transgressão flandriana, a aproximadamente 6 000 - 5 000 anos A.P. Nesta época, a região costeira do Rio Grande do Sul comportava-se como uma costa submergente do tipo "Ria", com afogamentos ao longo dos antigos vales fluviais conforme já salientara JOST (ob.cit.).

A este antigo litoral sulriograndense, foi dado por GOMES e AB'SABER (1969), o nome simbólico de "segundo" litoral do Rio Grande do Sul. Segundo aqueles autores este paleo-litoral regional que precedeu a época da formação das lagunas, apresenta uma verdadeira assembléia de feições litorâneas, tais como velhas falésias retrabalhadas pelo intemperismo moderno, alguns paleo-promontórios com terraços de abrasão ligeiramente suspensos, velhas enseadas de dimensões variáveis, a lado de algumas grutas de abrasão bem preservadas, dentre as quais a que ocorre a oeste da Lagoa Itapeva, cerca de 5,5 quilômetros a sudoeste de Torres, é um ótimo exemplo.

Esta gruta de abrasão descrita por GOMES e AB'SABER (ob.cit.), escavada nos arenitos da Formação Botucatú (Triássico da Bacia do Paraná), tem sua base a uma cota de aproximadamente 4,5 a 5,5 metros acima do nível atual do mar.

Associada a outras similares que ocorrem mais ao norte, já no estado de Santa Catarina, estas cavernas registram com precisão o nível do mar na época de sua formação.

Ainda nesta época, segundo JOST (ob.cit.), amplas baías instaladas a oeste, noroeste e norte da então ilha granítica de Porto Alegre-Viamão, passaram a constituir o que ele denominou de Bacia de Porto Alegre, onde finos pacotes sedimentares marinhos intercalando-se com a massa de detritos fluviais trazidos

pelos rios Jacuí, Taquari e Sinos, começavam a constituir a Formação Guaíba.

Na margem oceânica, ao longo das praias desenvolvidas, quer na ilha de Porto Alegre-Viamão, quer ao norte, ao longo da falésia escavada na escarpa da Serra do Mar, quer ainda ao sul onde o mar retrabalhava os sedimentos da Formação Graxaim, os efeitos relacionados a erosão e deposição foram marcantes.

As velhas falésias e as grutas de abrasão nelas esculpidas atestam que muito material foi retirado das escarpas da Serra do Mar, pela ação erosiva das ondas e dali transportado para as antepraias e plataforma continental. De modo particular a Formação Botucatu deve ter contribuído com uma enorme quantidade de areia que após incorporar-se à sequência basal transgressiva da Formação Chui tornar-se-ia a principal fonte de material arenoso a ser mobilizado na construção da barreira múltipla da Lagoa dos Patos.

Esta mistura de duas populações arenosas, uma oriunda da Formação Botucatu e outra proveniente do retrabalhamento da Formação Graxaim, esta acumulada às expensas da erosão do complexo cristalino do Escudo Sul-Riograndense, parece ser a responsável direta pelas características da assembléia mineralógica encontrada por DELANEY (ob.cit.), discutida anteriormente.

É provável que este material retrabalhado pelas ondas, trazido do fundo da plataforma continental, somado ao transportado pelas correntes litorâneas a partir das falésias do norte e mais ainda o proveniente do continente, fosse em parte acumulado sob a forma de esporões arenosos, ancorados aos promontórios existentes à entrada das baías, construindo uma barreira do tipo "bay mouth bar".

A paisagem de então assemelhar-se-ia, em certos aspectos,

a da costa fluminense onde esporões arenosos, interligando ilhas ao continente, deram origem a série de lagunas que a ornamentam. De um modo especial, a Restinga da Marambaia na Baía de Sepetiba, descrita e interpretada por LAMEGO (1945), parece retratar hoje, os aspectos da primeira barreira desenvolvida na costa do Rio Grande do Sul, ao final da transgressão flandriana.

Pequenas oscilações do nível do mar durante esta fase de submergência, aqui denominada de So, permitiram que grandes quantidades de areia fossem acumuladas sobre a barreira primitiva, sobre as rochas cristalinas da região de Porto Alegre-Viamão e ao sul, sobre os terrenos da Formação Graxaim, originando a Barreira de Lombas (JOST; ob.cit.), primeiro cordão de dunas da Formação Itapoã.

Na figura 14, procura-se reproduzir os aspectos geomorfológicos mais significativos que a região mostrava nesta época.

O desenvolvimento desta barreira ocasionou o fechamento da Bacia de Porto Alegre, ao norte, passando esta a comunicar-se com o mar holocênico através de um único canal, situado entre as áreas cristalinas do continente e das terras altas de Porto Alegre-Viamão.

Paralelamente, o grande afluxo de material arenoso à antepraia tornava-a cada vez mais inclinada possibilitando a construção de barras marinhas a distâncias cada vez maiores da linha de praia.

Após um período de relativa estabilidade, uma fase de emergência, que se denomina Eo, instalou-se na região. Os depósitos da extensa antepraia foram lentamente retrabalhados pela linha de praia em regressão, iniciando-se assim a deposição da sequência regressiva que constitui o topo da Formação Chui, e

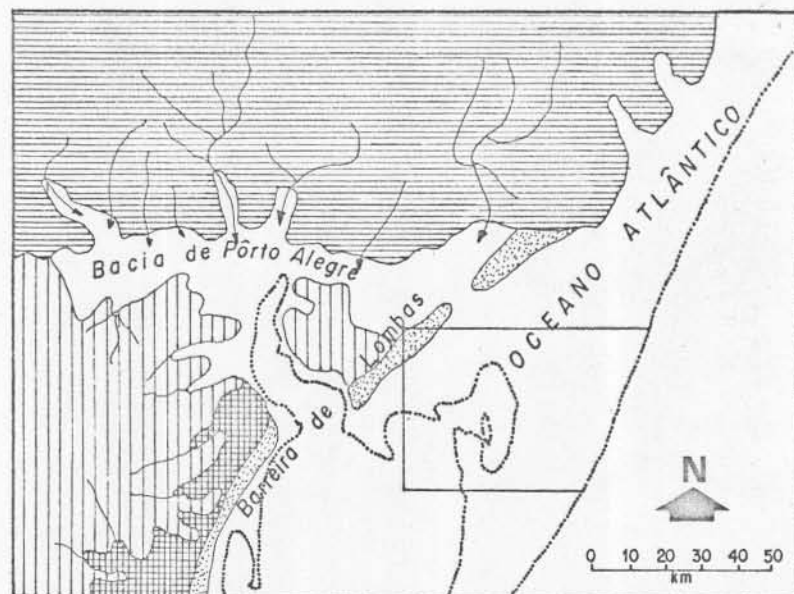


FIG. 14 - Esquema geomorfológico da região norte da Província Costeira do R.G.S., ao final da transgressão Flandriana, Submergência So. O traçado pontilhado mostra a configuração atual e o polígono situa a área estudada.

- | | |
|--|--|
|  Depósitos praias e eólicos da Barreira das Lombas. |  Sequência sedimentar-vulcânica da Bacia do Paraná. |
|  Formação Graxaim. |  Embasamento cristalino. |

desenho: a. barbosa

que se expõe a leste da Coxilha das Lombas sob a forma de um amplo terraço marinho, levemente inclinado na direção do oceano.

Simultaneamente a Bacia de Porto Alegre era submetida a processos de segmentação e colmatagem, consequência do abaixamento do nível base da região.

No decorrer desta fase regressiva a emersão das barras marinhas, anteriormente construídas, possibilitou a instalação de um sistema lagunar sobre o terraço marinho recém emerso. Tal sistema lagunar constituiu a primeira etapa de individualização da Lagoa dos Patos que, naquela época, estendia-se bem mais para o norte, até o sopé das escarpas da Serra do Mar.

A lagoa dos Barros entre outras, os banhados do Gerivá e Capivari, e uma série de depósitos paludais que se espalham por sobre o antigo terraço marinho, constituem remanescentes deste sistema lagunar que já no decorrer desta fase regressiva, e daí por diante, foi assoreado e segmentado.

A segunda barreira assim iniciada, a partir da emersão de barras marinhas, cresceu e migrou no decorrer da regressão e mesmo durante a estabilização temporária do nível do mar que se seguiu, recebendo um volume considerável de material arenoso acumulado através de processos eólicos e praias, segundo um mecanismo não diferente do observado por OTVOS (1970a), nas ilhas de barreira da costa norte do golfo do México, ou ainda a semelhança do que acontece nos dias atuais na margem oceânica da barreira múltipla que aqui se descreve e que foi discutido anteriormente.

Os depósitos eólicos ali acumulados preservam-se, até hoje, na crista arenosa que se estende ao norte de Palmares do Sul, constituindo a segunda faixa de afloramentos da Formação Itapoã.

É bem provável que parte do material trazido por dragagem de fundo da plataforma continental, tenha sido mobilizado pelas correntes litorâneas e por aquelas desenvolvidas no interior da laguna, talvez incrementadas pelo escoamento das águas da Bacia de Porto Alegre, para depositar-se sob a forma de um longo esporão arenoso construído a partir da barreira em direção ao sul, isolando cada vez mais a Lagoa dos Patos do Oceano Atlântico.

Uma vez estabelecida a grande área lagunar que evoluiu para a Lagoa dos Patos, as variações eustáticas que se sucederam na região deixaram impressos os seus efeitos em dois domínios ambientais diferentes, a margem oceânica e a margem lagunar, uma vez que as duas massas d'água intercomunicavam-se ao sul.

Realmente, pelo menos por mais três vezes o mar transgrediu e regrediu sobre esta Província Costeira, e em todas elas os efeitos erosivos e deposicionais não foram diversos daqueles descritos no ciclo anterior.

A nova fase de submergência que se seguiu, S1, promoveu uma transgressão marinha que retrabalhou boa parte da barreira desenvolvida na regressão imediatamente anterior, sem destruí-la totalmente. Grandes quantidades de areia foram remobilizadas, espalhando-se pelas antepraias na tentativa de restabelecer o perfil de equilíbrio modificado pela elevação do nível do mar. Com a estabilização do processo transgressivo, novas barras marinhas foram acumuladas na antepraia, enquanto que no pós-praia depósitos eólicos reconstruíam a barreira parcialmente erodida.

Uma vez que esta barreira impedia o avanço do mar em direção ao continente os efeitos desta fase transgressiva não são muito notáveis na margem oceânica. As feições morfológicas que

com certeza foram ali impressas, restam hoje encobertas pelo lençol de depósitos eólicos mais jovens.

O mesmo não aconteceu na margem lagunar. Ali, os efeitos da correspondente submergência lagunar 1 (SL-1), anteriormente comentada, são nitidamente observáveis. Nesta época a superfície da laguna ampliava-se às expensas da erosão dos depósitos mais antigos da Formação Chui e mesmo dos de origem lagunar-paludal acumulados na fase de emergência imediatamente anterior.

A escarpa que limita internamente o terraço lagunar(TL-1) e as cristas de praia que em muitos pontos a acompanham, bem como alguns pontais e estuários suspensos, registram o máximo desta transgressão a uma cota de aproximadamente 3 metros acima do nível atual do mar.

Outra regressão, marcando o período de emergência E1, proporcionou o desenvolvimento de uma terceira barreira, mais a leste, isolando um novo corpo lagunar alongado sobre o terraço marinho em emersão. Os banhados de Cidreira, das Cacimbas e Grande e os esporões arenosos que em alguns locais os seccionam, mostram que esta laguna foi segmentada e colmatada, provavelmente ainda no decorrer desta regressão.

Na margem oceânica, grandes quantidades de areia acumuladas por processos praias eram remobilizadas eolicamente e depositadas sobre a barreira constituindo a terceira faixa de ocorrência da formação Itapoã. Em muitos locais o campo de dunas assim formado, transgrediu para o oeste, impelido pelos ventos de nordeste, assoreando as lagunas, chegando a encobrir a barreira anteriormente formada.

Em decorrência destes fenômenos, o corpo arenoso que separava a Lagoa dos Patos do Oceano Atlântico aumentava considera

velmente as suas dimensões.

Os efeitos desta emergência na área lagunar, EL-1, encontram-se bem preservados. A lenta emersão do terraço lagunar TL-1, permitiu a formação da série de cristas de praia que o ornamentam. Restos do corpo lagunar em regressão, ficaram sobre a superfície deste terraço, a exemplo das lagoas do Mato e dos Gateados. O desenvolvimento dos pontais do Espinho, do Anastácio e dos Abreus, cuja construção iniciou-se nesta fase, proporcionou, à medida que as águas recuavam, a segmentação da atual Lagoa do Casamento em pelo menos dois grandes corpos d'água que se interligavam através dos Canais Furado e do Monjolo, onde construíam-se deltas de maré.

Esta segmentação não deve ter durado muito, pois outra fase transgressiva, SL-2, se fez sentir, afogando parcialmente os pontais recém construídos e dando origem as ilhas Grande e do Furado. A expansão da laguna favoreceu a abrasão do TL-1, conforme atesta a escarpa e as cristas de praia que limitam internamente o TL-2. A carga clástica colocada em movimento foi parcialmente acrescida aos pontais que submetidos a novas condições hidrodinâmicas lagunares, desenvolveram-se no sentido leste. Perdendo praticamente a sua função, os antigos canais de maré sofreram um sensível alargamento, migrando lateralmente e aumentando a sua sedimentação deltáica. Pela cota da base da escarpa de abrasão, estima-se que o nível máximo atingido pelo mar tenha sido cerca de 1,5 metros acima do atual.

Na margem oceânica esta submergência, S2, ocasionou a erosão da barreira, liberando grandes quantidades de areia que seguindo os mesmos mecanismos da fase transgressiva anterior, foram retrabalhadas e acumuladas na antepraia constituindo novas barras marinhas.

A regressão que se sucedeu é responsável por boa parte das feições mais modernas que se deixam identificar na superfície arenosa litorânea.

Com efeito, a emergência E2 ocasionou a formação da quarta barreira que aprisionou um estreito corpo lagunar sobre o terraço marinho recém emerso. O rosário de lagoas que se situa mais próximo da praia oceânica atual, constitui remanescentes desta laguna alongada que hoje se mostra completamente segmentada.

O recuo progressivo da linha de praia proporcionou o acúmulo de enormes volumes de areia transportada e depositada eolicamente sobre a barreira, constituindo boa parte dos extensos campos de dunas, ainda ativas, que ornamentam a orla marítima da região. Na realidade elas constituem a quarta faixa de afloramento, a mais moderna, da Formação Itapoã.

Na margem lagunar, submetida a correspondente EL-2, ocorreu a emersão do TL-2 e a formação de uma série de cristas de praia que sobre sua superfície se preservam. Pelo contorno que ela demarca aproximadamente o nível mais baixo atingido pelas águas durante esta regressão. Embora de pequena amplitude, esta fase de emergência causou novamente a segmentação da Lagoa do Casamento mediante a emersão e crescimento dos pontais o que conseqüentemente proporcionou outro período de ativação hidrodinâmica nos canais de maré.

Efeitos de uma posterior fase de submergência, S3, observam-se sobretudo na margem lagunar, onde a transgressão causou um afogamento parcial do TL-2, retratado pela existência de extensas antepraias, pela existência de pântanos costeiros, pela destruição parcial dos pontais que ainda se preservam sob u

ma fina lâmina d'água ligando as ilhas Grande e do Furado que novamente se isolaram.

Na margem oceânica, a presença de falésias esculpidas em velhas dunas, visíveis principalmente na região entre os balneários do Pinhal e Cidreira parecem resultar também desta última fase transgressiva que se tem registro na Província Costeira do Rio Grande do Sul.

No momento atual, a formação de praias arenosas na margem lagunar, a posição estática da linha de praia oceânica e ainda, o fornecimento constante de areia da praia para o campo de dunas a ela adjacente, mecanismo discutido no capítulo anterior, pode-se admitir que o nível do mar encontra-se numa fase de estabilidade. A julgar pela sequência dos eventos que se acaba de descrever, esta estabilidade pode estar prestes a ser quebrada, para dar lugar a mais uma etapa regressiva.

Deste modo, reunindo os fatos acima considerados, a Barreira Múltipla da Lagoa dos Patos resultou da sucessão de pelo menos quatro períodos transgressivos intercalados com outros tres regressivos, desenrolados após o final da transgressão flandriana, i. é., no decorrer dos últimos 6 000 anos.

No esquema de evolução geomorfológica apresentado nas figuras 14 e 15, tenta-se retratar tais eventos, correlacionando a eles as feições e depósitos mais significativos que constituem a área estudada. Dele pode-se deduzir claramente que os problemas discutidos anteriormente, relativos a ordenação cronoestratigráfica dos variados e descontínuos depósitos que constituem a cobertura holocênica da Província Costeira do Rio Grande do Sul, desaparecem por completo. Sua utilização mostra-se, pois, de grande valia na interpretação geológica destas regiões.

O constante acúmulo de sedimentos que se processou na á-

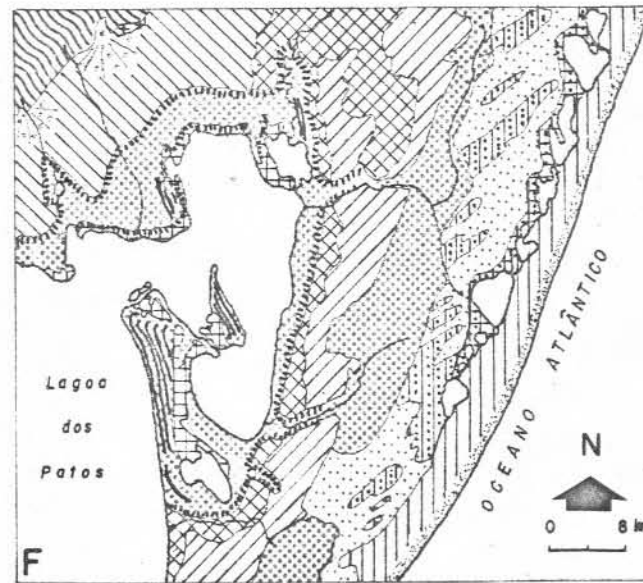
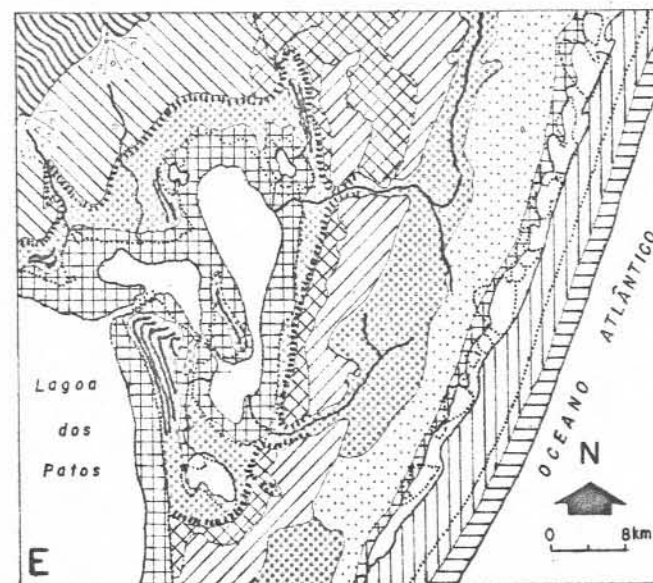
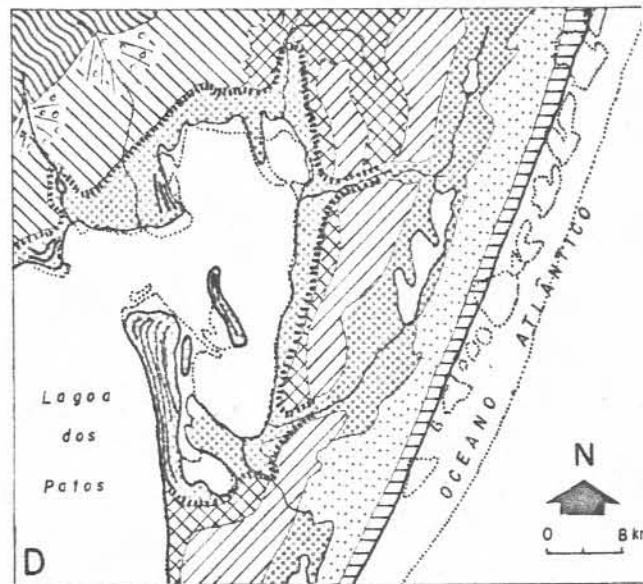
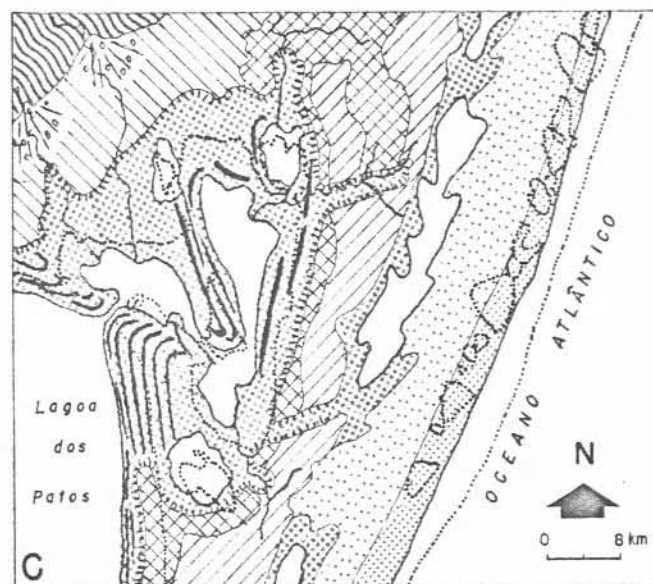
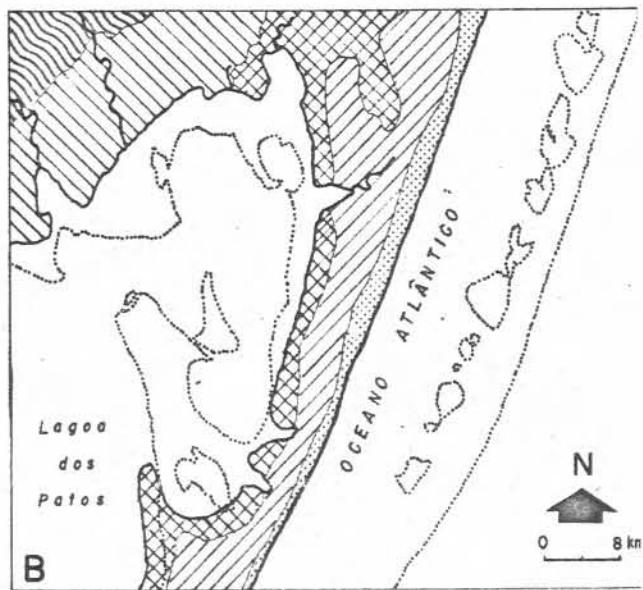
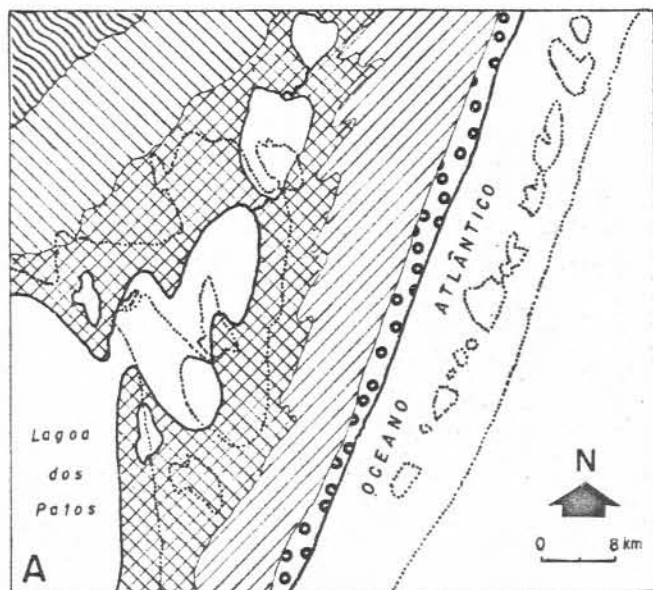


FIG. 15 - Esquema da evolução geomorfológica da Barreira Múltipla da Lagoa dos Patos, retratando as fases finais das principais oscilações eustáticas registradas no Holoceno; A - Emergência E_0 ; B - Submergência S_1 ; C - Emergência E_1 ; D - Submergência S_2 ; E - Emergência E_2 ; F - Submergência S_3 , panorama atual da área.

Simbologia

CONFIGURAÇÃO ATUAL		
REBÔRDO DE TERRAÇO		
CRISTAS DE PRAIA		
DEPÓSITOS PRAIAIS MARINHOS ATUAIS		
DEPÓSITOS DE RETRABALHAMENTO EÓLICO ATUAL		
LEQUES ALUVIAIS SUB-ATUAIS - ATUAIS		
4ª BARREIRA {	DEPÓSITOS PRAIAIS MARINHOS	
	DEPÓSITOS EÓLICOS	
	DEP. LAGUNARES, PALUDAIS, FLUVIAIS	
3ª BARREIRA {	DEPÓSITOS PRAIAIS MARINHOS	
	DEPÓSITOS EÓLICOS	
	DEP. LAGUNARES, PALUDAIS, FLUVIAIS	
2ª BARREIRA {	DEPÓSITOS PRAIAIS MARINHOS	
	DEPÓSITOS EÓLICOS	
	DEP. LAGUNARES, PALUDAIS, FLUVIAIS	
TERRAÇO MARINHO DEPOSICIONAL		
DEPÓSITOS EÓLICOS DA BARREIRA DAS LOMBAS		
EMBASAMENTO CRISTALINO		

rea, durante este período, aumentando consideravelmente a área emergida da Província Costeira do Rio Grande do Sul, sem que maiores efeitos tectônicos tenham se registrado, permite caracterizar que o topo da Formação Chui e os depósitos que sobre ele se assentam constituem uma grande sequência regressiva deposicional produzida pela sedimentação litorânea, a exemplo do que CURRAY et alii (ob.cit.) estabeleceram na Planície Costeira de Nayarit, no México.

Em que pese a quase total inexistência de dados cronológicos sobre os depósitos resultantes destas oscilações eustáticas, é notável a coincidência entre a ordem e a magnitude dos eventos aqui registrados com os que se encontram representados na curva eustática absoluta de variação do nível marinho, apresentada por BIGARELLA e SANCHES (ob.cit.), apoiada em vários trabalhos de FAIRBRIDGE.

Na figura 16, baseada em parte na que os autores acima citados usaram para fazer uma tentativa de correlação dos terraços marinhos do Brasil meridional, tenta-se enquadrar as variações eustáticas que as feições morfológicas da área aqui estudada retratam, tendo como objetivo primeiro lançar uma hipótese de trabalho para futuras pesquisas.

Tal hipótese fica reforçada pela coincidência com o esquema estabelecido do único dado de idade absoluta disponível nesta área, referente a análise de C-14 de uma amostra de turfa colhida nas proximidades da Lagoa Negra, no Pontal do Desertas, que se situa sobre o terraço lagunar TL-1, descrito neste trabalho. A idade de $2\ 925 \pm 125$ anos, publicada por DELANEY (ob.cit.), corresponde assim ao período de emergência E1 que pode ser correlacionado com a "Pelham Bay Emergence" de FAIRBRIDGE (ob.cit.).

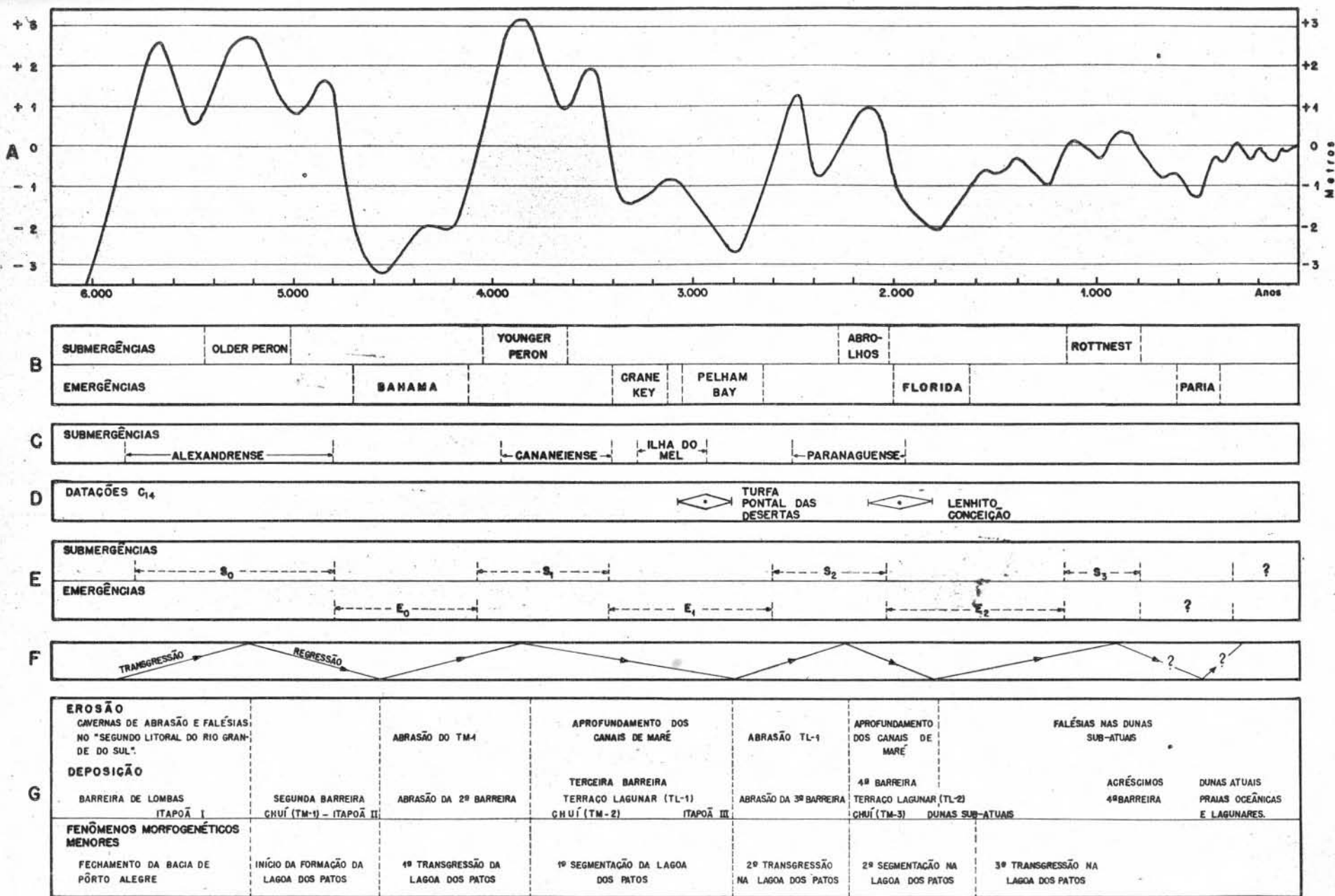


FIG. 16 - Tentativa de correlação entre os principais eventos e feições geológicas da barreira múltipla da Lagoa dos Patos com a curva de variação eustática de Fairbridge para os últimos 6.000 anos.

A - Curva eustática de variação do nível do mar baseada em dados de Fairbridge, modificada de Bigarella e Sanches (1966). B - Nomenclatura das submergências e emergências segundo Fairbridge (1961). C - Tentativa de correlação das submergências constatadas no litoral brasileiro de acordo com Bigarella e Sanches (1966). D - Localização no tempo das datações (C_{14}) realizadas na Província Costeira do R.G.S., Delaney (1965). E - Tentativa de correlação das submergências e emergências constatadas na Província costeira do R.G.S. (área em estudo). F - Transgressões e regressões decorrentes das variações eustáticas. G - Principais eventos e feições geológicas da barreira múltipla da Lagoa dos Patos (parte oeste).

Outra datação efetuada na Província Costeira é a do chamado Lenhito Conceição de DELANEY (ob.cit.), que ocorre próximo ao Farol da Conceição no município de São José do Norte. A idade de $1\ 975 \pm 150$ anos a ele atribuída corresponde ao período de emergência E2. A sua ocorrência como parte da barreira que lá se situa mais próxima a linha de costa atual constitui mais um fato significativo a favor desta tentativa de correlação.

As datações geocronológicas que se fizerem nos vários depósitos de turfa encontrados na região reunidas a outras, obtidas a partir de carapaças de moluscos encontradas nos vários terraços da Formação Chui, constituirão, sem dúvida, os elementos-chave com que se poderá confirmar ou modificar o que aqui se acaba de propor.

CONCLUSÕES

Pelas características estruturais, tectônicas e estratigráficas que apresenta, a região costeira do Brasil Meridional constitui-se numa província geológica definida que se denominou de Província Costeira do Rio Grande do Sul. Nela destacam-se dois grandes elementos geológicos maiores, o Embasamento e a Bacia de Pelotas.

O Embasamento é composto pelo complexo cristalino pré-cambriano e em parte pelas sequências sedimentares e vulcânicas, paleozóicas e mesozóicas, da Bacia do Paraná. Durante o Cretáceo, comportando-se como uma plataforma instável, ele proporcionou, através de movimentações tectônicas ao longo de velhas linhas de fraqueza regionais, a instalação de uma bacia subsidente na sua borda oriental, marginada a oeste por uma área estável ou levemente positiva que desempenhando o papel de terras

altas, constituiu-se desde então na principal área fonte dos se
dimentos que se acumularam na margem continental sul-brasilei-
ra durante toda a Era Cenozóica.

Assim instalada a Bacia de Pelotas, foi palco de sucessi-
vas transgressões e regressões que ali acumularam cerca de
1 500 metros de sedimentos os quais mergulham suavemente em di
reção ao oceano, estendendo-se pela margem continental, cons-
tituindo o substrato da plataforma continental sul-brasileira.

Partindo-se do comportamento espacial das várias unidades
estratigráficas que compõem a referida sequência de sedimenta-
ção, conclui-se que após a sua formação a Bacia de Pelotas man
teve uma atividade tectônica reduzida, fato que se deduz igual-
mente de uma sintomática ausência de falhamentos em toda a sua
extensão, salvo os de natureza assísmica identificados no tal
ude da margem continental de hoje.

Com efeito, as movimentações isostáticas se fizeram sen-
tir com maior intensidade durante o Mioceno, quando uma taxa
de subsidência elevada e irregularmente distribuída na área da
bacia proporcionou a sua compartimentação e a deposição de cer
ca de 1 100 metros de sedimentos marinhos. Provavelmente ainda
neste período, além de uniformizar-se, a taxa de subsidência a
tenuou-se consideravelmente, a ponto de ser superada pela taxa
de sedimentação, dando lugar a regressão que se retrata na por
ção basal da Formação Graxaim.

A partir de então as transgressões e regressões registra-
das nas sequências sedimentares sotopostas, mais do que por i-
sostasia foram controladas pelos movimentos eustáticos que ge-
neralizadamente ocorreram em todo o mundo durante e após o
Pleistoceno.

Por constituir a maior parte das grandes feições morfográ

ficas que modelam a porção aflorante da sequência sedimentar da Bacia de Pelotas, compondo a planície costeira e configurando a atual linha de costa do Brasil Meridional, considerou-se a Cobertura Holocênica como um elemento geológico a parte na Província Costeira do Rio Grande do Sul.

Constituída por um pacote sedimentar trans-regressivo, composto principalmente pela Formação Chui, esta sequência transgride sobre as unidades mais antigas da bacia e mesmo sobre o seu embasamento. A sua porção superior encerra uma série de unidades lito-estratigráficas de ocorrência descontínua e de idade variável de local para local cuja deposição resultou de um verdadeiro bailado, contínuo e cíclico, de vários ambientes particulares de sedimentação por sobre a mesma região, dificultando sobremaneira a interpretação de sua história geológica.

Com efeito, a análise detida das feições morfológicas impressas em sua superfície revelou-se como um excelente método para estabelecer a sucessão geral dos eventos geológicos ocorridos na região durante o Holoceno, permitindo a ordenação cronológica relativa e até mesmo absoluta, das unidades litológicas que lhe constituem.

Assim, partindo-se da caracterização geomorfológica de parte da porção norte da planície costeira, isto é, da descrição das feições morfográficas e análise dos mecanismos que lhes deram origem, estabeleceu-se que a faixa arenosa que separa a Lagoa dos Patos do Oceano Atlântico é constituída por uma sucessão de típicas barreiras no sentido de SHEPARD (1960). Em número de quatro, elas constituem o que CURRAY et alii (1969) denominaram de barreira múltipla, cuja origem relaciona-se geralmente com flutuações das condições de nível relativo do mar, clima ou taxa de fornecimento de material sedimentar.

Com efeito, a Barreira Múltipla da Lagoa dos Patos que aqui se esboça, retrata em traços marcantes uma origem estritamente ligada às oscilações eustáticas que se sucederam durante os últimos 6 000 anos, após o final da Transgressão Flandriana.

A primeira barreira foi construída a partir de longos esporões arenosos ancorados aos promontórios existentes na entrada das baías quando o mar atingiu, ao findar-se a Transgressão Flandriana, seu nível mais elevado, conferindo um aspecto de ria à costa de então. Pequenas oscilações eustáticas ocorridas nesta época proporcionaram a acumulação de extensos depósitos eólicos sobre os esporões primitivos e mesmo sobre as rochas cristalinas da região de Porto Alegre - Viamão, construindo a Barreira de Lombas, assim denominada por JOST (ob.cit.).

Após um período de relativa estabilidade instalou-se na região uma fase de emergência. Os depósitos arenosos da antepraia foram retrabalhados pela linha de praia em regressão, iniciando a deposição da sequência regressiva, topo da Formação Chui, que se expõe a leste da Barreira de Lombas sob a forma de um terraço marinho.

A emergência de barras marinhas, anteriormente construídas, possibilitou a instalação de um sistema lagunar sobre o terraço marinho recém emerso. Tal sistema lagunar constituiu a primeira etapa de individualização da Lagoa dos Patos que, naquela época, estendia-se até o sopé das escarpas da Serra do Mar.

A construção da segunda barreira, deixando atrás de si um ambiente lagunar repousando sobre depósitos marinhos mostra que as idéias de HOYT (ob.cit.), a respeito da origem das barreiras não podem ser aplicadas generalizadamente. A inexistência de depósitos marinhos associados a faixa lagunar das barreiras, usada por ele como argumento principal para explicar a constru-

ção destas feições no decorrer de fases transgressivas, não se verifica aqui na região estudada, onde, ao contrário, sua construção inicia-se no decorrer de uma fase regressiva, estabelecendo-se a laguna sobre depósitos praias marinhos.

No decorrer da fase regressiva as lagunas foram assoreadas dando origem a extensas áreas paludais onde não raro, desenvolveram-se acumulações de turfa.

Uma vez estabelecida a grande área lagunar que evoluiu para a Lagoa dos Patos, as variações eustáticas que se sucederam na região passaram a imprimir seus efeitos em dois domínios ambientais diferentes, a margem oceânica e a margem lagunar, uma vez que as duas massas d'água intercomunicavam-se ao sul. Tal circunstância tornou a segunda barreira um centro de acumulação sedimentar no decorrer dos últimos milênios.

Pelo menos por mais tres vezes o mar transgrediu e regrediu sobre a Província Costeira, acumulando na margem oceânica mais duas barreiras arenosas e construindo dois terraços na margem lagunar, feições estas que, em suma, caracterizam a Barreira Múltipla da Lagoa dos Patos.

O constante acúmulo de sedimentos que se processou na área após o final da grande transgressão holocênica, aumentando consideravelmente a área emersa da Província Costeira do Rio Grande do Sul, sem que maiores efeitos tectônicos tenham se registrado, caracteriza o topo da Formação Chui e os vários depósitos que sobre ele se assentam, como uma grande sequência regressiva deposicional.

Os processos de sedimentação mais efetivos foram os de natureza praial e eólica, tanto na margem lagunar como na oceânica. Nesta última a grande disponibilidade de material proveniente da dragagem de fundo da parte mais rasa da plataforma con

tinental proporcionou a formação dos extensos campos de dunas sub-atuais e atuais que se espalham sobre a barreira conferindo-lhe dimensões que a fazem uma das maiores do mundo como salientara SHEPARD (ob.cit.).

Pelas suas características geológicas a costa atual do Rio Grande do Sul constitui uma costa secundária, de barreiras, modelada por agentes marinhos conforme a classificação de SHEPARD (1963). OTTMANN (ob.cit.), considerou-a como exemplo de costa baixa adjacente a uma planície aluvial, tipo E de sua classificação.

Considerando os mecanismos geológicos responsáveis pelo desenvolvimento desta província costeira, a planície emersa e a plataforma continental a ela adjacente encobrem um substrato comum, isto é, sem descontinuidades estruturais maiores, constituído pela sequência sedimentar da Bacia de Pelotas. A linha de praia que hoje separa estes dois amplos domínios ambientais de superfície sempre ocupou uma posição física de natureza transitória. Embora seja óbvio o fato de que do lado do continente predominem fácies sedimentares continentais em contraposição a predominância de fácies marinhos do lado oposto, conhecido o comportamento estrutural e estratigráfico da parte hoje emersa, de mais fácil acesso, pode-se antever o que existe na área adjacente que se encontra submersa. Este fato é de suma importância na orientação de qualquer pesquisa que se queira empreender na plataforma continental reafirmando, a magnitude do papel que desempenha o conhecimento geológico das áreas costeiras atuais.

A tentativa de correlação entre as várias oscilações eustáticas deduzidas a partir da análise geomorfológica da região com as apresentadas por FAIRBRIDGE (ob.cit.), revela identida-

des além do que se poderia supor como mera e fortuita coincidência. Apesar do pequeno número de datações geocronológicas existentes na região, o esquema evolutivo proposto para a parte da Barreira Múltipla da Lagoa dos Patos abrangida na área estudada, pode ser estendido como uma hipótese de trabalho no estudo dos terrenos holocênicos restantes da Província Costeira do Rio Grande do Sul, uma vez que se torna muito mais fácil ordenar cronologicamente, por seu intermédio, as diversas unidades lito-estratigráficas que os compõem.

Pelo pouco que se conhece da cobertura holocênica em outros locais da referida província, deixou-se em aberto a denominação formal das várias unidades aqui mapeadas. O mesmo acontecendo com os vários períodos de emergência e submergência identificados. Pretende-se com tal atitude impedir as confusões que embora desagradáveis são tão habituais no meio geológico quando uma mesma área é assunto de sucessivos estudos, sem que se obtenha uma idéia global detalhada de sua constituição e evolução geológica. Somente após ter sido atingido este estágio é que passam a ter sentido as denominações formais, definindo-se as secções-tipo mais representativas, caracterizando-se as suas variações, conhecendo-se o papel que cada uma representa no todo que é a Província Costeira do Rio Grande do Sul.

BIBLIOGRAFIA

- 01 - ALMEIDA, F.F.M. - 1967 - Origem e evolução da plataforma brasileira. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, 241 : 1-36.
- 02 - BACKEUSER, E.A. - 1918 - A faixa litorânea do Brasil Meridional, ontem e hoje. Bernard Freres, Rio de Janeiro 210p. ilustr.
- 03 - BIGARELLA, J.J. - 1946 - Contribuição ao estudo da planície litorânea do Paraná. Arquivos de Biologia e Tecnologia, Curitiba, 1 : 75-112.
- 04 - ___ - Sand-ridge structures from Paraná Coastal Plain. Marine Geology, Amsterdam, 3 : 269-78.
- 05 - ___ & ANDRADE, C.D. - 1965 - Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. Geological Society of America Special Paper. Baltimore, 84 - p.433-51.
- 06 - ___; SALAMUNI, R.; PAVÃO, L. - 1959 - Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes - I: Praia de Ubatuba, Santa Catarina. Boletim da Universidade Federal do Paraná: Geologia, Curitiba, 1 : 1-102.
- 07 - ___ & SANCHES, J. - 1966 - Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes - V - Praia suspensa do Saco da Tambarutaca, Município de Paranaguá-PR. Boletim Paranaense de Geografia, Curitiba, 18/20 : 151-75.
- 08 - BIRD, E.C.F. - 1968 - Coastal Lagoon Dynamics. In: FAIRBRIDGE, R.W., ed.- Encyclopedia of geomorphology. New York, Reinhold Book Corporation. p.139-44.
- 09 - BUTLER, L.W. - 1970 - Shallow structure of the continental margin, Southern Brazil and Uruguai. Bulletin of the Geological Society of America, New York, 81: 1079-96, 7 figs.

- 10 - CHAMBERLAIN, T.C. - 1895 - The classification of American Glacial Deposits. Journal of Geology, Chicago, 3:270-7
- 11 - ____ - 1896 - Nomenclature of glacial formations. Journal of Geology, Chicago, 4: 872-6.
- 12 - CLOSS, D. - 1963 - Foraminíferos e Tecamebas da Lagoa dos Patos (RGS) - Boletim da Escola de Geologia da UFRGS, Porto Alegre, 15: 1-51, 1968, 14 figs., 5 pl.
- 13 - ____ - 1970 - Estratigrafia da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. Iheringia; Geologia, Porto Alegre, 3: 3-76, 11 fig.
- 14 - ____ & FORTI, I.R.S. - 1971 - Quaternary mollusks from the Santa Vitória do Palmar County. Iheringia; Geologia, Porto Alegre, 4: 19-58, 2 fig., 4 est.
- 15 - ____ & MADEIRA, M.L. - 1968 - Seasonal variations of brackish foraminifera in the Patos Lagoon, Southern Brazil. Publicação Especial da Escola de Geologia da UFRGS, Porto Alegre, 15: 1-51, 14 fig., 5 pl.
- 16 - CURRAY, J.R. - 1964 - Transgressions and regressions. In: MILLER, R.L., ed. - Papers in marine geology. N.York, MacMillan. p.175-203. |Shepard Commem. Volume|
- 17 - ____ & MOORE, D.G. - 1964 - "Holocene regressive littoral sand, Costa de Nayarit México". In: VAN STRAATEN, L. M.J.V.- ed. - Deltaic and shallow marine sediments., Amsterdam, p.76-82.
- 18 - ____; EMMEL, F.J.; CRAMPTON, P.J.S. - 1969 - Holocene history of a strand plain, Lagonal Coast, Nayarit, México. In: PHLEGER, F.B. & CASTAÑARES, A.A. - Coastal Lagoons, a symposium. México, Universidad Autónoma de México. p.63-100.

- 19 - DE BEAUMONT, E. - 1845 - Leçons de géologie pratique. Paris. p.223-52.
- 20 - DELANEY, P.J.V. - 1960 - Lagoas cordiformes do Rio Grande do Sul - Brasil. Boletim |da| Escola de Geologia|da| UFRGS. Porto Alegre, 3.
- 21 - ____ - 1965 - Fisiografia e geologia da superfície da planície costeira do Rio Grande do Sul. Publicação especial |da| Escola de Geologia |da| UFRGS, Porto Alegre, 6 : 1-105.
- 22 - ____ - 1966 - Geology and geomorphology of the coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil and northern Uruguay. Baton Rouge, Louisiana State University. 58p. | South American Coastal Studies Technical Report n.18 |
- 23 - DUBOIS, G. - 1924 - Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. Mémoires de la Société Géologique du Nord, Paris, 8(1).
- 24 - ____ - 1930 - Un tableau de l'Europe flandrienne. Paris, Société Géologique de France. v.1 p.263-77. |Livre Jubilaire|
- 25 - FAIRBRIDGE, R.W. - 1961 - Eustatic changes in sea level. London, Pergamon Press. p.99-185 |Physics and chemistry of the earth, n.4|
- 26 - FISCHER, R.L. - 1955 - Cuspate spits of St. Lawrence Island, Alaska. Journal of Geology, Chicago, 63:133-43.
- 27 - FORTI, I.R.S. - 1969 - Cenozoic mollusks from the drill-holes Cassino and Palmares do Sul of the Coastal Plain of Rio Grande do Sul. Iheringia; Geologia, Porto Alegre, 2 : 55-155, 9 est., 1 fig.
- 28 - FREITAS, R.C. - 1951 - Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras da Universidade de S.Paulo:Geologia, S.Paulo, 6 : 1-120.

- 29 - GHIGNONE, J.I. - 1960 - Reconhecimento Gravimétrico na Baía de Pelotas. Boletim Técnico da Petrobrás, Rio de Janeiro, 3(2) : 72-8, 1 map., 6 fig.
- 30 - GILBERT, G.K. - 1885 - The topographic feature of lake shores. Washington, Annual Report of the U.S. Geological Survey, 5 : 69-123.
- 31 - GOMES, A.B. & AB'SABER, A.N. - 1969 - Uma gruta de abração interiorizada nos arredores de Torres, R.S. Geomorfologia, São Paulo, 10 : 2-4.
- 32 - HAILS, J.R. & HOYT, J.H. - 1968 - An appraisal of the evolution of the lower Atlantic Coastal Plain of Georgia, U.S.A. Inst. Brit. Geogr., Trans. Publ. 46:53-68.
- 33 - HARRINGTON, H.J. - 1956 - Argentina. In: JENKS, W.F.-ed.- Handbook of South America Geology. Washington, Geological Society of America. p.129-65. |Memmoir of the Geological Society of America, 65|
- 34 - HOYT, J.H. - 1967 - Barrier Island Formation. Bulletin of the Geological Society of America. New York, 78: 1125-36, 8 figs.
- 35 - ____ - 1968 - "Genesis of sedimentary deposits along coasts of Submergence". In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 23^o, Czechoslovakia, 1968 - Report of the twenty third session. Prague. v.8, p.311-21.
- 36 - ____ - 1969 - Chenier versus Barrier, genetic and stratigraphic distinction. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 53(2) : 299-306, 5 figs.
- 37 - ____ & HAILS, J.R. - 1969 - Pleistocene shorelines in a relatively stable area Southeastern Georgia, U.S.A. - Giornale di Geologia, Bologna, 35(4):105-17. figs.1-5.

- 38 - JOHNSON, D.W. - 1919 - Shore processes and shorelines development. New York, John Wiley, 584p.
- 39 - JOST, H. - 1971 - O quaternário da região norte da planície costeira do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Instituto de Geociências |da| UFRGS. 80p. Dissertação de Mestrado. |Inédito|
- 40 - ___ & FORMOSO, M.L.L. - 1971a - Contribuição ao Conhecimento da laterita de Tapes; quaternário do Rio Grande do Sul; 1ª.parte: Estruturas. Porto Alegre, Instituto de Geociências |da| UFRGS. |Inédito|
- 41 - ___ & FORMOSO, M.L.L. - 1971b - Contribuição ao Conhecimento da laterita Serra de Tapes - Quaternário do Rio Grande do Sul. 2ª.parte: Mineralogia. Porto Alegre, Instituto de Geociências|da|UFRGS. |Inédito|
- 42 - ___ & MARTINS, L.R. - 1972 - Feixes de Restinga da Ilha de Santa Catarina, Brasil. Pesquisas |do| Instituto de Geociências |da| UFRGS. Porto Alegre, 1: 57-7.
- 43 - ___ et alii - 1970 - Geologia da área de Tapes, R.S.-Porto Alegre, Instituto de Geociências|da|UFRGS.|Inédito|
- 44 - ___; PINTO, J.F.; LOSS, E.L. - 1971 - "Novas informações estratigráficas sobre o quaternário da planície costeira do Rio Grande do Sul - Brasil". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25º, S.Paulo, 1971. Resumos e Comunicações. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia. p.206. |Boletim Especial |da| Sociedade Brasileira de Geologia, n.1|
- 45 - ___; VILLWOCK, J.A.; LOSS, E.L. - 1972 - Geologia da área de Jaguarão, Herval, Arroio Grande e Pedro Osório-RS. Porto Alegre, Instituto de Geociências |da| UFRGS, 1972. |Inédito|

- 46 - KENNEDY, W.Q. - 1965 - The influence of basement tectonic on the evolution of the coastal (Mesozoic and tertiary) basins of Africa. London, Institute of Petroleum. 122p.
- 47 - KIDSON, C. - 1968 - "Coastal Geomorphology". In: FAIRBRIDGE, R.W. - ed. - The encyclopedia of geomorphology. New York, Reinhold Book Corporation. p.134-9.
- 48 - KING, C.A.M. - 1959 - Beaches and coasts. London, Arnold. 403p.
- 49 - LAMEGO, A.R. - 1940 - Restingas na costa do Brasil. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil. Rio de Janeiro, 96: 1-63, 5 map. 42 figs.
- 50 - ____ - 1945 - Ciclo evolutivo das Lagunas Fluminenses. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia. Rio de Janeiro, 118: 1-48, 38 figs.
- 51 - LEINZ, V. - 1948 - A fossa do Camaquã no Passo do Mendonça, Rio Grande do Sul. Mineração, Metalurgia. Rio de Janeiro, 13(73): 21-2.
- 52 - LEONTYEV, O.R. & NIKIFOROV, L.G. - 1966 - "An approach to the problem of the origin of barrier Coasts". In: INTERNATIONAL OCEANOGRAPHIC CONGRESS, 2ª, 1966. Abstract of papers. p.221-2.
- 53 - LOBECK, A.K. - 1939 - Geomorphology - N.York, McGraw Hill. 731p.
- 54 - MAACK, R. - 1947 - Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Arquivos de Biologia e Tecnologia. Curitiba, 2: 63-154, 136fig. 3map.
- 55 - ____ - 1949 - Espessura e sequência dos sedimentos quaternários no litoral do Estado do Paraná. Arquivos de Biologia e Tecnologia, Curitiba, 4: 271-86, estamp. 29 35, figs. 15-16.

- 56 - McKEE, E.D. & STERRET, T.S. - 1961 - Laboratory experiments on form and structure of long shore bars and beaches. In: PETERSON, N.A. & OSMON, G.C. - ed.-Geometry of sandstone bodies. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p.13-28.
- 57 - MARTINS, L.R. - 1967 - Aspectos texturais e deposicionais dos sedimentos praias e eólicos da planície costeira do Rio Grande do Sul. Publicação Especial |da| Escola de Geologia |da| UFRGS. Porto Alegre, 13: 1-102
24 figs., 10 tab., 4 grav.
- 58 - ____ & GAMERMANN, N. - 1967 - Contribuição à sedimentologia da Lagoa dos Patos III - Granulometria da zona norte e média. Iheringia; Geologia. Porto Alegre, 1: 77-86, 3 fig.
- 59 - ____; URIEN, C.M.; EICHLER, B.B. - 1967 - "Distribuição dos sedimentos modernos da plataforma continental sul-brasileira e uruguaia". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21ª, Curitiba. Anais da Sociedade Brasileira de Geologia. p.29-43, 1 map., 3 figs.
- 60 - MEDEIROS, R.A.; SCHALLER, H. & FRIEDMAN, G.M. - 1971 - Fácies sedimentares; análises e critérios para o reconhecimento de ambientes deposicionais. Rio de Janeiro Petrobrás. 124p. |Ciência, Técnica, Petróleo: Secção Exploração de Petróleo. Publ. n.5|
- 61 - MORENO, J.A. - 1961 - Clima do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Secretaria da Agricultura, 42p.
- 62 - MORRIS, R.H. - 1963 - Geologia Geral das quadrículas de Gravataí, Taquara e Rolante, RS, Brasil. Publicação Especial |da| Escola de Geologia |da| UFRGS. Porto Alegre, 5: 1-38.

- 63 - MOTTA, V.F. - 1964 - A questão da correlação entre a esbelteza das ondas do mar e o tipo de perfil de equilíbrio formado em prova. Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Hidráulicas. |Inédito|
- 64 - ____ - 1969 - Relatório-diagnóstico sobre a melhoria e o aprofundamento do acesso pela Barra do Rio Grande. Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, 1969. 114 f.mimeografadas, 30 est. |Inédito|
- 65 - MURRAY, G.E. - 1961 - Geology of the Atlantic and Gulf Coastal Province of North America. New York, Harper and Brothers. 692p. ilustr.
- 66 - NOGUEIRA, P.C. - 1948 - As regiões fisiográficas do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Selbach, 16p., 1 fig.
- 67 - OTTMANN, F.C. - 1965 - Introduction à la géologie marine et littorale. Paris, Masson. 259p. ilustr.
- 68 - OTVOS Jr, E.G. - 1970 - Development and migration of Barrier Islands, Northern Gulf of Mexico. Bulletin of the Geological Society of America, New York, 81: 241-6, 3 fig.
- 69 - ____ - 1970b - Development and migration of Barrier Islands Northern Gulf of México: Reply. Bulletin of the Geological Society of America, N.York, 81:3783-8, 1fig.
- 70 - PENK, A. & BRÜCKNER, E. - 1909 - Die Alpen in Eizaitalter. Leipzig, C.H. Tauchnitz. 3vs.
- 71 - PHLEGER, F.B. - 1969 - "Some general features of coastal lagoons". In: CASTAÑARES, A.A. & PHLEGER, F.B. - Lagunas costeras, un simposio. México, Universidad Nacional Autónoma de México, 1967. p.5-26, 14 figs.
- 72 - PICADA, R.S. - 1970 - Contribuição ao conhecimento do sistema de folhas Coxilha das Lombas: feições morfológi

- cas e depósitos relacionados. Notas e Estudos |da|Escola de Geologia |da| UFRGS. Porto Alegre, 2(1):51-4.
- 73 - PIMENTA, J. - 1958 - A faixa costeira maridional de Santa Catarina. Boletim |da| Divisão de Geologia e Mineralogia. Rio de Janeiro, 176:1-104, 15 est.
- 74 - PINTO, J.F. et alii - 1970 - Geologia da área de Camaquã-RS. Porto Alegre, Instituto de Geociências |da|UFRGS. |Inédito|
- 75 - PRICE, N.A. - 1963 - Origin of barrier chain and beach ridge. Baltimore, |Geological Society of America Special Paper, 73|
- 76 - ____ - 1968a - "Barrier-Beaches and Islands". In: FAIRBRIDGE, R.W.-ed. - The encyclopedia of geomorphology New York, Reinhold Book. p.51-5.
- 77 - ____ - 1968b - "Tidal deltas". In: FAIRBRIDGE, R.W.-ed. - The encyclopedia of geomorphology. N. York, Reinhold Book Co. p.1150-2.
- 78 - ____ - 1968c - "Tidal inlets". In: FAIRBRIDGE, R.W. - ed.- The encyclopedia of geomorphology. N. York, Reinhold Book Co. p.1152-5
- 79 - ____ & WILSON, B.W. - 1956 - Cuspate spits of St. Lawrence Island, Alaska: a discussion. Journal of Geology, Chicago, 64: 94-5.
- 80 - PUTZER, H. - 1953 - Diastrofismo germanótipo e sua relação com o mecanismo basáltico na parte meridional de Santa Catarina. Boletim |da| Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, 2(1): 37-74, 25 figs.
- 81 - ____ - 1957 - Epirogene bewegungen im quartär an der Suedost-Kueste Brasiliens und des Sanbaqui-Problem. Geologische Jahrbuch, Hannover, 25:149-93, est.4-7, 21f.

- 82 - RUELLAN, F. - 1944a - Aspectos geomorfológicos do litoral brasileiro, no trecho compreendido entre Santos e o Rio Doce. Boletim [da] Associação de Geógrafos Brasileiros. São Paulo, 4(5) : 6-12.
- 83 - ____ - 1944b - Evolução geomorfológica da Baía de Guanabara e das regiões vizinhas. Revista Brasileira de Geografia. Rio de Janeiro, 4(4) : 445-508.
- 84 - SANFORD, R.M. & LANGE, F.W. - 1960 - Basin-study approach to oil evaluation of Paraná Miogeosyncline, South Brazil. Bulletin [of the] American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, 44(8) : 1316-70, 24 figs.
- 85 - SHEPARD, F.P. - 1960 - "Gulf Coast Barriers". In: SHEPARD, F.P. et alii-ed. Recent sediments, northwest Gulf of Mexico. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. p.338-44.
- 86 - ____ - 1963 - Submarine Geology. N.York, Harper and Row, 557p.
- 87 - URIEN, C.M. & EWING, M. - 1972 - Marine geology of Southern Brazil-Uruguay and Buenos Aires Continental Shelf. [no prelo]
- 88 - VILLWOCK, J.A. & MARTINS, L.R. - 1972 - Depósitos Lamíticos de Pós-Praia, Cassino-RS. Pesquisas [do] Instituto de Geociências [da] UFRGS, Porto Alegre, 1 : 69-85.
- 89 - ____; MARTINS, I.R. & FORMOSO, M.L.L. - 1971 - "Contribuição ao estudo da mineralogia de argilas dos sedimentos de fundo da Lagoa dos Patos, Rio Grande do Sul, Brasil". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25º, São Paulo.- Resumo e comunicações. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia. p.29-9. [Boletim Especial da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo de S. Paulo, 1]

- 90 - VOGT, H.; GOMES, A.; TRICART, J. - 1960 - Note préliminaire sur la morphologie du cordon littoral actuel entre Tramandaí e Torres, Rio Grande do Sul, Brasil. Cahiers Oceanographiques, Paris, 12.
- 91 - ZENKOVITCH, V.P. - 1959 - On the genesis of the cusped spits along lagoon shores. Journal of Geology, Chicago, 67(3) : 269-77.
- 92 - _____ - 1967 - Processes of coastal development. London. Oliver & Boyd. 738p.
- 93 - _____ - 1969 - "Origin of Barrier Beaches and Lagoon Coast". In: CASTAÑARES, A.A. & PHLEGER, F.B. - Lagunas Costeras, un simposio. México, Universidad Nacional Autónoma de México. p.27-38, 7 figs.