

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**IDENTIFICAÇÃO DO SISTEMA DE PALEODRENAGEM NA
MARGEM CONTINENTAL SUL BRASILEIRA ADJACENTE À
LAGOA MIRIM NO TERCIÁRIO SUPERIOR POR SÍSMICA DE
REFLEXÃO**

JORGE LUIZ BARBOSA DA SILVA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Ricardo Norberto Ayup Zouain

BANCA EXAMINADORA: Prof. Dr. Felipe Antonio de Lima Toledo

Prof. Dr. Lauro Júlio Talliari

Prof. Dr. Iran Carlos Stalliviere Corrêa

**Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para obtenção do
Título de Doutor em Ciências.**

Porto Alegre - Agosto de 2009.

Silva, Jorge Luiz Barbosa da

Identificação do sistema de paleodrenagem na margem continental sul brasileira adjacente à Lagoa Mirim no terciário superior por sísmica de reflexão. / Jorge Luiz Barbosa da Silva. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2009. [215 f.]. il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS - BR, 2009. Orientação: Prof. Dr. Ricardo Norberto Ayup Zouain

1. Paleodrenagem. 2. Plataforma. 3. Sísmica. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca do Instituto de Geociências - UFRGS
Miriam Alves CRB 10/1947

Aos meus filhos:

**Jorge Antônio
Daniela e
Ana Carolina**

*"O rio atinge seus objetivos
porque aprendeu a contornar obstáculos"*

Confúcio

AGRADECIMENTOS

Muitos foram os que me ajudaram a empreender este estudo. Uns silentemente, em pensamento, em orações, outros em conversas, incentivos e mesmo cobranças. As formas de apoio foram muitas, desde o apoio logístico, com softwares, equipamentos, instruções, artigos e discussões sobre o tema, etc.

Primeiramente ao orientador deste trabalho, professor Ricardo Norberto Ayup Zouain, mentor principal do tema e da escolha da área de estudo.

Meu sincero agradecimento ao Professor Nelson Amoretti Lisboa, pelas discussões, pelo apoio incondicional no fornecimento de material sempre relevantes ao tema deste trabalho, desde os primórdios deste estudo. Pela revisão e crítica construtiva. Pelas verdadeiras aulas. Pelo aprendizado em observar geologia de forma global, considerando a geomorfologia e a tectônica.

Ao professor Eduardo Barboza, que começo deste trabalho apoiou com a troca de idéias e material bibliográfico. À geóloga Maria Luiza Câmara que cedeu-me imagens, qualificando este trabalho e reduzindo etapas.

Ao colega de graduação, geólogo da Petrobrás, Desiderio Pires da Silveira, pela demonstração de apoio, cedendo artigos apresentados de sua autoria e indicando seus colegas que atualmente estavam mais embasados nos assuntos referentes a sismografia da Bacia de Pelotas. Também tive apoio dos colegas geofísicos Luis Couto, Paulo Melo e Luis Fontana.

Ao amigo e colega de graduação, geólogo da Petrobrás, Cláudio Vinicius Tagliari, que me convenceu, depois de alguns chopes, a recomeçar este estudo, quando eu já tinha entregado as fichas e desistido do projeto.

Ao geólogo da Petrobrás Celso, e ao geofísico colombiano Luis Castillo pelas primeiras abordagem do tema, quando então fiz o contato inicial com uma linha sísmica. O Luis Catillo foi o responsável diretamente no processo da escolha (entre várias) das cinco linhas da ANP, naquele conturbado laboratório devido ao encerramento do prazo para entrega de Projeto, conseguimos com ajuda das Hostes clicar justamente na linha premiada que continha os Cânions.

Ao colega professor Norberto Dani, mentor dos contatos com os professores pesquisadores da área de estratigrafia, que deram um novo rumo a este trabalho, obtenção das linhas sísmicas e possibilidades de utilização de softwares imprescindíveis.

Ao geólogo Juliano Kuchle, pela orientação no procedimento junto à ANP para a obtenção das linhas sísmicas.

À Associação Nacional do Petróleo (ANP) pela cedência das 5 linhas sísmicas.

Ao professor Claiton Sherer por permitir o uso do laboratório, softwares de sísmica e pelas consultas. Ao professor Michael Holz pelas críticas construtivas, discussões e indicações de bibliografia. À geóloga e pesquisadora Karin Goldberg, do Programa de Geologia do Petróleo/ IGEO/UFRGS, pela permissão e apoio com relação ao uso do GeoGraphix. À acadêmica Fabiane Wiederkehr pelo ensino do uso do software GeoGraphix, por todo o auxílio nas diferentes etapas que vão desde o carregamento das linhas até o processamento das mesmas. Essa etapa contou também com o auxílio do geólogo da Petrobrás Sérgio Cirino

Ao colega professor Jair Weschenfelder pelo incentivo e pelas bibliografias cedidas. Ao colega professor Ricardo Baitelli, pelo incentivo, pela cedência do CD com a famosa tese do Fontana. Ao colega professor Iran Corrêa pelas bibliografias emprestadas e esclarecimentos. À doutoranda Lisiane Guimarães pela força com relação a bibliografia sobre a porção continental da Bacia de Pelotas.

Ao colega professor Jeferson Cardia Simões pelo material cedido sobre glaciações. E ao colega prof. Heinrich Frank pelas imagens e material bibliográfico. Ao colega professor Henrich Hasenak pela cedência dos *shapes* files sobre a drenagem do RS e sobre a idéia de utilizar relevos de sombras como identificador da drenagem.

À Liselena pela atenção e zelo para com nossos filhos durante este longo período do desenvolvimento deste trabalho.

À Gabi pelo apoio nesta fase final, pelo incentivo e cobrança, pelo suporte de "rita" que me fez ter coragem e enfrentar noites inteiras escrevendo neste deserto Campus do Vale. E pela manhã tinha as vezes que atenciosamente corresponder aos meus queridos 30 alunos de Topografia. Ao Professor Luís Fernandes pela fundamental colaboração no Abstract.

À geógrafa Michele Monguihott, à colega professora Patrícia Scalco e ao acadêmico de Engenharia Cartográfica Álvaro Perini pelo inestimável ensinamentos sobre o uso do ARCGIS. Ao engenheiro cartógrafo Ildo Parnow pelos diversos socorros em informática.

À geóloga Thais de Souza Kazmierczak, com apoio do prof. Farid Chemale, que do nada ofereceu aquele curso de dois dias do software PETREL, verdadeira salvação da lavoura, naquela altura do campeonato, ou seja, janeiro de 2009.

A todos que ao indagar, ouviram aquela frase em resposta "acredito que no próximo mês.....semestre.....ano" e ficaram frustrados, tristes.....com o passar do tempo. Mas agora lhes afirmo finalmente..... "foi".

Obrigado ao Criador....por tudo.....e pela oportunidade de aprender passo a passo.

RESUMO

Sete linhas sísmicas de reflexão com alta penetração e baixa resolução, sendo seis paralelas e uma perpendicular à linha de costa, situadas ao sul da Plataforma Sul-rio-grandense foram analisadas com objetivo de encontrar feições indicativas de paleodrenagem. No intervalo Oligoceno Superior-Mioceno Inferior foram detectados dois cânions submarinos localizados na borda do talude atual. A origem dos cânions foi associada à presença de drenagem na plataforma em regime de mar baixo, com o deslocamento do depocentro para a região da plataforma externa-talude superior o qual provocou instabilidade, início de movimentos de massas e nucleação dos cânions. A queda estática do nível do mar foi associada a glaciação miocênica de 23,8 Ma. Um dos cânions foi vinculado à rede de drenagem do sistema sul-leste. Este sistema de drenagem foi um dos responsáveis pelo processo de denudação da Depressão Periférica do RS e também um dos principais meios de transporte e supridor de sedimentos da base do pacote sedimentar Cone do Rio Grande. O outro cânion está relacionado a um sistema de drenagem sudeste associado ao sistema drenagem com direção nordeste proveniente do Uruguai, cujas convergências das projeções se encontram no Baixo do Taim. Não foram encontradas evidências dessas duas paleodrenagens nas linhas sísmicas a oeste dos cânions, pois o ingresso ocorreu por *bypass* sedimentar. Foram encontradas nas linhas da plataforma feições sísmicas mostrando evidências de paleodrenagens no Mioceno Médio a Superior, Mioceno Superior e Plioceno. No Mioceno Médio a Superior o evento tectônico do soerguimento andino causou o basculamento em direção às terras altas com reflexos nas bacias sedimentares próximas. Ao aumentar a inclinação do terreno, a drenagem escavou mais profundamente na plataforma, mantendo a morfologia do canal pouco afetada pelos processos energéticos destrutivos da ação das ondas, quando da instalação dos estágios transgressivos subsequentes. Os rebaixamentos do nível do mar foram constatados nas curvas eustáticas de curta duração para a Bacia de Pelotas, Abreu (1989), e nas curvas globais de Haq et al. (1987), nos andares Serravaliano e Tortoniano (Mioceno Médio-Superior) e no Messiniano (Mioceno Superior). Esses eventos podem ser associados respectivamente à expansão leste e oeste do manto de gelo antártico, (Zachos et al.2001). Foi verificado que no Mioceno Médio-Superior as paleodrenagens propostas do Oligoceno Superior-Mioceno Inferior se mantiveram, mas houve um pequeno deslocamento para norte. Observou-se no Mioceno Superior-Plioceno um conjunto de importantes paleovales, ao sul da área de estudo. Mostram empilhamento sucessivo de cinco feições e migração para norte. Sugere-se que estes paleovales sejam um testemunho da presença do Rio da Prata na Plataforma Sul-rio-grandense.

ABSTRACT

Palaeodrainage features of the southern Brazilian shelf were investigated with the help of seven seismic lines being six of them parallel and one of orthogonal to the coast line. Two submarine canyons of Upper Oligocene to Lower Miocene age were recognised along the edge of the present continental rise. The origin of these canyons was ascribed to the presence of the palaeodrainage system in the continental shelf during early lowstand. The shift of the depocenter location towards to the outer edge of the continental shelf / upper part of the continental rise is responsible for the instability triggering mass movements and nucleation of the canyons. The eustatic sea level fall was assigned to Miocene glaciation of 23.8 My. One of the canyons was related to drainage system that combines southward and eastward directions. This drainage system was responsible for denudation of the Depressão Periferica of Rio Grande do Sul State and with development towards the south of the nowadays Patos Lagoon and supplied the transported sediments to form the Cone de Rio Grande. The other canyon is related to a drainage system coming from southeastward in Brazil and from northeast in Uruguay. The projections of these drainage systems seem to converge to Baixo do Taim where there is a subsidence of the granitic basement. The lack of evidence of these two palaeodrainage in the seismic lines indicates that the income of sediments was controlled by sedimentary bypass as a function of the similar declivity between the coastal zone and the shelf which formed channels of small magnitude. Evidences of paleodrainage were found in the interpretation of seismic lines of the shelf during the upper and middle Miocene and Pliocene. During middle and upper Miocene times tectonic uplift of the Andes produced a tilt in opposite direction away from the resultant highland that promoted erosion processes and increasing depths of the paleovalleys. That increase the depth of the valleys was one of the reasons for its preservation by wave action during the following transgression. Evidence of low sea levels episodes are given by the short-term eustatic curves from Pelotas basin (Abreu 1989) and the short-term eustatic curves of Haq et al.(1987) for the the Serravalian and Tortonian stages as well as for the Messinian stage (Upper Miocene) that according to Zachos et al. (2001) were related to E and W expansion of the polar icesheet. Both palaeodrainages of upper Oligocene to lower Miocene kept their orientation during middle to upper Miocene, but there was a slight shift towards the north. During upper Miocene times the palaeodrainage coming from the South along the nowadays position of the Mirim Lagoon had its length shortened as it is only represented in the inner shelf. Evidence for the former existence of palaeovalleys related to the former presence of La Plata River in the southern segment of the area studied are given by five overlaid channel features showing northwards migrations.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	iii
RESUMO.....	vi
ABSTRACT.....	vii
LISTA DE FIGURAS.....	xiii
1- INTRODUÇÃO.....	1
1.1 - Objetivos.....	2
1.2 - Hipótese de trabalho.....	4
2 – METODOLOGIA, FUNDAMENTOS E CONCEITOS BÁSICOS.....	7
2.1 - Descrição técnica das linhas sísmicas.....	9
2.1.1 - Sistema de aquisição.....	9
2.1.2 - Descrição das características dimensionais das linhas estudadas.....	9
2.2 Sísmica de Reflexão.....	10
2.2.1 - Sismograma	12
2.2.2 - Técnica de aquisição dos dados	12
2.2.3 - Processamento dos dados	13
2.2.3.1 – Edição	14
2.2.3.2 - Filtragem	14
2.2.3.3 - Correção Estática	14
2.2.3.4 – Deconvolução	14
2.2.3.5 - Correção dinâmica ou do <i>normal-move-out (nmo)</i>	14
2.2.3.6 - Empilhamento (<i>stacking</i>)	14
2.2.3.7 - Migração	14
2.2.3.8 - Conversão T - Z	15

2.2.3.9 - Alteração de Cores e Realce	15
2.2.4 - Resolução sísmica.....	16
2.2.5 - Interpretação dos dados sísmicos	17
2.2.5.1 - Correlação geológica-geofísica	18
2.2.5.2 - Estrutural e estratigrafia	18
2.2.5.3 - Sismoestratigrafia	18
2.3 - Reflexões sísmicas	21
2.3.1 - Padrões das terminações das reflexões	22
2.3.2 - Fácies sísmicas	26
2.3.3-Variações relativas do nível do mar interpretadas através de indicadores sismoestratigráficos	36
2.3.4 - Aplicação da Sismoestratigrafia no reconhecimento de feições deposicionais associadas a fluxos gravitacionais em ambientes marinhos profundos.....	40
2.4 - Caracterização do sistema fluvial e a drenagem	42
2.4.1 – A formação do canal	42
2.4.2 - Regime de fluxo fluvial.....	43
2.4.3 - Canais dos Rios	45
2.4.4- Ambiente de sedimentação fluvial.	53
2.4.5 - Bacia de drenagem e hierarquia fluvial	55
2.4.6 - Forma da rede de drenagem	56
2.4.7 - Classificação genética dos cursos d`água	57
2.4.8 - Padrões de Drenagem	59
2.4.9 - Drenagem subterrânea e a morfologia marinha.....	59
2.5 - Elementos conceituais básicos.....	61
2.5.1 - Variações do nível do mar.....	61
2.5.2 - Eustasia.....	61
2.5.3 - Subsidência.....	62
2.5.4 - Ciclos de Variação do Nível do Mar.....	62
2.5.4.1 - Ciclos de terceira ordem.....	63

2.5.4.2 - Ciclos de 4 ^a e 5 ^a ordens.....	64
2.5.4.2.1- Os ciclos de Milankovitch.....	65
2.5.5- Estratigrafia de Sequências.....	66
2.5.6 - Trato de sistemas.....	66
2.5.6.1 - Trato de sistemas de nível baixo inicial (<i>early lowstand</i>).....	69
2.5.6.2 - Trato de sistemas de nível baixo tardio (<i>late lowstand</i>).....	70
2.5.6.3 - Trato de sistemas transgressivo (<i>transgressive</i>).....	72
2.5.6.4 - Trato de sistemas de mar alto (<i>highstand</i>).....	74
2.5.7 - Perfil longitudinal de uma seqüência marinha idealizada.....	76
2.5.8 - Perfil transversal de uma seqüência fluvial típica idealizada.....	76
2.5.9 - Curvas Globais	77
2.5.10 - Vales Incisos.....	79
2.5.10.1 - Fisiografia do sistema de vales incisos.....	80
2.5.10.2 - Preenchimentos simples e composto dos Vales Incisos.....	81
2.5.10.3 - Modelo para o preenchimento simples do vale inciso.....	81
2.5.10.3.1 - Segmento 1	82
2.5.10.3.2 - Segmento 2	82
2.5.10.3.3 - Seguimento 3	86
2.5.11- Trabalhos relacionados com o tema da tese.....	87
3 - CONTEXTUALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	97
3.1 - A bacia de Pelotas.....	97
3.2 - Evolução Tecto-Sedimentar	98
3.2.2 - Fase de soerguimento crustal (intumescência)	99
3.2.3 - Fase trafofônica	99
3.2.4 - Fase de transição	99
3.2.3.1 – Eoaptiano	100
3.2.3.2 – Neo-Aptiano	102
3.2.4 - Fase de migração	103
3.2.4.1 – Albiano-Cenoniano	103

3.2.4.2 – Turoniano ao Recente	105
3.3 - Tectônica da Bacia de Pelotas	107
3.3.1 - Arcabouço estrutural	108
3.3.1.1 - O alto externo	110
3.3.1.2 - As Calhas de Ruptura da crosta	110
3.3.1.3 - A Charneira.....	110
3.3.1.4 - Estruturação no limite com a plataforma de Florianópolis	111
3.3.1.5 - O baixo de Mostardas	112
3.4 - Estratigrafia da Bacia de Pelotas	113
3.5 - Porção emersa da Bacia de Pelotas	122
3.5.1 - Geomorfologia	122
3.5.2 - Sistemas deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS).....	123
3.6 – Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas no Neogeno.....	129
3.6.1 - Sequência Oligoceno Superior - Mioceno Inferior.....	129
3.6.2 - Sequência Mioceno Inferior - Mioceno Médio.....	131
3.6.3 - Sequência Mioceno Médio - Mioceno Superior (Mioc Med - Mioc Sup)	132
3.6.4 - Sequência Mioceno Superior – Plioceno	134
3.6.5 - Sequência Plioceno-Holoceno	136
3.7 - Condições do clima no Terciário	137
3.7.1 - O clima no Paleoceno	138
3.7.2 - O clima no Eoceno	138
3.7.3 - O clima no Oligoceno	139
3.7.4 - O clima no Mioceno	140
3.7.5 - O clima no Plioceno	143
3.8 - Tectônica e drenagem na América do Sul no Cenozóico	144
3.8.1 - Esboço do desenvolvimento da drenagem no Rio Grande do Sul.....	151

4 - EVIDÊNCIAS DE PALEODRENAGEM AO SUL DA MARGEM CONTINENTAL SUL-RIO-GRANDENSE REALÇADAS POR SÍSMICA DE REFLEXÃO E SUAS RELAÇÕES COM A DRENAGEM CONTINENTAL.....	156
4.1 - Feições sísmicas do Oligoceno Superior- Mioceno Inferior.....	157
4.1.1 - Hipótese 1.....	163
4.1.2 - Hipótese 2.....	169
4.1.3 -Hipótese 3.....	172
4.1.4 - A drenagem continental atual no Estado do RS e as feições sísmicas do Oligoceno Superior-Mioceno Inferior.....	173
4.1.5 - Os cânions submarinos da linha 032-484 e o pacote de sedimentos do Cone do Rio Grande.....	177
4.2 - Feições sísmicas do Mioceno Médio ao Plioceno (N630 - N640- N670).....	180
4.2.1 - Análise ds feições sísmicas do Mioceno Médio a Superior (N630), Mioceno Superior (N640) e Eoplioceno (N670).....	184
5 - CONCLUSÕES.....	194
6 - REFERÊNCIAS	198

LISTAGEM DAS FIGURAS

Figura 1.1 - Planta de situação da área de estudo.....	2
Figura 1.2- Localização das linhas sísmicas 2 D na área de estudo.....	4
Figura 2.1-Representação gráfica esquemática de modelo de aquisição sísmica	11
Figura 2.2 - Técnica do Common Mid Point que consiste em amostrar diversas vezes um mesmo ponto.....	13
Figura 2.3 - Na parte superior um sismograma adquirido com Common Dept Point e processado com empilhamento (stacking). Na parte inferior, a técnica da migração utilizada para melhorar a continuidade estrutural.....	15
Figura 2.4- Realce dinâmico de um sismograma com variações gradacionais de cores, onde o ciano foi adicionado às altas amplitudes positivas e o amarelo às altas amplitudes negativas.....	16
Figura 2.5 (A) - Imagem da linha sísmica 0231-0484 da área do trabalho.(B) - Aplicação de técnica de realce na imagem A, com aumento do contraste.....	17
Figura 2.6 - Relação de estratos numa seqüência, em função da terminação de refletores, segundo Della Favera (2001).....	20
Figura 2.7 - Conceito de seqüência deposicional. 2.7a - seção estratigráfica esquemática representando uma seqüência limitada pelas superfícies AA' (base)BB' (topo), marcadas com base nos padrões de terminações dos estratos indicativos de discordâncias ou de conformidades correlatas.2.7b - seção cronoestratigráfica na qual as superfícies deposicionais de 1 a 25 são consideradas como linhas de tempo isócronas, apresentando os hiatos não deposicionais e erosivos(modificada de Mitchum Jr. et al., 1977 a).....	23
Figura 2.8 - Representação dos padrões de terminações dos estratos nos limites superior e inferior de uma seqüência deposiciona, modificada de Mitchum Jr. et al.(1977 a)...	24
Figura 2.9- Padrões de configurações das fácies sísmicas (modificada de Mitchum Jr. et al., 1977 a).....	28
Figura 2.10 - Geometrias externas de algumas unidades de fácies sísmicas (modificada de Mitchum Jr. et al. 1977 b).....	31

Figura 2.11 - Padrões de configuração interna e geométrica de algumas fácies sísmicas em motiforma (modificada de Mitchum Jr. et al. 1977 b).....	33
Figura 2.12 - Alguns padrões de configurações internas de reflexões de fácies sísmicas de preenchimento (modificada de Mitchum Jr. et al. 1977 b).....	34
Figura 2.13 - Tipos de fácies sísmicas de plataforma, margem de plataforma/talude progradante e talude/fundo de bacia (modificada de Sangree & Wildmier, 1977 apud Severiano Ribeiro , 2001).....	35
Figura 2.14 - Subida relativa do nível do mar, tendo como indicador o onlap costeiro (modificada de Vail et al., 1977 a).....	37
Figura 2.15 - Esboço demonstrativo do deslocamento da linha de costa (transgressão e regressão) junto à variação do empilhamento estratigráfico (retrogradacional, progradacional e agradacional) em função do aporte de sedimentos terrígenos (taxa de suprimento sedimentar) durante um subida do nível do mar, segundo Vail et al., 1977 a).....	38
Figura 2.16 - Representação da linha de costa em transgressão-regressão em função do aporte de sedimentos terrígenos durante uma subida relativa do nível do mar ressaltando as relações de profundidade na faciologia dos sedimentos.(modif. de Vail et al., 1977 a).....	39
Figura 2.17 - Propriedades do canal relevantes para a característica do fluxo, modificada de Summerfield (1991)	44
Figura 2.18 -.Principais tipos de canais: a) escavado no assoalho rochoso, b) canal semi controlado e c) canal aluvial, segundo Allen (1984).....	46
Figura 2.19 - Imagem 3D do rio Waimakariri, Nova Zelândia, com canal do tipo entrelaçado, fonte Google Earth.....	48
Figura 2.20 - Imagem 3D do canal tipo anastomosado do Rio Congo, fonte GoogleEarth	49
Figura 2.21 a) mudanças na forma da seção transversal do canal com locais de erosão e deposição, b) movimento da água na curva do canal e o esforço exercido associado no material do fundo do canal (Allen, 1970 segundo Summerfield 1991).....	50
Figura 2.22 - Desenvolvimento de depressão e soleira e sua relação com morfologia do canal meandrante. A) erosão e acresção no leito do canal correspondendo a zonas de fluxo rápido e lento. B)transformação de canal reto a meandrante em relação ao espaço da depressão. Modificado de Richards (1982), apud Summerfield(1992).....	52
Figura 2.33- Visualização do em planta e em perfil do canal fluvial meandrante, (modificada de Keller & Melhorn , 1998)	53

Figura 2.24 - Visualização em 3D das principais fácies sedimentares do sistema fluvial, modificada de Allen, 1964.....	54
Figura 2.25 - Hierarquia da rede da drenagem segundo Strahler e Shreve	55
Figura 2.26 - Principais propriedades da forma da rede de drenagem, segundo Soares & Fiori (1976).....	57
Figura 2.27 - Classificação genética dos rios e sua relação com a estrutura da rocha. Convenções: c - rio consequente; s - rio subsequente; o - rio obsequente e i - rio insequente, conforme Ricci e& Petri (1965).....	58
Figura 2.28 - Principais padrões de drenagem, modificada de Colwell (1975).....	60
Figura 2.29 - Três causas para a ciclicidade de Milankowitch: excentricidade, obliquidade e precessão, modificado de Imbrie & Imbrie, (1979).....	69
Figura 2.30 - a. Mar do Caribe e b. no Atlântico equatorial . Na parte inicial do registro (antes de 3.2 Ma atrás) a média de ¹⁸ O é baixa e as oscilações são de uma pequena amplitude relativa. Isto é indicativo de condições de um aquecimento global sem a presença de mantos de gelo no hemisfério Norte. Há 2.7 Ma ambos os valores das oscilações e a média são grandes, com uma periodicidade de 40 Ma. Depois de 0.8 Ma a maior oscilação ocorre com periodicidade de 100 Ma, segundo Lambeck et al.(2002).....	71
Figura 2.31 - Sequências, trato de sistemas e superfícies estratigráficas definidas em relação ao nível base e curvas de transgressão e regressão.(MRS- superfície de máxima regressão, SU- não conformidade subaérea, MFS- superfície de máxima inundação, DS - sequência deposicional, GS- sequência estratigráfica genética e TR- sequência transgressiva – regressiva, conforme Catuneanu (2006).....	72
Figura 2.32 - Trato de sistema de nível baixo inicial, conforme Van Wagoner et al. (1990).....	74
Figura 2.33 - Trato de sistema de mar baixo tardio, segundo Van Wagoner et al. (1990).....	75
Figura 2.34 - Trato de sistemas de mar transgressivo, conforme Van Wagoner et al. (1990).....	77
Figura 2.35 - Trato de sistemas de mar alto, de acordo com Van Wagoner et al. (1990).....	79

Figura 2.36 - Perfil longitudinal de uma sequência marinha idealizada, conforme Rhee (2006), modificada de Van Wagoner et al. (1988).....	80
Figura 2.37 – Perfil transversal de uma sequência fluvial típica perpendicular ao eixo do canal, (Rhee, 2006, modificada de Ethridge et al, 1998).....	81
Figura 2.38 - Curva de variação do nível relativo do mar aplicada ao Neogeno e final do Paleogeno simplificada de Haq et al., (1988).....	82
Figura 2.39 - Fisiografia dos vales incisos conforme Zaitlin et al. (1994).....	84
Figura 2.40 - Vales incisos com preenchimento simples(A) e composto (B), segundo Zaitlin et al. (1994).....	84
Figura 2.41 - Rede de erosão pelo fluxo de material, conforme Beaubouef et al. (1999).....	85
Figura 2.42 - Sequência de etapas mostrando inicialmente o transpasse do sedimento com erosão e após o início da deposição do material sedimentar, segundo Beaubouef et al. (1999).....	86
Figura 2.43 - Sistema de vale inciso mostrando sua evolução durante um ciclo completo de variação do nível do mar, Zaitlin et al. (1994).....	88
Figura 2.44 - Preenchimento do vale inciso por sucessões verticais de diferentes ambientes deposicionais de acordo com Zaitlin et al. (1994).....	89
Figura 2.45 - Mapa da circulação do Rio de la Plata anterior a 14 000 anos, com nível do aproximadamente 170 m e elementos morfológicos, conforme Urien, Martins & Martins (1980).....	93
Figura 2.46 - Sequências evolutivas da plataforma continental de 7.000 anos até o presente. Evidenciando a projeção na plataforma dos rios da Prata, Jaguarão, Piratini, Camaquã e Jacuí (Corrêa, 1990).....	95
Figura 2.47 - Seção sísmica da Bacia de Pelotas mostrando canal alimentador ao nível do Mioceno Superior-Plioceno., Fontana (1990).....	96
Figura 2.48 - Modelo da evolução tectono-vulvano-sedimentar da margem continental da Bacia de Pelotas, segundo Fontana(1996).....	97
Figura 2.49 - Paleodrenagem da Fase II, representando condições ocorridas durante o estágio intermediário de rift do Neocomiano ao Turoniano com máxima sedimentação, conforme Ayup-Zouain et al. (2002).....	98
Figura 2.50 - Registro do levantamento sísmico do refletor com estrutura acanalada interpretada como paleocanal, segundo Abreu & Calliari (2005).....	100

Figura. 3.1 - Situação, fisiografia e estruturas principais da Bacia de Pelotas, modificada de Urien e Martins (1978).....97

Figura 3.2 - Evolução tectônica esquemática da margem leste brasileira: SS - sistema de blocos falhados com basculamento sintético; AS - sistema de bloco blocos falhados com basculamento antitético; E - alto externo; GC - graben central; Z- zona de inversão; CC - crosta continental; CO - crosta oceânica; CMA - cadeia meso- atlantica; PA - placa africana; PSA - placa sul americana; I - evaporitos Ibura; P - evaporitos Paripueira; NL - nível do lago ; NM - nível do mar e ME - migração de ambientes evaporíticos, modificada de Ojeda(1981).....98

Figura 3.3 - Esboço paleogeográfico no final do Eocretáceo (pré-aptiano). Deposição flúvio- deltaico-lacustrina ao norte do alinhamento Rio Grande Walvis (RGW); deposição marinha ao sul. CO - crosta oceânica, (Ojeda, 1981).....100

Figura 3.4 - Esboço paleogeográfico no final do Eoaptiano. Deposição clástica- flúvio-deltaica e evaporitos, ao norte da cadeia RGW; deposição marinha(M) e crescimento de crosta oceânica (CO), ao sul; NM - ambiente não marinho; M - ambiente marinho; e P - bacia evaporítica Paripueira, segundo Ojeda(1981)101

Figura 3.5- Esboço paleogeográfico no final do Neo- aptiano. Deposição clástica- flúvio-deltaica na margem equatorial e evaporito na margemleste brasileira, ao norte do alinhamento RGW; deposição marinha(M) e crescimento de crosta oceânica (CO), ao sul; NM - ambiente não marinho; M - ambiente marinho; e I - bacia evaporítica Ibura, (Ojeda, 1981).....102

Figura 3.6 - Esboço paleogeográfico no final do Albiano-Cenomaniano. Fase de migração continental. Deposição clástica-carbonática dominante. P - distribuição de evaporitos Paripueira. CMO - cadeia Meso Atlântica, AL - alinhamento estrutural e ZF - zona de fratura oceânica, (Ojeda 1981).....104

Figura 3.7 - Esboço paleogeográfico no final Mioceno. Fase de migração continental, com crescimento da crosta oceânica, deposição clástico-carbonática. M - ambiente marinho, AL - alinhamento estrutural, ZF - zona de fratura oceânica e CO - crosta oceânica, Ojeda(1981).....106

Figura 3.8-.Mecanismo de basculamento e ruptura da crosta e sua erosão subsequente, segundo Gonçalves et al. (1979).....109

Figura 3.9 - Carta de localização das principais formas geológicas da margem continental do Rio Grande do Sul (Villwock, 1984 & Correa, 1987).....112

Figura 3.10 -.Unidades cronoestratigráficas da Bacia de Pelotas conforme de Ojeda & Silva (1975) e Correa (1987).....114

Figura 3.11 A e B - Carta estratigráfica da Bacia de Pelotas, modificada de Dias et al. (1994).....	117
Figura 3.12- Mapa geológico simplificado da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (conforme Tomazelli e Vilwock, 1996).....	125
Figura 3.13 - Perfil esquemático transversal aos sistemas laguna-barreira aproximadamente na latitude 30° sul. A curva isotópica de oxigênio (Imbrie et al., 1984) inserida no desenho correlaciona as barreiras com os últimos picos da curva (segundo Tomazelli, 2000).....	126
Figura 3.14 - Localização dos poços de sondagens, segundo Fontana (1996).....	130
Figura 3.15 - Registros globais de isótopos de oxigênio e carbono de mar profundo de com base em dados compilados a partir de mais de 40 sites DSDP e PDO. As seções sedimentares das quais os dados foram gerados são classificadas como pelágicas com litologias que são predominantemente de granulação fina e ricas em carbonatos (50%), conforme Zachos et al. (2001).....	137
Figura 3.16 - Reconstrução do oceano sul e a circulação da água de fundo sugerida durante o Eoceno Inferior (53 Ma). Uma elevação se formou ente a Austrália e a Antártica anunciando o início da deriva da Austrália para norte, segundo Kennet (1977).....	139
Figura 3.17 - Sucessivas posições da Austrália relativa à Antártica a medida que a Austrália se movia para norte durante o Cenozoico. A área pontilhada representa a elevação da Tasmânia, (Kennet, 1977)	140
Figura 3.18 - Reconstrução do oceano sul e circulação das águas de fundo no limite Paleogeno-Neogeno. A Austrália e a elevação da Tasmânia Sul estão agora bem separadas da Antártica, e o Estreito de Drake está aberto. A desobstrução das massas de terra, a esse tempo, permitiu a formação do sistema de circulação de massas de água circum -Antártica, (kennet, 1980).....	141
Figura 3.19 - Plumas termais e drenagem gondwânica.....	144
Figura 3.20 - Padrão de drenagem no sudeste da América do Sul com a pluma superimposta, exceto ao sul, próximo a Porto Alegre. A drenagem de flanco de domo é predominante, (modificada de Cox, 1989).....	145
Figura 3.21 (A) - Drenagem para o Pacífico (em negro) e as maiores bacias de drenagem, todas direcionadas para o Atlântico e para o Caribe. (B) - Principais elementos tectônicos, (conforme Potter, 1997).....	146
Figura 3.22 - Soerguimentos, aulacóginos e riftes relacionados com a abertura do Atlântico, modificada de Lisboa et al. (2001).....	147

- Figura 3.23 - Drenagem no continente sul americano demonstrando forte assimetria conforme Potter & Hamblin (2006).....148
- Figura 3.24 - Relação parcial de eventos tectono-sedimentares que afetaram a evolução das . bacias sedimentares brasileiras no Cenozóico, adaptada de Almeida (1969), figura modificada de Zalan, 2004.....150
- Figura 3.25 - Diagrama mostrando os principais pulsos de atividades tectônicas e magmáticas do Cenozóico, reconhecidas nos Andes peruanos (adaptada de Noble et al., 1990, apud Fontana 1996).....151
- Figura 3.26 - Relações genéticas da drenagem do Rio Grande do Sul com o Soerguimento do Uruguai, segundo Lisboa et al. (2001).....154
- Figura 4.1 - Situação do cânion 1 em relação a linha 0231- 0484 e ao Cone do Rio Grande.....157
- Figura 4.2 - Imagem em tons de cinza não interpretada do cânion 1, na linha sísmica 0231-484.158
- Figura 4.3 - Cânion 1 com a sua superfície limite interpretada.....158
- Figura 4.4 - Dimensões do cânion 1. Largura do cânion na imagem = 7690m. T1= 268 milissegundos e T2=192 milissegundos. Considerando que o tempo sísmico é duplo e adotando uma velocidade sísmica média = 1700 m/seg para os sedimentos. Estima-se a profundidade em relação ao tempo T1 como 227,80 metros e para o tempo T2 como 163,20 m. Resultando uma profundidade total de 391 metros.159
- Figura 4.5 - Localização do cânion 2 da linha 0231-484 e em relação ao Cone do Rio Grande.....159
- Figura 4.6 - Imagem do cânion 2 da linha sísmica 0231-484 com palheta colorida.....160
- Figura 4.7 - Dimensões do cânion 2. Largura na imagem = 8476 metros. Profundidade estimada baseada no tempo duplo de 340 milissegundos e velocidade da onda sísmica nos sedimentos de 1700 metros/segundo, em 289 metros.....160
- Figura 4.8 - Diagrama esquemático de erosão e preenchimento de um cânion submarino em um talude deposicional clástico. As setas indicam as modificações comuns do caminho evolucionário completo (modificado de Galloway, 1998).....162
- Figura 4.9 - Curvas eustáticas de longa e curta duração para o Terciário Médio e Superior, em destaque as variações da Bacia de Pelotas no Chattiano e Eoaquitiano, modificada de Abreu (1998).....164

- Figura 4.10 - Elementos que compõem o sistema turbidítico incluindo cânion submarino e feições de canal abandonado, áreas de depósitos de overbank e lóbulos, cicatrizes de deslizamentos, resultando em depósitos de movimento de massa modificada de Normark et al. (1993).....164
- Figura 4.11 - Em primeiro plano linha 0034-0225, com refletores plano paralelos na região frontal aos cânions da linha 0231-484 assinalados em preto em segundo plano. A seta indica a direção do norte da quadrícula.....166
- Figura 4.12 - Linha 034-0225 em primeiro plano, 031-484 em segundo e 0239-370 em interseção.....166
- Figura 4.13 -. Fotografia aérea oblíqua mostrando o prisma costeiro de mar alto de idade pleistocênica, que se dispõe por detrás e a cima da linha de costa de regressão forçada do Great Salt Lake, Utah. A seta branca localiza a incisão fluvial a qual limita o prisma de mar alto. A profundidade da incisão decresce para jusante (pendente abaixo) a medida que o gradiente da terreno se torna em equilíbrio com o perfil do grade fluvial, para além do sopé do prisma de mar alto, modificada de Catuneanu (2006).....168
- Figura 4.14. (A) - Plataforma e perfil fluvial em equilíbrio de declividades, propiciando zonas de canal bypass na plataforma. (B) - Plataforma com declividade superior ao perfil fluvial gerando vales incisivos, modificada de Catuneanu (2006)..... 169
- Figura 4.15 - Bloco diagrama, sem escala, mostrando cânions submarinos que se desenvolvem por escorregamentos em borda de plataforma deformada tectonicamente, segundo Peres (1993).....171
- Figura 4.16 – Localização em superfície do principais vetores de drenagem atuais no Estado do Rio Grande do Sul.....175
- Figura 4.17 - Principais vetores de drenagens alimentadores dos cânions. O cânion 1 foi suprido pela drenagem sudeste e pela drenagem provinda do Uruguai. E o cânion 2 teve como fonte supridora as drenagens provindas do sistema sul-leste.....177
- Figura 4.18 - Divisões morfológicas do modelo de depósito de turbiditos abastecidos por cânion, modificado de Normark (1978).....179
- Figura 4.19 - Localização das linhas 0239-0370 (dip) e 0231-0484 (strike) em interseção.....178

Figura 4.20-(A) Cena da linha 0239-370 não interpretada e (B) interpretada: indicando paleos plataforma, talude e bacia, de idade Oligoceno-Mioceno e posição da linha 0231-0484.....178

Figura 4.21 - Imagem sísmica da interseção das linhas 0239-0370 à esquerda e 0231-0484 à direita. A linha verde identifica a superfície refletora de idade Oligoceno Superior -Mioceno Inferior dos cânions (linha 0231-0484) e plataforma e talude (linha 0239-0370).....180

Figura 4.22 - Feições de paleodrenagem da linha sísmica 0034-0002 identificados por Silveira & Azambuja Filho(2000). A linha vermelha representa a zona de nanofóssies N630 com idade Mioceno Médio a Superior. E a linha verde a zona N640 com idade Mioceno Superior . (L2A=canal A da linha 0002 e L2B=canal B da linha 0002).....181

Figura 4.23 - Feições de paleodrenagem da linha 0034-0005 observados por Silveira & Azambuja Filho (2000). (L5A= canal A da linha 0005 e L5B=canal B da linha0005).....182

Figura 4.24 - Paleodrenagem L 4 da linha 0034- 0004 conforme Silveira & Azambuja Filho(2000).A linha azul representa a zona de nanofósseis N670, Neoplioceno.....182

A figura 4.25 - Localização das feições de paleodrenagens identificadas de idade Mioceno Médio-Superior ao Plioceno nas linhas sísmicas da plataforma.....183

Figura 4.26- Feição de paleodrenagem L2A de idade Mioceno Médio a Superior (N630), da linha 00034-0002.....184

Figura 4.27 - Feição de drenagem L2A da linha 00034-0002 interpretada. Largura de 3500m e profundidade estimada de 70,55 m.....184

Figura 4.28 - Interpretação da feição de paleodrenagem L2B de idade Mioceno Médio a Superior. Largura de 4300 metro , profundidade estimada de 62.9 metros.....185

Figura 4.29 - Feição L5A interpretada, mostrando dois vales com larguras de 2250 e 2400 metros. A profundidade estimada do vale mais profundo é 63,75 metros.....185

Figura 4.30 -Feição de paleodrenagem L5B, interpretada com largura de 2200m e profundidade de 71,40 metros.....186

Figura 4.31 - Imagem sísmica das feições de paleodrenagem da linha 0034-0004....186

Figura 4.32 - Feições de paleodrenagens da linha 0034 - 0004 interpretados. Destacando a migração temporal para norte ao longo da linha sísmica que tem disposição paralela à linha de costa atual.....187

Figura 4.33 - Apresentação das feições de paleodrenagem da linha 0034 - 0004 com extensões. As larguras dos vales superiores são de 7080 e 6500 metros, e as profundidades estimadas em 110,5 e 112,2 metros respectivamente. As três feições inferiores são do Mioceno Superior (N 640) e as duas superiores do Plioceno (N 670).....187

Figura 4.34 - Vista superior e perfil transversal de três situações diferentes na plataforma, (a) declive da plataforma é suave e produz um leque deltaico, (b) declividade da plataforma é similar à declividade da zona costeira e o canal se estende ao longo da plataforma construindo diques marginais e sendo submetido a processos de avulsão e (c) a declividade da plataforma é acentuada, a incisão ocorre deixando pequenos canais preenchidos e sobrepostos acima da incisão.....189

Figura 4.35 - Imagem sísmica da linha 0228-310, dip, aproximadamente perpendicular à atual linha de costa mostrando um graben, G310. A linha vertical escura corresponde à posição linha sísmica strike de número 0238-320.....191

Figura 4.36 - Paleocanais L437, da linha sísmica 0231-0437 identificados por Fontana (1900), do Plioceno.....191

Figura 4.37 – Planta da paleodrenagem do Mioceno Médio-Superior ao Plioceno conforme análise sísmica das linhas da plataforma na área de estudo, acrescido de paleocanais holocênicos na plataforma segundo Abreu & Calliari (2005) e na Lagoa dos Patos conforme Weschenfelder (2005)..... 192

1 - INTRODUÇÃO

O presente trabalho visa identificar a presença de sistemas de paleodrenagens na margem continental sul-rio-grandense, através da interpretação de linhas sísmicas de alta penetração, evidenciando a exposição aérea da plataforma e as prováveis fontes supridoras de sedimentos terrígenos para a feição Cone do Rio Grande.

Diversos trabalhos foram elaborados sobre a evolução geológica e sedimentar da margem continental sul-rio-grandense e adjacências no Quaternário: Urein & Martins (1978), Urien et al. (1980), Ayup-Zouain (1985, 1986, 1987 a e b, e 2006), Martins et al. (1996) e Corrêa (1987); sob o ponto de vista da evolução morfoestrutural e paleogeográfica: Corrêa (1990) e Fonseca (2006) e análise da variação do nível do mar: Corrêa (1986) e Ayup-Zouain (1991) e Ayup-Zouain et al. (2000). Com relação ao Cone do Rio Grande foram elaborados estudos por Kowsmann (1976), Martins (1983) e Fontana (1990), este usando sísmica de alta penetração. Evolução da paleodrenagem: Ayup-Zouain et al. (2002 e 2005). Paleocanais na plataforma: Abreu & Calliari (2005); paleocanais na planície costeira: Weschenfelder (2005), em ambos trabalhos foi utilizada sísmica de alta resolução.

A área de trabalho (figura 1.1) abrange a margem continental sul-brasileira, adjacente à planície costeira sul, situado entre as latitudes 31° e 34° sul e longitudes 48° a 53° oeste, sendo a região pertencente à denominada Bacia de Pelotas.

O material para execução do presente estudo, está composto de sete linhas sísmicas 2D localizadas na Bacia de Pelotas, cinco linhas foram fornecidas pela ANP (Agência Nacional de Petróleo). Das linhas, seis (6) encontram-se situadas em planos

aproximadamente paralelos a linha de costa (*strike*) e uma tem disposição ortogonal à linha de costa (*dip*), conforme podemos observar a posição na figura 1.2.

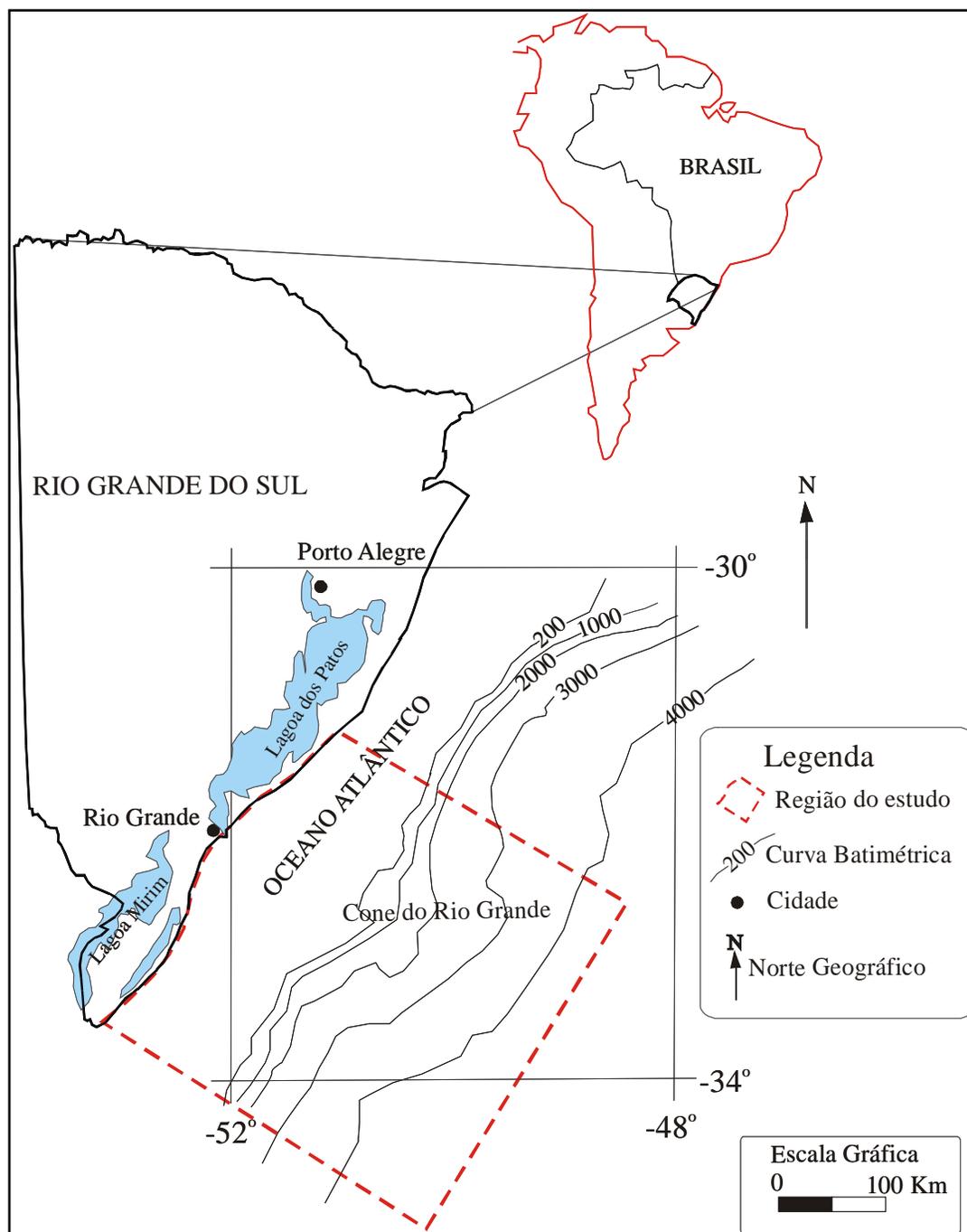


Figura 1.1 - Planta de situação da área de estudo.

1.1 - Objetivos

- Identificar os sistemas de paleodrenagem na área de estudo através de interpretação das linhas sísmicas paralelas e perpendicular à linha de costa.
- Descrever a evolução fisiográfica e paleogeográfica dos sistemas de drenagem.
- Correlacionar os fatores importantes atuantes na evolução do paleo sistema de drenagem durante os eventos de oscilação do nível do mar.
- Correlacionar as variações climáticas com a localização dos canais.
- Identificar o paleo sistema da drenagem predominante para a região.

1.2 - Hipótese de trabalho.

O local de estudo é a região da margem continental sul-rio-grandense, situada adjacente à Lagoa Mirim. Esta área de aproximadamente **100.000 Km²** localiza-se entre o continente e uma feição constituída por um pacote de sedimentos, que ocupa uma vasta extensão no talude continental, denominada de Cone do Grande.

O estudo compreende a interpretação sísmica de sete linhas sísmicas, com baixa resolução e grande penetração, que se dispõem de forma paralela à costa (seis linhas) e de forma perpendicular (uma linha).

A interpretação sísmica tem como intenção identificar as evidências de paleodrenagens existentes, que tenham sido geradas a partir do Terciário (principalmente nos intervalos do Mioceno até o Plioceno). Este período é de interesse das observações em virtude das mudanças produzidas conforme, Fontana (1990) e Ayup-Zouain et al. (2002), que estabeleceram a provável influência estrutural do relevo e das feições para definição do suprimento sedimentar terrígeno na área em consideração.

A existência de sistemas de canais na plataforma continental e no talude (poços de lama) e de paleocanais na subsuperfície da margem continental são uma clara

evidência da presença de sistemas de paleodrenagem. Estas feições permitem estabelecer que a plataforma, durante os processos de regressão do nível do mar, esteve exposta e sujeita à incisão através dos vales dos rios que por ela fluíam.

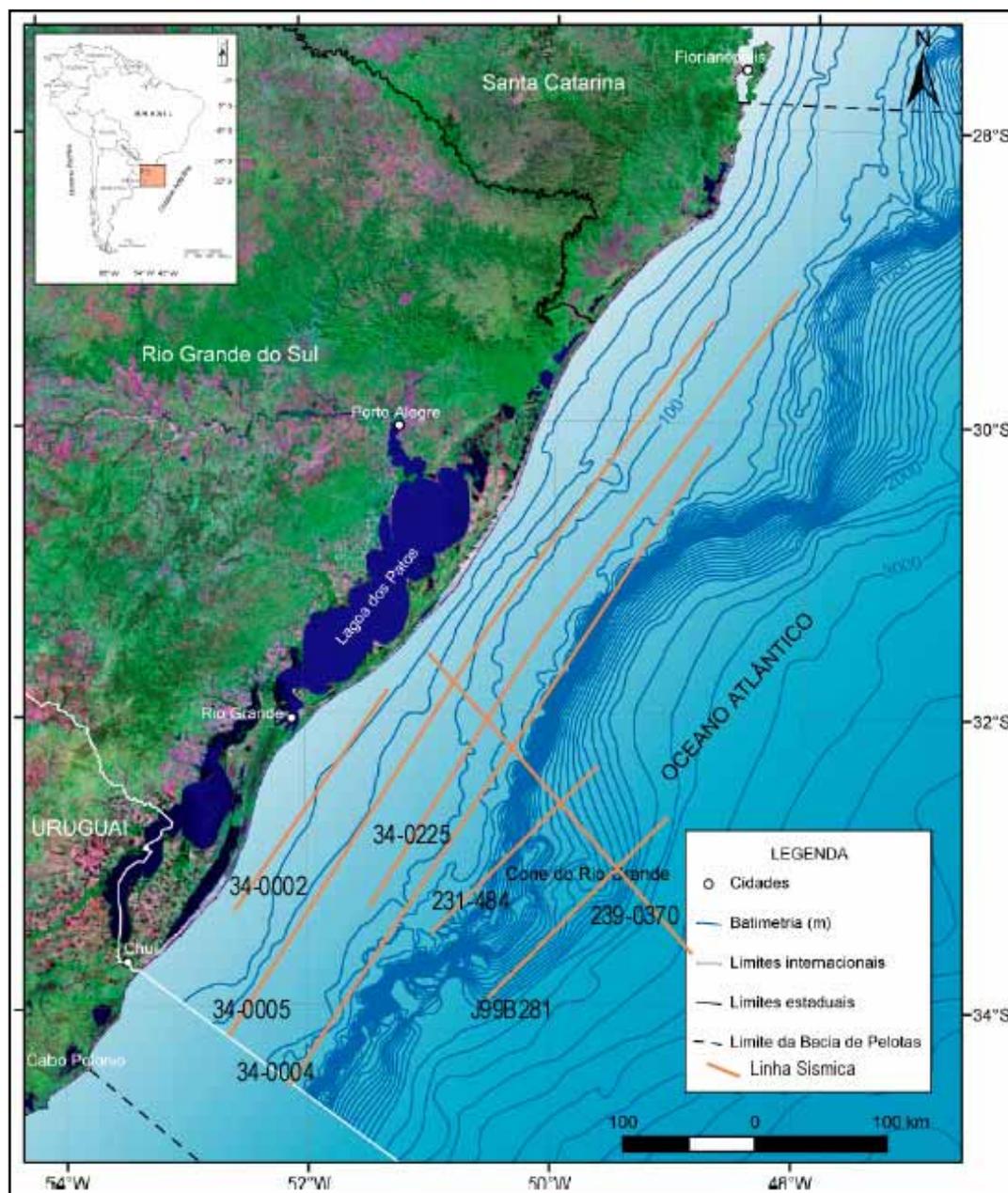


Figura 1.2- Localização das linhas sísmicas 2 D na área de estudo.

Este fato remete à abordagem sobre a análise de evolução do sistema de paleodrenagem e as suas inferências na posição relativa da curva eustática. O posicionamento de canais sobrepostos, isto é, em diferentes épocas, permitirá subsidiar que existem evidências sobre a múltipla exposição da margem continental à ação da drenagem. A presença destes canais será correlacionada à curva global da variação do nível do mar de Vail et al. (1977).

Kennet (1982) apresentou uma revisão da história paleoclimática do Neogeno baseada em estudos paleoceanográficos. Esse estudo mostrou que a evolução do clima do Mioceno foi fortemente dependente do padrão de circulação das águas profundas causadas pelo reajustamento de placas tectônicas. O resfriamento global no Mioceno Médio (iniciado há 14 Ma aproximadamente) resultou em uma expansão significativa do gelo ao leste da Antártica e marca a consolidação definitiva do manto de gelo Antártico. O crescimento deste manto de gelo está relacionado com o isolamento termal da Antártica à criação da Corrente Circum-Polar Antártica a partir do Oligoceno. Desde então, o clima global não retornou às temperaturas do Mioceno Inferior e parte do Mioceno Médio. O episódio do resfriamento iniciou uma grande mudança na superfície da terra e de certa forma deve ter afetado o sistema de drenagem na área de estudo.

Sob o aspecto tectônico a região da plataforma em estudo pode ter sido submetida a eventos tectônicos, como o relatado por Zalan (2005) no sudeste do Brasil, na região continental e na vizinha plataforma Santos. Segundo ao autor durante o Cenozóico a crosta continental fendeu-se e afundou em diversas áreas lineares formando-se corredores de grabens. Imagens de batimetria da região de estudo mostram lineamentos que a priori podem ser associado à feição de grabens.

Ainda do ponto de vista tectônico a área de estudo, e especialmente a paleodrenagem, certamente sofreu influência da orogenia Andina pelo conseqüente

basculamento, principalmente nos picos de atividade tectônica da fase Quechua. Cooper et al. (1995) reportam um pico notável de atividade concentrada em 11 Ma. Esta última fase corresponde à deformação, soerguimento e erosão da cordilheira Oriental da Colômbia. O cinturão de dobramento e cavalgada sub-andinos, que se estende da Argentina até a Venezuela, teve o seu desenvolvimento tectônico máximo nestes 11 Ma, com reflexos até na Bacia do Acre. Um outro resultado importante deste processo miocênico foi a drenagem continental dos Andes para o Atlântico formando com isso os gigantes cones submarinos dos deltas dos rios Amazonas e Orinoco, ambos iniciados a partir de 11 Ma.

A meta principal deste trabalho é estabelecer os vetores da drenagem provinda do continente, a qual possivelmente ingressou na plataforma através dos vestígios das paleodrenagens cuja feição por fazer parte de uma superfície discordância é bem identificável por sísmica de reflexão. Pode-se estabelecer várias hipóteses para os vetores da paleodrenagem, o importante é ter argumentos suficientes para refutar algumas hipóteses e ter argumentos bem convincentes para estabelecer o padrão ideal, baseado nos dados revelados pela sísmica e por evidências de trabalhos correlatos na área de estudo.

Haverá convergência da paleodrenagem para a região do Cone do Rio Grande?

A elaboração deste Tese, permite abordar novamente uma discussão que ocorria há décadas atrás: o cone citado é um feição deposicional ou estrutural, embora a primeira tenha tido maior aceitação, estas são abordagens com as quais esperamos contribuir neste trabalho. Finalmente acreditamos que com as linhas sísmicas disponíveis, será possível identificar evidências da influência da paleodrenagem de setores adjacentes, mais precisamente do sul, vinculados ao complexo do Rio da Prata (Rio de la Plata System).

2 - METODOLOGIA, FUNDAMENTOS E CONCEITOS BÁSICOS

A linha sísmica acompanhada de seu sistema de navegação é inicialmente carregada no software especial para interpretação sísmica. Os softwares utilizados neste trabalho são Geographix® e Petrel®, ambos do laboratório de informática do Programa de Geologia do Petróleo - IGEO -UFRGS.

Cada linha é analisada isoladamente a princípio, e o objetivo é identificar feições de paleodrenagem. Estas feições apresentam a forma característica acanalada, sendo bem evidentes na seção sísmica pois pertencem a uma superfície de discordância entre trato de sistemas subsequentes. Utilizando-se ferramentas gráficas dos softwares, as feições de paleodrenagem são graficadas e identificadas por diferentes horizontes.

As linhas sísmicas podem também ser analisadas em conjunto; se estiverem em posição de paralelismo podem fornecer informações sobre a continuidade ou não da drenagem. A proximidade das linhas sísmicas são fundamentais para o adensamento das informações e elaboração de uma interpretação melhor fundamentada.

Uma vez identificada a feição, ela é dimensionada, em termos da largura e altura. A largura envolve provavelmente a largura do vale, pois a resolução da imagem não permite fazer as separações do vale e do canal. Esta medida da largura corresponderá a largura exata, somente se a linha sísmica for perpendicular à direção da drenagem.

Os softwares utilizados permitem a medida da largura das feições dos paleovales em verdadeira grandeza e com uma precisão métrica. Ao contrário, a medida da profundidade não pode ser realizada diretamente pelo software, uma vez

que a informação vertical é fornecida em unidade de tempo, mais exatamente em milissegundos.

Entre as maneiras de se obter a informação da profundidade a qual se encontra o registro, duas podem ser citadas, a primeira é em função da proximidade de um poço de perfuração, na qual são associados à correlação dos estratos das linhas sísmicas, com os estratos dos testemunhos do poço, obtendo-se então uma transformação da informação do tempo por profundidade. A segunda é a través do conhecimento da velocidade de propagação da onda sísmica nas rochas. Uma vez conhecendo-se ou estimando-se a rocha e conseqüentemente a velocidade de propagação nela, basta multiplicar a velocidade pelo tempo de propagação, que é informado pelo software. Mas é necessário dividir o tempo de propagação por dois, pois a informação disponível de tempo é dupla.

A velocidade sísmica de propagação nos sedimentos utilizada neste trabalho foi de 1700 milissegundos, superior à utilizada por Kowsmann et al. (1974), Dilenburg (1987) e Abreu & Calliari (2005) na área, porque está se trabalhando com rochas mais profundas que as dos autores citados.

A interpretação sísmica depende fortemente da acuidade visual do interprete. A utilização de cores se torna um importante fator para a compreensão da grande quantidade armazenada numa linha sísmica. O olho humano é muito sensível às cores e o intérprete sísmico pode fazer uso delas de diversas maneiras. Taner e Sheriff (1977) e Lindseth (1979) foram entre outros os primeiros a apresentar seções coloridas que demonstraram informações adicionais.

De igual importância é grande a escala de variações das cores se comparadas com as variações da escala de branco a preto das seções tradicionais, Brown (2004). A alteração do histograma de uma seção sísmica através do realce pode favorecer a visualização de eventos como a melhor identificação das feições sísmicas.

Uma outra maneira de salientar feições sísmicas é através da modificação da escala horizontal da linha sísmica, que causa uma compressão na feição quando a escala é pequena e alargamento na feição quando a escala é grande.

2.1 - Descrição técnica das linhas sísmicas

2.1.1 – Sistema de aquisição

Tabela 1 – Sistema de aquisição das linhas sísmicas utilizadas.

DESCRIÇÃO	DETALHES
Fonte Sísmica	Air Guns
Volume	1220 cu. in.
Pressão	4500 psi
Profundidade	6 m
Int. de Tiro	40 m
Sistema de Gravação :	
Formato	SEG-D
Comp. Registro	10 s
Int. de Amostragem	4 ms.
Filtros	18 dB / OCT – 6 Hz e 87 Hz 132 dB/OCT
Receptores :	
Prof. do Cabo	10.5 m
Número de Grupos	100
Comp. do Cabo	4000 m
Int. de Receptor	40 m

2.1.2 – Linhas sísmicas

Tabela 2– Descrição dos características dimensionais das linhas estudadas.

Número	Coordenadas* Iniciais	Coordenadas* Finais	Extensão Km	Direção Rumo
34-0002	360694	459251	192	30 ^o 53' NE
	6312645	6477399		
34-0004	384657	720676	602	33 ^o 54' NE
	6160301	6660061		
34-0005	349697	728374	682	33 ^o 44' NE
	6208434	6775244		
34-0225	455361	777692	564	34 ^o 54' NE
	6308484	6771102		
0231-484	501188	628304	192	41 ^o 23' NE
	6278963	6423191		
J99B281	546494	678864	192	43 ^o 34' NE
	6241884	6380994		
239-0370	497599	735196	343	43 ^o 53' SE
	6503636	6256654		

* Datum -SAD 69

2.2 - Sísmica de Reflexão.

A sísmica de reflexão corresponde ao método geofísico mais importante devido a sua aplicação na prospecção de petróleo. Nas últimas décadas, como reflexo do desenvolvimento científico e tecnológico, bem como da importância de seu emprego, evoluiu consideravelmente, permitindo a obtenção de resultados de alta resolução e precisão, e de altíssima qualidade.

O principal objetivo da exploração sísmica é deduzir informações sobre o comportamento das rochas e como estão dispostas na subsuperfície, a partir da observação do tempo de viagem das ondas sísmicas, além das variações na amplitude, frequência e forma da onda (Sheriff & Geldart, 1995). A sísmica de reflexão é aplicada na determinação das profundidades a que se encontram as superfícies refletoras, bem como as velocidades sísmicas das rochas que compõem as várias camadas. A técnica mais utilizada na exploração sísmica consiste em gerar artificialmente ondas elásticas na superfície da terra através de uma fonte (por exemplo, um explosivo) e medir o tempo que a onda percorreu dentro da camada no caminho entre a fonte e um conjunto de receptores (fig. 2.1). Esse tempo de viagem da onda é conhecido como tempo de trânsito.

Nos meios isotrópicos e homogêneos podem se propagar dois tipos de ondas: onda P e onda S. A onda P é dita onda longitudinal ou compressional. Isso significa que as partículas do solo são alternadamente comprimidas e dilatadas paralelamente à direção de propagação da onda sísmica. Essas ondas geralmente viajam a uma velocidade maior que a onda S e se propagam em qualquer tipo de material. Já a onda S é conhecida como onda transversal, rotacional ou cisalhante. Essa onda não se propaga à direção de propagação da onda e também não se propaga em meio líquido.

A taxa de propagação da onda sísmica em um meio específico é chamada de velocidade neste meio. A velocidade sísmica é uma função do material constituinte do substrato e de suas propriedades elásticas e muitas vezes é usada

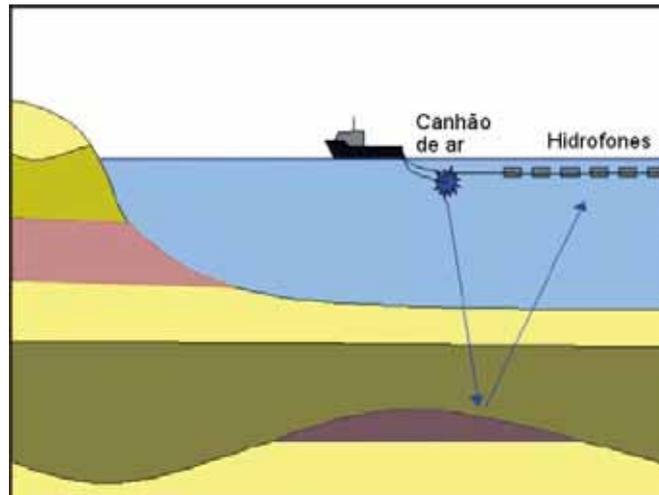


Figura 2.1-Representação gráfica esquemática de modelo de aquisição sísmica.

com a intenção de identificar os materiais de subsuperfície. Os métodos sísmicos produzem somente a configuração geométrica de unidades com várias velocidades. Dentro de certos limites, a informação de velocidade pode ser convertida na informação do tipo de rocha.

As velocidades sísmicas mais conhecidas são:

- intervalar;
- média;
- normal *moveout*, e
- *root-mean-square*.

Ao encontrar uma transição entre duas camadas de rochas com propriedades físicas muito distintas, parte da onda é refletida e a outra parte é transmitida e continua se propagando para camadas inferiores. Nesta transição a energia da onda P refletida e da onda P transmitida pode gerar uma onda S - também conhecida como onda convertida P-S.

O ângulo de incidência Θ_1 é igual ao ângulo de reflexão e o ângulo Θ_2 é o ângulo de transmissão da onda no meio 2. Dado que as velocidades do meio 1 e 2 são respectivamente V_1 e V_2 , a lei de Snell mostra a relação entre as velocidades das camadas e os ângulos de reflexão e refração, dada por:

$$\text{sen } \Theta_1 / V_1 = \text{sen } \Theta_2 / V_2 = \mathbf{p} \quad \text{Eq 2.1}$$

onde \mathbf{p} é uma constante conhecida como parâmetro do raio.

Este processo de partição de energia se repete a cada nova transição entre os estratos de rochas, até que a energia da onda propagada se disperse e não mais retorne à superfície. Os meios em que as ondas percorrem são classificados homogêneos e heterogêneos ou isotrópicos ou anisotrópicos. Um meio dito homogêneo tem a mesma velocidade de propagação da onda na mesma direção, entretanto no meio heterogêneo a velocidade varia na mesma direção. Já os meios isotrópicos consideram que as propriedades físicas no meio são iguais em qualquer direção em que forem medidas. Anisotropia é um termo que denota variação das propriedades físicas dependendo da direção em que elas são medidas. A anisotropia sísmica pode ser evidenciada pela variação da velocidade sísmica na direção em que ela é medida.

2.2.1 - Sismograma

No processo de aquisição sísmica as ondas ao retornarem da subsuperfície são capturadas por receptores que transformam a vibração do material, ou seja, o sinal sísmico em sinal elétrico. Esses sinais são armazenados e formarão um sismograma.

O sismograma pode ser definido como uma matriz em que as colunas são os índices dos receptores, as linhas, os índices dos instantes de tempo, e em seu conteúdo são armazenados as amplitudes das ondas capturadas. As amplitudes das ondas capturadas em cada receptor rec_j no instante de tempo t_i formam o conteúdo deste sismograma.

Para calcular o tempo de trânsito correspondente a uma determinada onda lida, representada pela sua amplitude no sismograma, deve-se selecionar o índice da linha na matriz referente adotado e multiplicar pelo intervalo de amostragem.

2.2.2 - Técnica de aquisição dos dados

Na técnica convencional cada ponto em profundidade, nos refletores, é amostrado uma única vez, assim um único tiro - emissão de onda por fonte - era dado. Na técnica CDP (*common depth point*) ou (*common mid point*), (fig 2.2), cada ponto é amostrado várias vezes, dependendo da cobertura CDP adotada (300%, 600%, 1200% e assim por diante, se forem amostrados 3, 6 12 vezes cada ponto, respectivamente). Quanto maior a cobertura CDP, maior a relação sinal ruído, conseqüentemente, melhora a qualidade das seções sísmicas. Isso ocorre pelo fato de que a informação repetida do mesmo ponto pode ser somada (sinal – coerente, em fase), aumentando a sua intensidade, enquanto que os ruídos são aleatórios (fora de fase) e não se somam. As seções sísmicas são o produto da sísmica de reflexão, que após a aquisição dos dados e o processamento dos mesmos, com a melhora da relação sinal /ruído, são interpretadas, fornecendo informações estruturais e estratigráficas detalhadas de uma bacia sedimentar. A aquisição dos dados pode ser feita em duas (2-D) ou três (3-D) dimensões, com obtenções de dados ao longo de uma linha, ou em uma área, a cada registro, respectivamente.

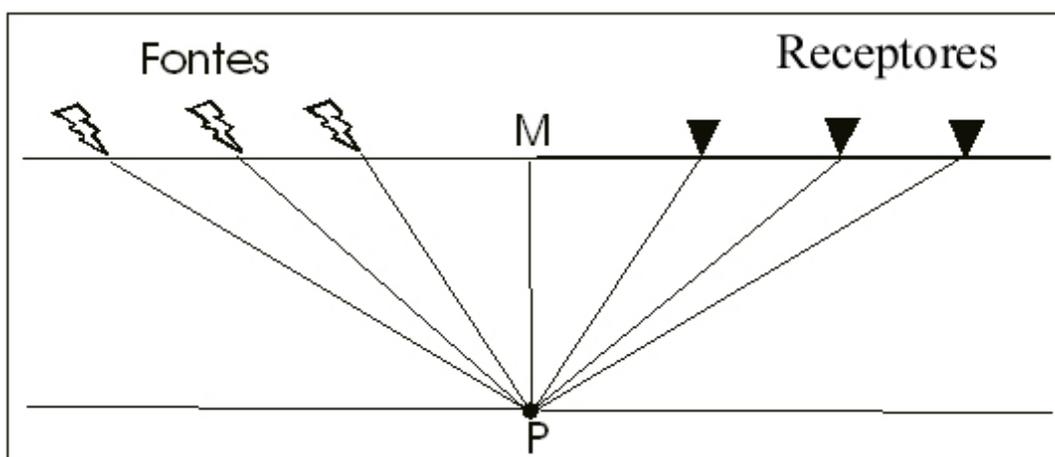


Figura 2.2 - Técnica do *Common Mid Point* que consiste em amostrar diversas vezes um mesmo ponto.

2.2.3 - Processamento dos dados

Uma série de passos são executados no processamento dos dados sísmicos, desde o registro em fita magnética, no campo, até a obtenção da seção sísmica no CDPS (centro de processamento de dados sísmicos) e processamento em laboratório.

2.2.3.1 - Edição - tratamento preliminar aplicado aos dados de reflexão sísmica que inclui tarefas como demultiplexação (colocação de dados em ordem por traço sísmico), mudança de formato, mudança de período de amostragem e recuperação de erros.

2.2.3.2 - Filtragem - aplicação de diferentes filtros ao sinal (filtros de frequência, de velocidade, etc.). As frequências afetam as resoluções vertical e horizontal dos dados sísmicos; altas frequências dão altas resoluções enquanto baixas frequências dão baixas resoluções. Ao usar um filtro de frequência, as baixas frequências serão removidas e a resolução é aparentemente melhorada. A desvantagem é que a amplitude é enfraquecida quando a quantidade total dos dados é reduzida.

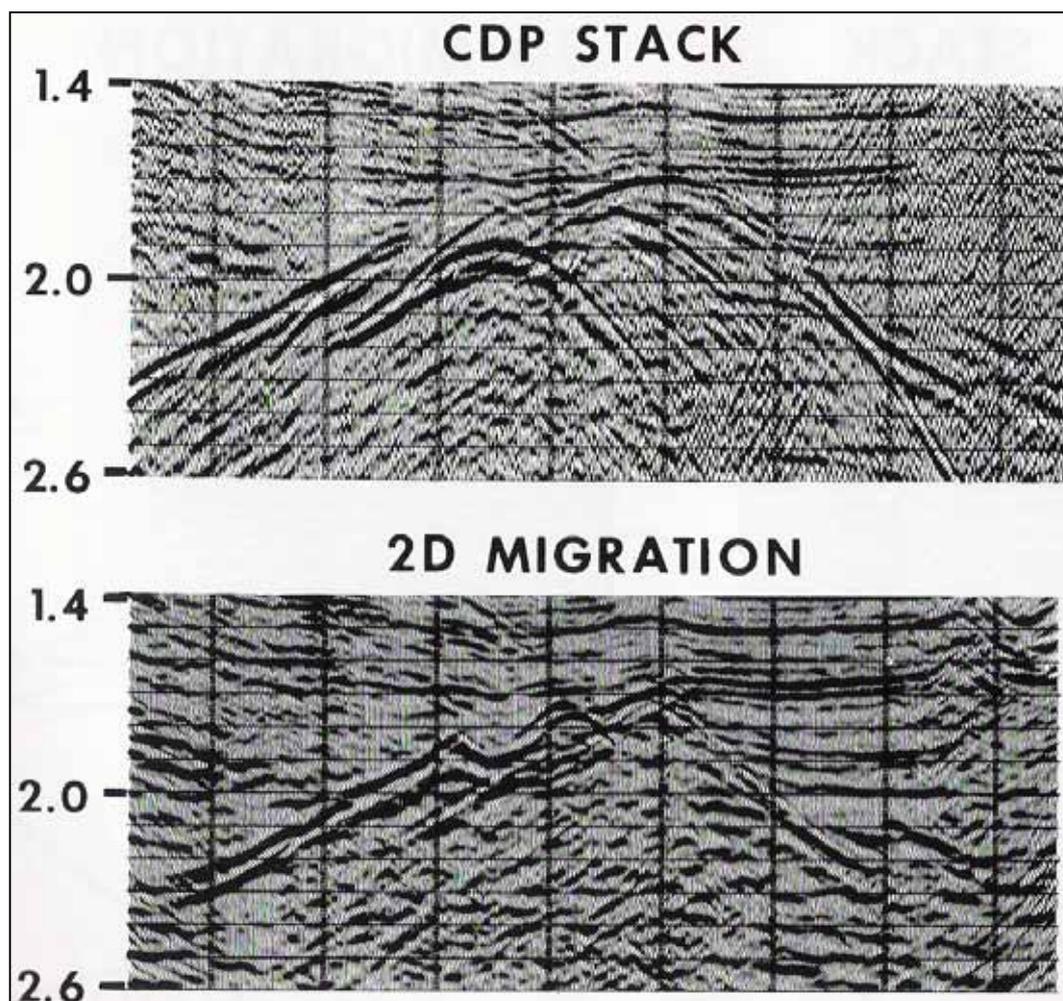
2.2.3.3 - Correção Estática - consiste em reduzir os traços de um sismograma para um datum, eliminando desta maneira deslocamento dos picos causados por irregularidades topográficas ou mudanças abruptas.

2.2.3.4 - Deconvolução - termo genérico que inclui todos os métodos para se eliminar ou atenuar efeitos indesejáveis que incidem sobre os dados, por exemplo, efeitos como reverberação da lâmina d'água.

2.2.3.5 - Correção dinâmica ou do *normal-move-out* (nmo) – correção do tempo das reflexões sísmicas devido ao afastamento entre a fonte e o receptor. Normalmente, para um meio horizontalmente estratificado e com velocidade constante, é o tempo adicional Δt que uma reflexão sísmica registrada com o

receptor afastado da fonte apresenta, quando comparado com o tempo que esta mesma reflexão teria se a fonte e o receptor estivessem no mesmo ponto.

2.2.3.6 - Empilhamento (*stacking*) – soma de dois ou mais traços sísmicos para gerar um traço resultante. Os traços são somados após as correlações estáticas e dinâmicas, são de mesma natureza, ou seja, contêm informações do mesmo ponto em profundidade (Figura 2.3).



*Figura 2.3 - Na parte superior um sismograma adquirido com Common Dept Point e processado com empilhamento (*stacking*). Na parte inferior, a técnica da migração utilizada para melhorar a continuidade estrutural, Brown(2004).*

2.2.3.7 - Migração - operação que determina o lugar geométrico da fonte de cada difração, corrigindo os seus efeitos na seção sísmica, (fig. 2.3). A migração dos dados sísmicos foca a energia espalhada na zona de Fresnel, re-arranja as reflexões espalhadas devido ao mergulho e remove os padrões das reflexões

originadas por pontos e bordos. Isso melhora a resolução horizontal a cerca de 1/4 do comprimento de onda.

2.2.3.8 - Conversão T - Z - conversão da escala vertical da seção sísmica de tempo para profundidade.

2.2.3.9 - Alteração de Cores e Realce - a utilização de cores se tornou um importante fator para a compreensão da grande quantidade armazenada numa linha sísmica. O olho humano é muito sensível às cores e o intérprete sísmico pode fazer uso delas de diversas maneiras. Taner e Sheriff (1977) e Lindseth (1979) foram entre outros os primeiros a apresentar seções coloridas que demonstraram informações adicionais, figura 2.4. De igual importância é a grande escala de variações das cores se comparadas com as variações da escala de branco a preto das seções tradicionais, Brown (2004). A alteração do histograma de uma seção sísmica através do realce pode favorecer a visualização de eventos e melhorar a identificação das feições sísmicas (fig. 2.5).

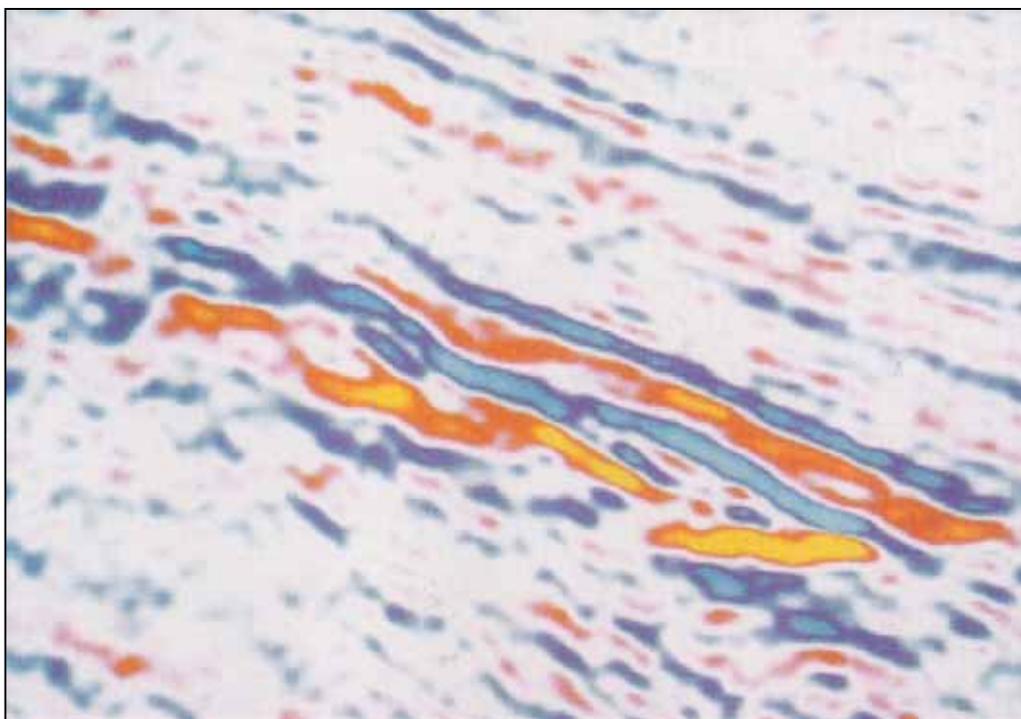


Figura 2.4- Realce dinâmico de um sismograma com variações gradacionais de cores, onde o ciano foi adicionado às altas amplitudes positivas e o amarelo às altas amplitudes negativas, conforme Brown (2004).

2.2.4 - Resolução sísmica

A resolução sísmica é a dimensão que um objeto deve apresentar para que possa ser observado no registro sísmico. A resolução vertical é derivada do comprimento onda e as camadas poderão ser discernidas quando suas espessuras

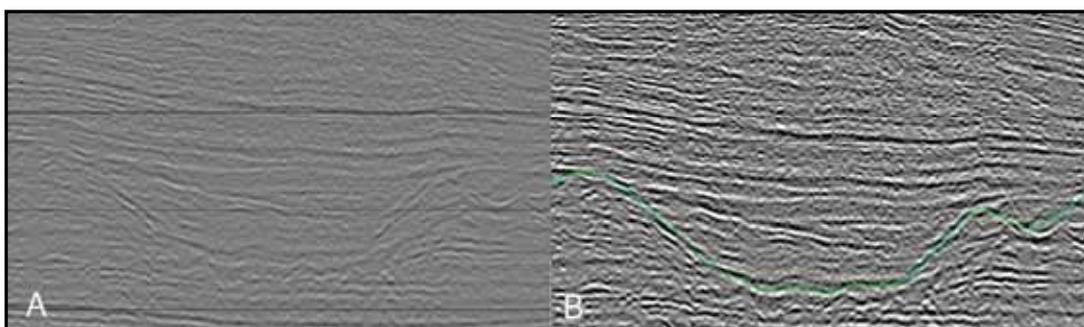


Figura 2.5 (A) - Imagem da linha sísmica 0231-0484 da área do trabalho.(B) - Aplicação de técnica de realce na imagem A, com aumento do contraste.

forem abaixo de $1/4$ do comprimento de onda . Ainda é possível detectar camadas abaixo de $1/32$ do comprimento de onda. Ao referir-se a resolução vertical, ela é normalmente, caracterizada por $1/4$ do comprimento da onda, (Rafaelson, 2003). O comprimento de onda é calculado da seguinte maneira:

$$\lambda = V / F \quad \text{Eq. 2.2.}$$

onde λ = comprimento de onda, F = frequência sísmica e V = velocidade sísmica.

A resolução vertical é calculada como $\lambda/4$.

A resolução horizontal é derivada da Zona de Fresnel, a parte do refletor coberta pelo sinal sísmico a uma certa profundidade. Em um horizonte soterrado, todas as feições com extensão lateral que excedam a zona de Fresnel, serão visíveis. A resolução horizontal numa seção migrada, isto é, após o processamento, também é da ordem de $\lambda/4$. Normalmente a profundidade é medida em milissegundos duplos, significando o tempo que a onda sonora usa desde que é emitida pela fonte até o que ela atinge o refletor e retorna ao receptor. Com o aumento da profundidade a frequência do sinal sonoro decresce enquanto a velocidade e o comprimento de onda crescem. Isto significa que com o aumento da profundidade a resolução sísmica se torna mais pobre. As frequências altas são refletidas pelos refletores relativamente rasos, enquanto as frequências baixas

atingem camadas mais profundas. Com o aumento da profundidade os sedimentos são gradualmente mais compactados e portanto a velocidade cresce.

2.2.5 - Interpretação dos dados sísmicos

2.2.5.1 - Correlação geológica-geofísica

A partir de testes realizados em poços e de perfis geofísicos de poço com as curvas básicas, define-se a função velocidade x profundidade, que permite a conversão dos tempos duplos das reflexões em profundidades e, em consequência, a correlação da geologia à geofísica.

2.2.5.2 – Análise Estrutural e estratigrafia

A interpretação estrutural enfatiza unicamente a definição dos aspectos estruturais de uma bacia, com a identificação de falhas, dobras, domos, entre outras formas. Já a interpretação estratigráfica visa definir a evolução de uma bacia com a delimitação de sequências deposicionais (sequências sismoestratigráficas), e no interior destas, as fácies estratigráficas, a partir dos diferentes padrões das reflexões.

2.2.5.3 - Sismoestratigrafia

Na sismoestratigrafia as seções sísmicas são separadas em unidades com características comuns e distintas das unidades adjacentes, denominadas de Sequências Sismoestratigráficas. A separação dos dados sísmicos nestas unidades compreende a etapa de interpretação chamada de Análise de Sequências Sismoestratigráficas. As unidades são separadas por discordâncias, representando um intervalo de tempo com deposição contínua de sedimentos em ambientes distintos (leque aluvial, fluvial, deltaico, praiado, marinho). Outra fase da interpretação sismoestratigráfica consiste na Análise da Fácies Sísmicas, que indica os ambientes deposicionais dentro da sequência. São os padrões sísmicos distintos dentro de uma sequência, representando variações de fácies. Por fim

efetua-se a Análise do Traço Sísmico em detalhes, determinando as indicações de variações litológicas, tais como permeabilidade, porosidade, etc., refletidas na amplitude do sinal, dando origem, inclusive a possibilidade de detecção direta dos corpos que apresentam forte contraste de impedância acústica.

De acordo com Della Fávera (2001), a aplicação das técnicas de interpretação simoestratigráfica à análise de bacias sedimentares resultou numa nova maneira de subdividir, correlacionar e mapear rochas sedimentares. Esta técnica foi denominada por Vail (1987) de estratigrafia de sequências. A aplicação desse procedimento a uma malha de seções sísmicas permite agrupar refletores sísmicos em pacotes que correspondem a intervalos geneticamente interligados, limitados cronoestratigraficamente. Tais intervalos são chamados de sequências e suas subdivisões, os tratos de sistemas. Todos possuem padrões de estratos e litofácies previsíveis, fornecendo, assim, uma nova maneira de estabelecer um arcabouço de correlação cronoestratigráfica, baseados em critérios físicos. Determinados conjuntos de processos deposicionais e por conseguinte certos ambientes e litofácies deposicionais estão associados com determinados **trato de sistemas**. Da mesma forma, a identificação de trato de sistemas em dado sísmicos fornece um arcabouço para a predição mais adequada de ambientes e litofácies deposicionais. Ainda, Della Fávera (2001), cita que a escola da Exxon acredita que o controle fundamental das sequências seja as variações eustáticas de curta duração superimpostas às mudanças na tectônica, de duração mais longa.

O procedimento de interpretação sismoestratigráfica estabelecido pela referida escola consiste em sete estágios a seguir:

1 - **análise da sequência sísmica**: definir os pacotes genéticos de refletores referidos como sequências sísmicas e trato de sistemas, consegue-se isto pela identificação de descontinuidade com base nos padrões de terminações dos refletores (Fig. 2.6).

2 - **análise de sequências em perfis de poços**: por esse processo fazem-se estimativas preliminares de sequências e trato de sistemas, com base na forma dos perfis e em amostras de calha e testemunhos de furos de sondagem.

3 - **amarração com sismogramas sintéticos**: sendo o propósito relacionar ao máximo a informação de perfis com a linha sísmica.

4 - **análise das fácies sísmicas** - tem como propósito a determinação tão objetivamente quanto possível de todas as variações dos parâmetros sísmicos observadas nas sequências ou dos trato de sistemas individuais, afim de determinar as variações laterais das litofácies e dos tipos de fluidos. Os principais parâmetros sísmicos usados na análise de fácies sísmicas são a geometria dos refletores dentro da sequência e dos trato de sistemas, a amplitude, a frequência, a continuidade e a velocidade intervalar.

5 - **interpretação de ambientes deposicionais e litofácies** - é a interpretação do ambiente e das litofácies deposicionais. Associam-se nesta análise os parâmetros das fácies sísmicas com o máximo conhecimento da geologia regional.

6 - **modelagem sísmica** - existem três propósitos: 1) interpretação da estratigrafia e da composição dos fluidos até os limites da resolução sísmica pela análise da forma da onda; 2) simulação sísmica de uma seção geológica mostrando planos de estratificação e contrastes de impedância e 3) é a simulação dos padrões de reflexão vistos nas seções sísmicas pelo cálculo de padrões de estratos a partir da taxa de subsidência, eustasia e suprimentos de sedimentos.

7 - **interpretação final integrada** - baseada nos objetivos da interpretação e dos dados disponíveis.

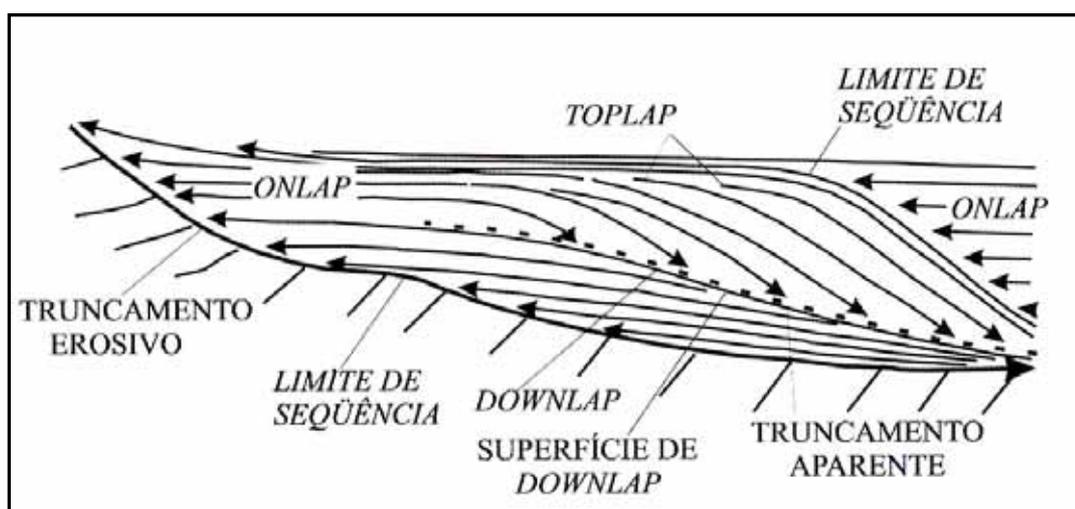


Figura 2.6 - Relação de estratos numa sequência, em função da terminação de refletores, segundo Della Favera (2001).

2.3 - Reflexões Sísmicas

As reflexões sísmicas são o registro do tempo de percurso (ida e volta) de ondas sísmicas geradas artificialmente na superfície e refletidas em interfaces físicas das rochas. Essas demarcam o contraste de impedância acústica entre dois pacotes rochosos contíguos. A impedância acústica define-se como o produto da velocidade sísmica de um intervalo de rochas pela sua densidade. Assim, a geração de reflexões sísmicas está baseada na existência de um contraste de impedância acústica, formado por superfícies físicas que representam um caráter temporal geologicamente importante, correspondendo à superfícies cronoestratigráficas.

Devido à impedância acústica não ser um fiel indicador de litologia, as reflexões sísmicas não correspondem necessariamente aos contatos litológicos, e, muitas vezes, as mudanças de litologias são gradacionais, dificultando a visualização de uma interface nítida entre outras litologias superpostas ou adjacentes. Assim, as reflexões sísmicas não apresentam necessariamente, correspondência com os limites lito estratigráficos formais (ex: Formação, Membro), uma vez que essas unidades são definidas com base em variações litológicas.

Em Vail et al. (1997 b) é discutido que as interfaces geradoras das reflexões entre dois pacotes de estratos, com contraste de velocidade/densidade, correspondem, principalmente, às discordâncias e às superfícies estratais.

As discordâncias são superfícies de erosão ou não-deposição, cujo significado cronoestratigráfico representa um intervalo que representa ausência física de sedimentação. Apesar de não se constituírem numa superfície síncrona, as discordâncias carregam um importante significado cronoestratigráfico, pois em qualquer situação delimitam estratos mais jovens acima delas e camadas mais antigas abaixo.

As superfícies estratais correspondem aos níveis de acamamento, os quais representam antigas superfícies deposicionais. Normalmente são síncronas em quase toda sua extensão, algumas vezes podendo haver variações temporais, não representando na escala de tempo geológico muita significância.

O reconhecimento e o mapeamento das discordâncias, que normalmente são bons refletores, e das superfícies estratais, são fundamentais na elaboração do arcabouço cronoestratigráfico de uma bacia sedimentar, ainda mais quando se propõe a subdividir a mesma em sequências deposicionais.

2.3.1 - Padrões das terminações das reflexões

Vail & Mitchum Jr. (1997) subdividiram a interpretação sísmo estratigráfica em três etapas:

- análise de sequências sísmicas;
- análise de fácies sísmicas;
- análise de variações relativas do nível do mar.

No século XX na década de 70, a interpretação de uma sequência sísmica consistia na subdivisão de uma seção sísmica em pacotes de reflexões concordantes, separadas por superfícies de discontinuidades, definidos segundo o conceito de sequência deposicional. Uma sequência deposicional foi definida como uma unidade estratigráfica, composta por uma sucessão de estratos geneticamente relacionados, relativamente concordantes, limitados no topo e na base por discordâncias, ou por seus equivalentes concordantes, (Mitchum Jr. et al., 1977a), figura 2.7.

Segundo Emery & Myers (1966), os padrões de terminação de reflexões não representam somente limites de uma sequência, também representam superfícies que irão delimitar unidades sísmicas (seismic-package) além disso, esses padrões podem ser interpretados como os tratos de sistemas deposicionais.

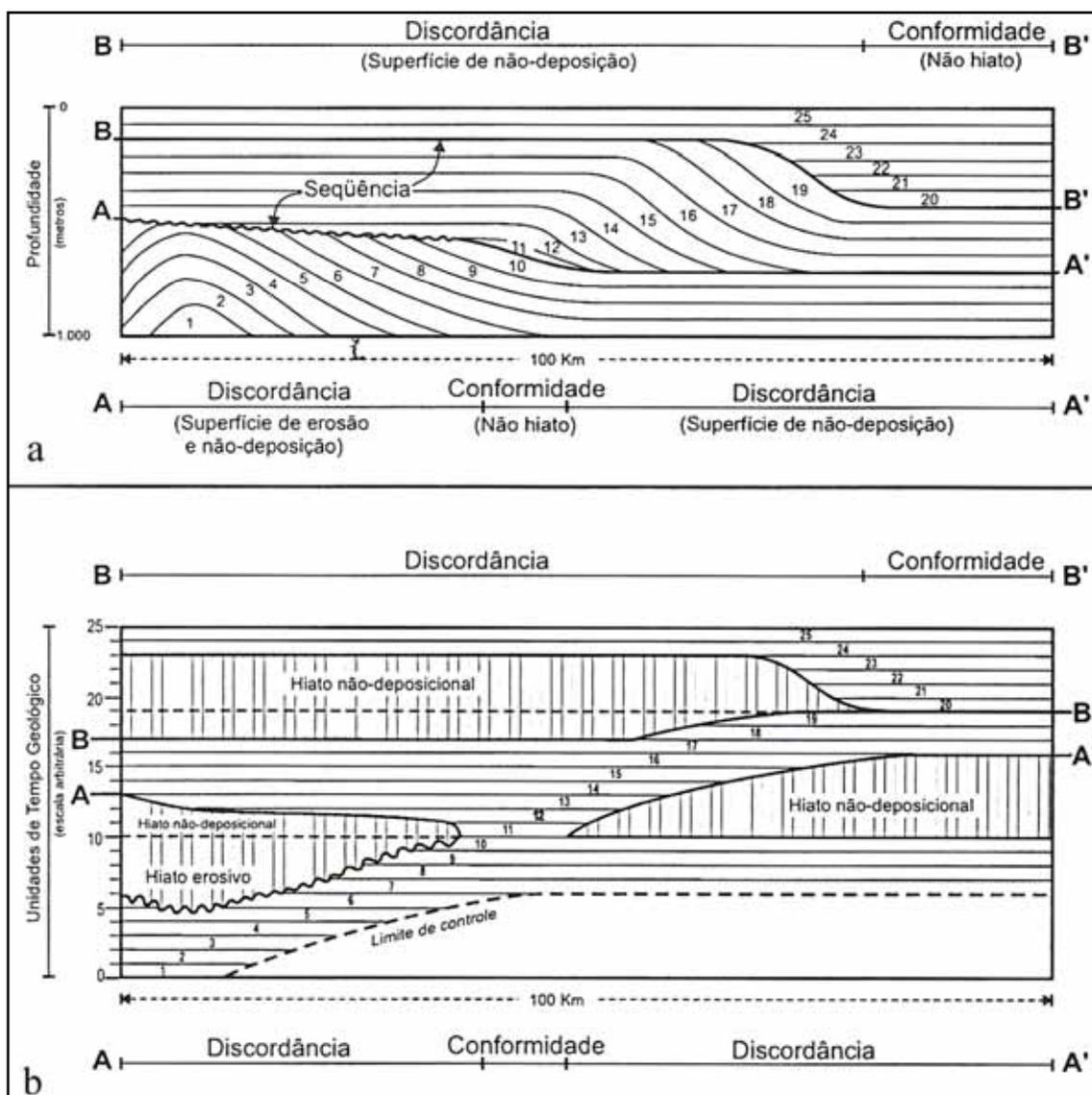


Figura 2.7 - Conceito de seqüência deposicional. **a** - seção estratigráfica esquemática representando uma seqüência limitada pelas superfícies AA' (base) BB' (topo), marcadas conforme os padrões de terminações dos estratos indicativos de discordâncias ou de conformidades correlatas. **b** - seção cronoestratigráfica na qual as superfícies deposicionais de 1 a 25 são consideradas como linhas de tempo isócronas, apresentando os hiatos não deposicionais e erosivo (modificada de Mitchum Jr. et al., 1977 a).

Nas interpretações sismoestratigráficas, os principais padrões de terminação de reflexões mais comumente utilizados são: *lapout*, *onlap*, *downlap*, *toplap*, truncamento e concordância ou conformidade.

O *lapout* é quando os estratos terminam lateralmente em seu limite deposicional original. O *lapout* denomina-se *baselap* quando ocorre no limite inferior de uma unidade sísmica e *toplap* quando, no seu limite superior. O *baselap* pode ser de dois tipos (fig. 2.8).

- a) *onlap* - quando um estrato, inicialmente horizontal, é depositado sobre uma superfície inicialmente inclinada, ou quando um estrato com uma certa inclinação é depositado mergulho acima contra uma superfície de maior inclinação.
- b) *downlap* - quando um estrato, inicialmente inclinado, termina mergulhando contra uma superfície originalmente horizontal ou inclinada.

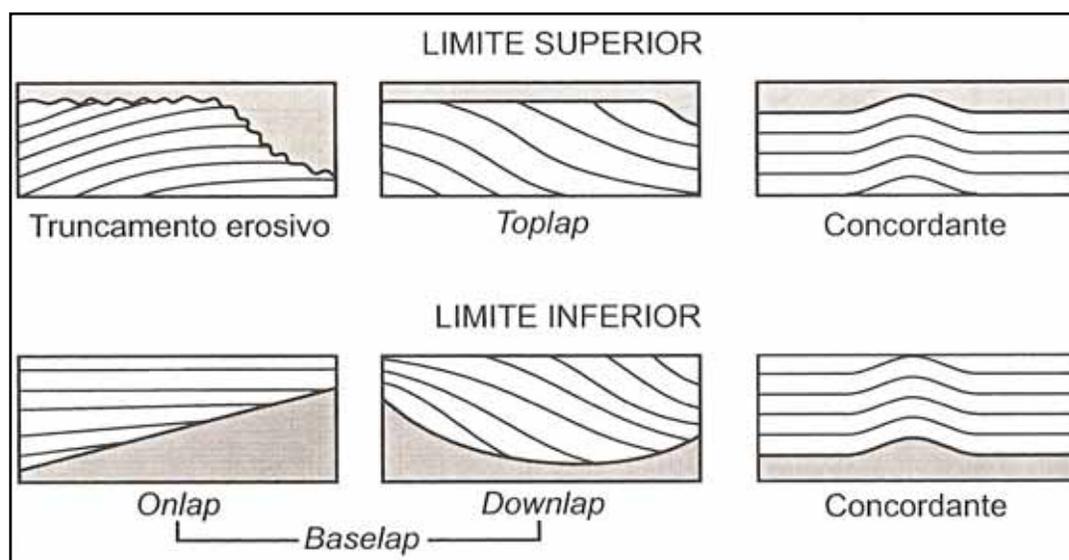


Figura 2.8 - Representação dos padrões de terminações dos estratos nos limites superior e inferior de uma sequência deposicional, modificada de Mitchum Jr. et al. (1977 a).

Os termos mais utilizados nas interpretações sísmicas são o *onlap* e o *downlap* por serem os padrões de terminações mais facilmente identificáveis. O *onlap* pode ser costeiro (*costal onlap*), quando a terminação mergulho acima ocorre em ambientes costeiros ou fluviais, como também, *onlap* marinho (*marine onlap*), quando as terminações mergulho acima ocorrem em ambientes de talude/sopé de talude.

O padrão cujos estratos terminam lateralmente, denominado *toplap*, ocorre onde existe uma diminuição gradual de espessura mergulho acima e ascendente ao limite superior assintoticamente. Nesse padrão evidencia-se um hiato não-deposicional que ocorre quando o nível de base é muito baixo, a ponto de impedir a continuidade da deposição de um estrato mergulho acima. Em alguns casos pode ocorrer *by-pass* sedimentar e pequenas erosões acima do nível de base, enquanto que abaixo, se desenvolve um padrão de empilhamento progradacional.

No truncamento, os estratos terminam lateralmente devido ao seccionamento de seu limite deposicional original, os contatos podem ser classificados como erosional ou estrutural. O primeiro ocorre quando a terminação lateral se dá por efeito erosivo e situa-se na parte superior de uma sequência, podendo abranger uma ampla área ou restringir-se a canais. O basculamento estrutural de um pacote sedimentar favorece a truncamento erosional face à exposição subaérea ou submarina. No truncamento estrutural, o término lateral dos estratos pode-se dar pela ruptura estrutural, deslizamento gravitacional, fluxo de sal, intrusão ígnea, ou outro mecanismo específico.

A concordância ou conformidade é definida quando os estratos de duas seqüências adjacentes se apresentam paralelos com a superfície que os delimitam. A concordância ou conformidade pode ocorrer no topo ou na base de uma sequência.

Outros tipos de padrões são ainda definidos como: *offlap*, convergência interna e truncamento aparente (Fig. 2.6.).

- a) o *offlap* é utilizado na interpretação sísmica para assinalar o padrão de reflexão progradante dentro da bacia.
- b) a convergência interna ocorre devido a menor espessura dos estratos (adelgaçamento) dentro de uma unidade sísmica face aos limites de resolução sísmica.
- c) O truncamento aparente é observado quando as reflexões de uma sequência terminam sob uma superfície com pouca inclinação, interpretada como uma seção

condensada. Neste caso, o aparente término da reflexão ocorre devido ao adelgaçamento da porção distal de uma camada, atingindo espessura abaixo da resolução sísmica.

Conforme Mitchum Jr. et al. (1977b) esses três tipos de padrões de terminações não irão representar necessariamente limites de sequências sísmicas.

2.3.2 - Fácies sísmicas

Brown Jr. & Fischer (1980) definiram fácies sísmicas como uma unidade tridimensional, com área delimitada, constituída por reflexões sísmicas cujos parâmetros inerentes diferem das fácies adjacentes. Uma fácies sísmica é o registro nas reflexões sísmicas das feições geológicas que a gerou, tais como: litologia, estratificação, feições e fácies deposicionais.

Conforme Mitchum Jr. et al (1977b), a análise de fácies sísmicas visa ao reconhecimento dos padrões de reflexões sísmicas e suas relações dentro das unidades sísmicas ou sequências, interpretando os seus significados geológicos.

Os parâmetros descritos na interpretação das fácies sísmicas são os padrões de reflexões, observados numa unidade sísmica ou numa sequência, tais como:

- **configuração** - padrão dos estratos, a partir do qual podem ser interpretados os processos deposicionais, a erosão e a paleotopografia. Diz respeito à arquitetura ou ao arcabouço estratal.
- **continuidade** - padrão de estratos ininterruptos. Reflexões contínuas sugerem depósitos uniformemente estratificados e de grande abrangência lateral, em que predomina a sedimentação por decantação e flocculação.
- **amplitude** - fornece informações sobre os contrastes de velocidade e densidade das interfaces individuais e do próprio espaçamento entre estas unidades. Usada na predição de mudanças físicas laterais e na detecção de hidrocarbonetos.

- **frequência** - atributo natural do pulso sísmico, mas está também relacionada com fatores geológicos, tais como, o espaçamento entre as superfícies refletoras, (espessura da camada), ou mudanças laterais na velocidade intervalar e conteúdo de fluidos.
- **velocidade intervalar** - resulta da divisão da espessura (distância) de um determinado intervalo estratigráfico pelo tempo que uma onda sísmica compressional leva para atravessá-lo (e/t). Pode fornecer estimativas da porosidade e do conteúdo de fluidos.
- **forma externa e associação areal** - interpretada pelo ambiente, pela fonte sedimentar e pelo sítio geológico.

Uma vez conhecidos os parâmetros das reflexões internas, a forma externa e a associação das fácies em 3 dimensões, as unidades de fácies podem ser interpretadas em termos do ambiente e dos processos deposicionais e também dos tipos litológicos. Esta interpretação é mais objetiva, para o qual é necessária a prévia amarração com os perfis de poço e/ou afloramentos disponíveis.

A continuidade das reflexões está associada à continuidade e à espessura dos estratos, indicando depósitos distribuídos amplamente e uniformemente estratificados. A frequência pode relacionar-se a vários fatores geológicos, tais como o espaçamento das interfaces refletoras, à variação lateral na velocidade intervalar, e pode ainda associar-se à ocorrências de gás.

A configuração interna das reflexões é o parâmetro mais comumente utilizado na análise de fácies sísmicas, e também é o que melhor a caracteriza. As configurações paralelas/subparalelas (Fig. 2.9A) indicam uma taxa de deposição uniforme dos estratos sobre uma superfície estável ou uniformemente subsidente.

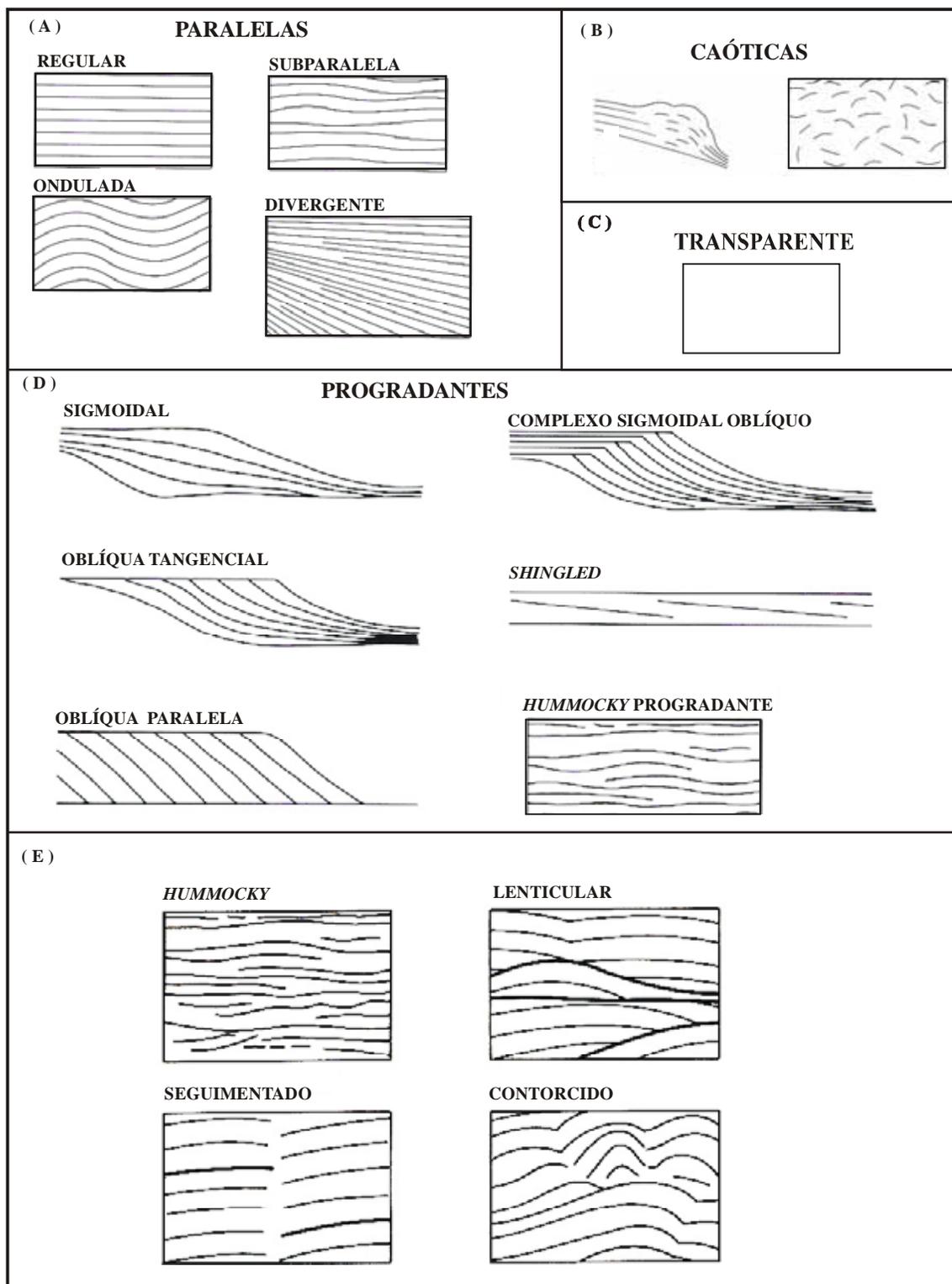


Figura 2.9 - Padrões de configurações das fácies sísmicas (modificada de Mitchum Jr. et al., 1977 a).

A configuração divergente pode indicar uma variação em área na taxa de deposição, inclinação progressiva do substrato (*tilting*), ou dos dois fatores juntos.

As configurações caóticas (Fig. 2.9 B) consistem em reflexões discordantes e descontínuas, indicando um arranjo desordenado das superfícies de reflexão. Podem também indicar um ambiente de alta e variável energia, deformações penecontemporâneas ou posteriores à deposição. Dependendo da intensidade da deformação, a feição deposicional original pode ser reconhecida ou não. Essas reflexões podem evidenciar estratos com dobramento, pequenas falhas, estruturas de escorregamento ou convolutas.

O padrão de configurações transparente (Fig. 2.9 C) indica intervalos com ausência de reflexão, pode indicar ainda pacotes sedimentares intensamente dobrados ou com mergulhos muitos abruptos, como também litologias homogêneas.

As configurações progradantes (Fig. 2.9 D) ocorrem em áreas onde os estratos se superpõem lateralmente, constituindo em superfícies inclinadas denominadas clinofomas, podendo ocorrer em diversos tipos de ambientes. Os padrões das clinofomas diferem, em função das variações, na razão de deposição e profundidade da lâmina d'água. As clinofomas podem ser oblíquas (paralelas ou tangenciais), sigmoidais, complexo sigmoidal-oblínquo e *shingle*. As clinofomas oblíquas apresentam o padrão cujo ângulo de mergulho é relativamente alto, com terminações das reflexões mergulho em *toplap* e mergulho abaixo em *downlap*. Esse padrão oblínquo pode ser:

a) tangencial - quando o mergulho do *foreset* decresce gradualmente na sua porção inferior, passando para um suave mergulho no *bottomset*,

b) paralelo - quando a terminação mergulho abaixo se der em alto ângulo contra a superfície inferior da unidade sísmica ou seqüência. Esse tipo de padrão combina de relativamente alto suprimento sedimentar, baixa ou nenhuma subsidência e nível do mar estável, sugerindo águas rasas e alta energia de deposição.

As clinofomas sigmoidais caracterizam-se pela disposição lateral das reflexões em forma de "S", através de uma disposição progressiva em superfícies que mergulham suavemente para águas profundas. Esse padrão sugere um baixo suprimento sedimentar, subsidência contínua ou subida relativa do nível do mar rápidas, em um ambiente de baixa energia deposicional.

O complexo sigmoidal-oblínquo é a combinação dos padrões sigmoidais e oblínquos inseridos em uma única fácies sísmica, formado em um ambiente deposicional de alta energia, onde ocorre a alternância de processos construtivos (sigmóides) e *bypass* sedimentar nos *topsets* (oblínquos).

A configuração *shingled* é um padrão de progradação de pequena espessura, com os limites superiores e inferiores paralelos, cujos refletores internos apresentam suaves mergulhos terminando em *toplap* e *downlap*.

Na figura 2.9 E encontram-se algumas variações dos padrões básicos das configurações, tais como: *hummocky*, lenticular, segmentado (*disrupted*) e contorcido (*contortea*).

A configuração *hummocky* possui os refletores descontínuos, irregulares, subparalelos, formando um padrão ondulado segmentado com terminações não sistemáticas. Esse padrão é interpretado, comumente, como lobos de estratos interdigitados no prodelta, área interdeltaica de águas rasas ou leques turbidíticos de sopé de talude.

Conforme Brown Jr. & Fischer (1980), a forma tridimensional e a expressão em área são características importantes das fácies sísmicas. A figura 2.10 ilustra algumas geometrias das fácies sísmicas. As geometrias em lençol (*sheet*), cunha (*wedge*) e bancos (*bank*) caracterizam ambientes plataformais. As configurações internas dessas geometrias podem ser paralelas, divergentes e progradacionais.

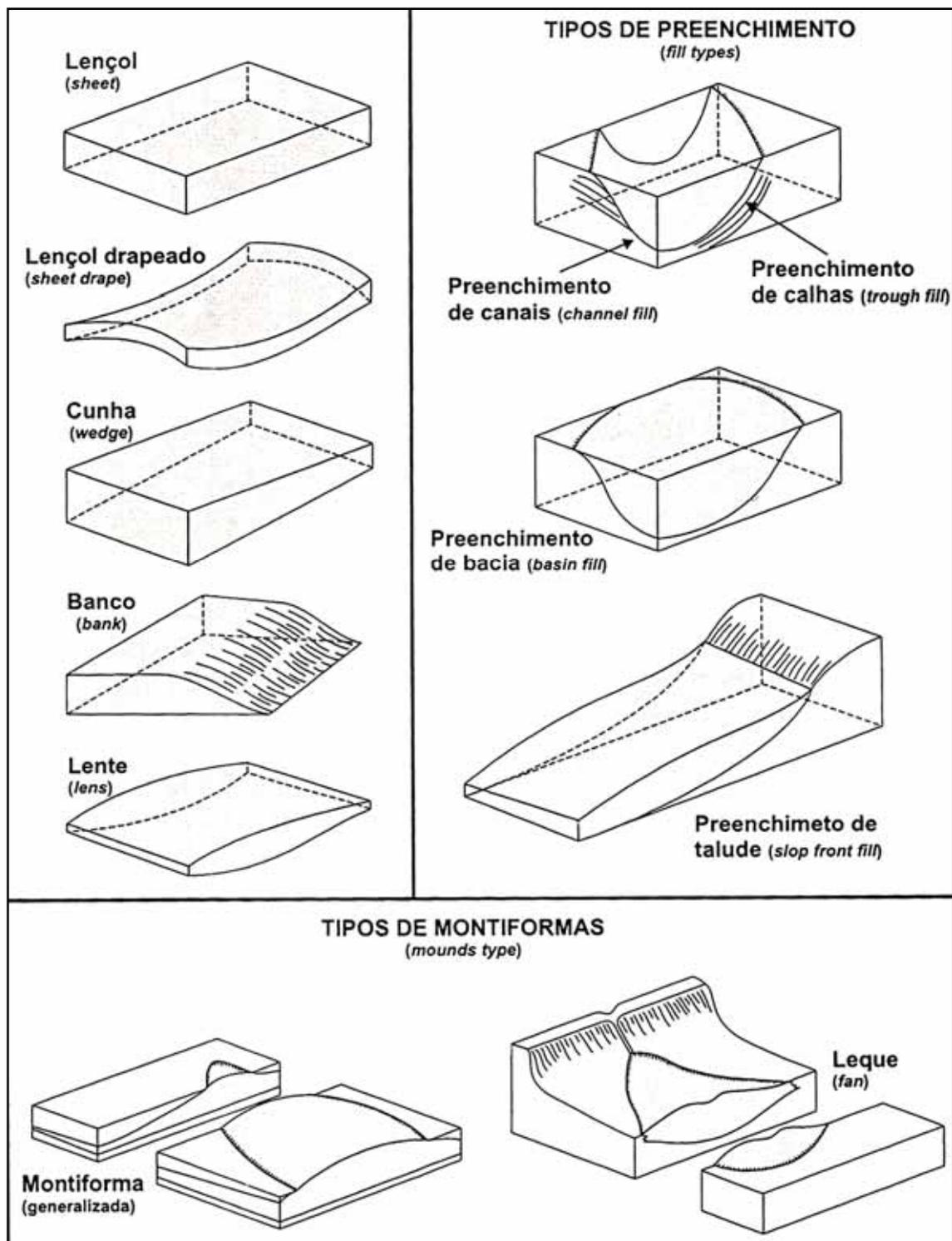


Figura 2.10 - Geometrias externas de algumas unidades de fácies sísmicas (modificada de Mitchum Jr. et al. 1977 b).

O lençol ondulado (*sheet drape*) é representado por geometrias extensas de superfícies paralelas, suavemente onduladas e com configuração interna paralela, indicando deposição uniforme relativamente profunda e de baixa energia.

As feições deposicionais mais elevadas topograficamente, em relação às camadas adjacentes são denominadas montiformas (*mounds*), podendo ser o resultado de processos sedimentares, vulcânicos ou biogênicos (leques de águas profundas, lobos deposicionais de escorregamento associados a turbiditos, contornitos, recifes e outros tipos de construções carbonáticas e/ou vulcânicas). Na figura 2.11. são apresentadas algumas possíveis configurações internas de tipos de montiformas.

As geometrias de preenchimento (*fill types*) são interpretadas como a sedimentação em feições negativas no relevo da superfície deposicional de formas erosivas ou não, tais como canais, *canyons*, calhas estruturais, bacias, depressões, sopé de talude, etc. Alguns tipos de configurações internas dessa fácies sísmica são ilustrados na figura 2.12.

Baseando-se na geometria, na configuração interna e nos parâmetros de reflexão, reconhecidos na análise de fácies sísmicas, Sangree & Widmier (1977) observaram, para os sedimentos clásticos, associações sistemáticas de padrões de fácies sísmicas com determinadas fácies deposicionais. Assim, as fácies sísmicas relativas aos sedimentos terrígenos foram interpretadas e definidas por esses autores em unidades plataformais, sendo margem de plataforma/talude progradante e talude/fundo de bacia (Fig 2.13 A, B, e C). Em áreas onde somente se disponham de seções sísmicas é possível inferir, através dessas associações, litologia, ambiente deposicional, idade, etc.

Nas fácies sísmicas de plataforma, as geometrias mais comuns observadas são o lençol e as montiformas. A geometria em lençol, conforme os padrões de configuração interna, subdividem-se em unidades de fácies sísmicas de alta continuidade e alta amplitude, de baixa continuidade e baixa amplitude e de baixa continuidade e amplitude variável (Fig. 2.13A).

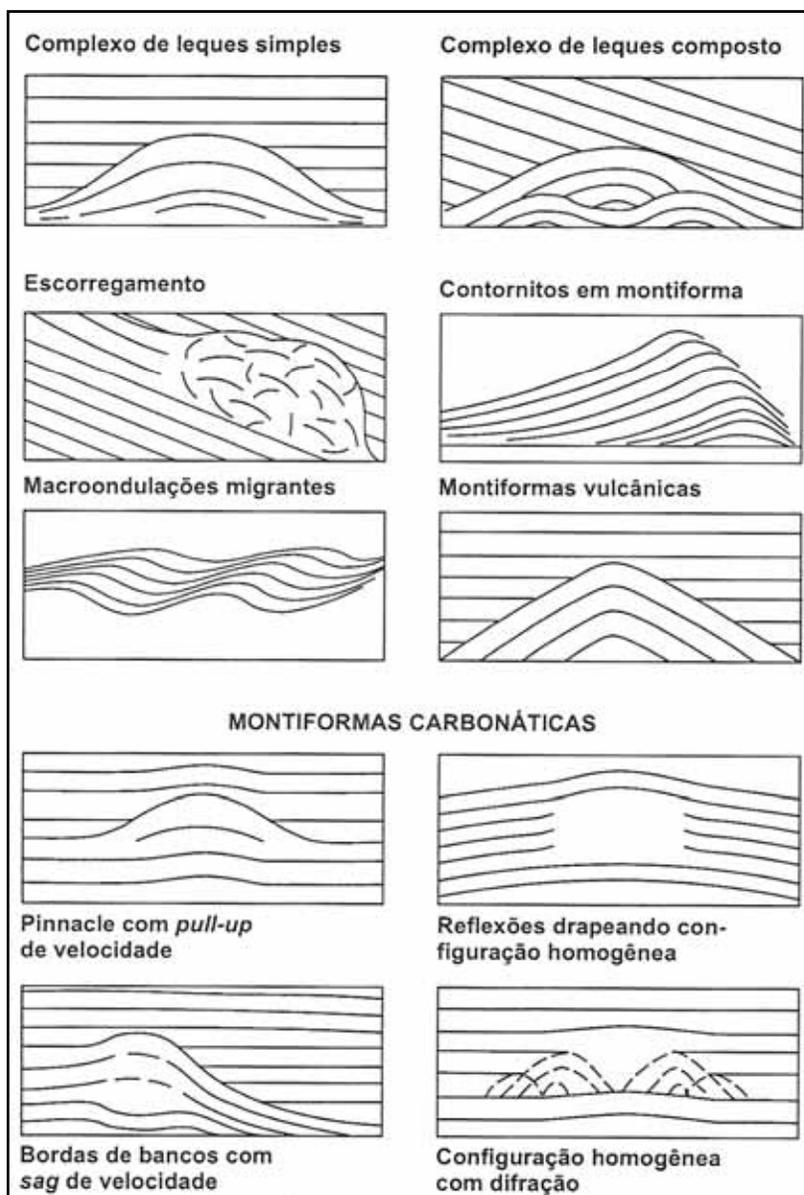


Figura 2.11 - Padrões de configuração interna e geométrica de algumas fácies sísmicas em montiforma (modificada de Mitchum Jr. et al. 1977 b).

As fácies sísmicas de baixa continuidade e baixa amplitude associam-se a camadas delgadas, próximas aos limites de resolução sísmica, ou ainda devido à predominância de uma determinada litologia. As fácies sísmicas que caracterizam depósitos fluviais são as de baixa continuidade e amplitude variável, as quais são interpretadas como sedimentos não marinhos, sob condições de energia variável.

Segundo o padrão de configuração interna, as fácies sísmicas de margem de plataforma/talude progradante (Fig 2.13 B) distinguem-se em dois tipos de fácies sísmicas progradacionais: sigmoidais, as quais representam uma deposição em mais baixa energia, e, oblíquas que caracterizam ambientes de mais alta energia.

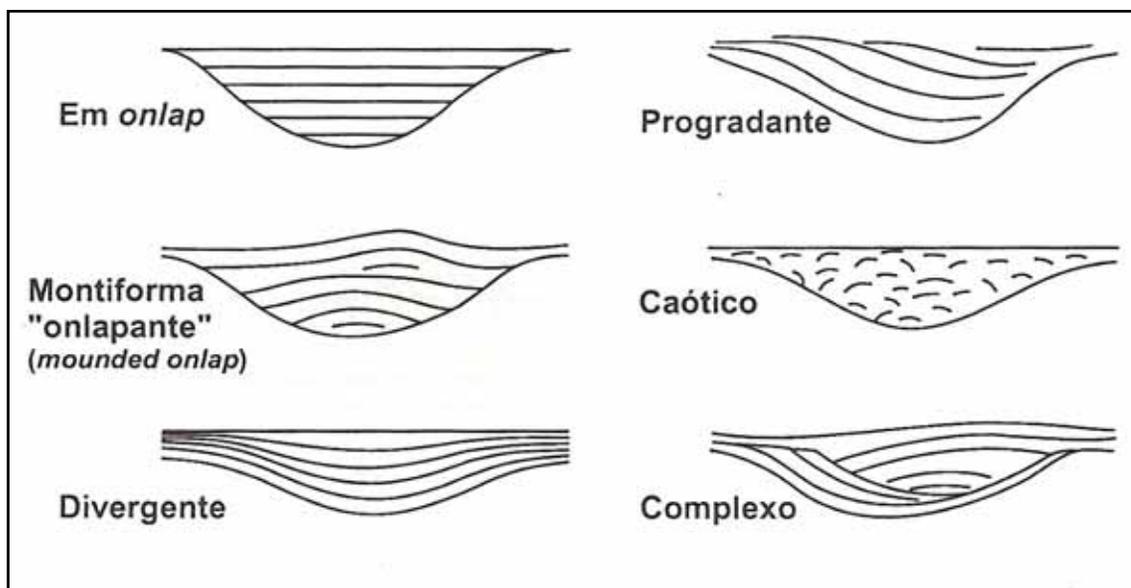


Figura 2.12 - Alguns padrões de configurações internas de reflexões de fácies sísmicas de preenchimento (modificada de Mitchum Jr. et al. 1977 b).

Em função da geometria e da configuração interna, as fácies sísmicas de talude/fundo de bacia (Fig. 2.13 C) dividem-se em vários tipos: lençol drapeado (*sheet-drape*), preenchimento de talude (*slope-front fill*), preenchimento em *onlap* (*onlap fill*), depósitos de leques em montiformas (*mounded fan*), elevações formadas por depósitos de correntes de fundo “contornitos” (*mounded-contourite*), preenchimento de onlap conjugado com montiformas (*mounded-onlap fill*) e preenchimento caótico (*caotic fill*). As fácies sísmicas representadas por cada um desses tipos caracterizam o respectivo local de deposição (talude ou fundo de bacia) e uma determinada intensidade de energia.

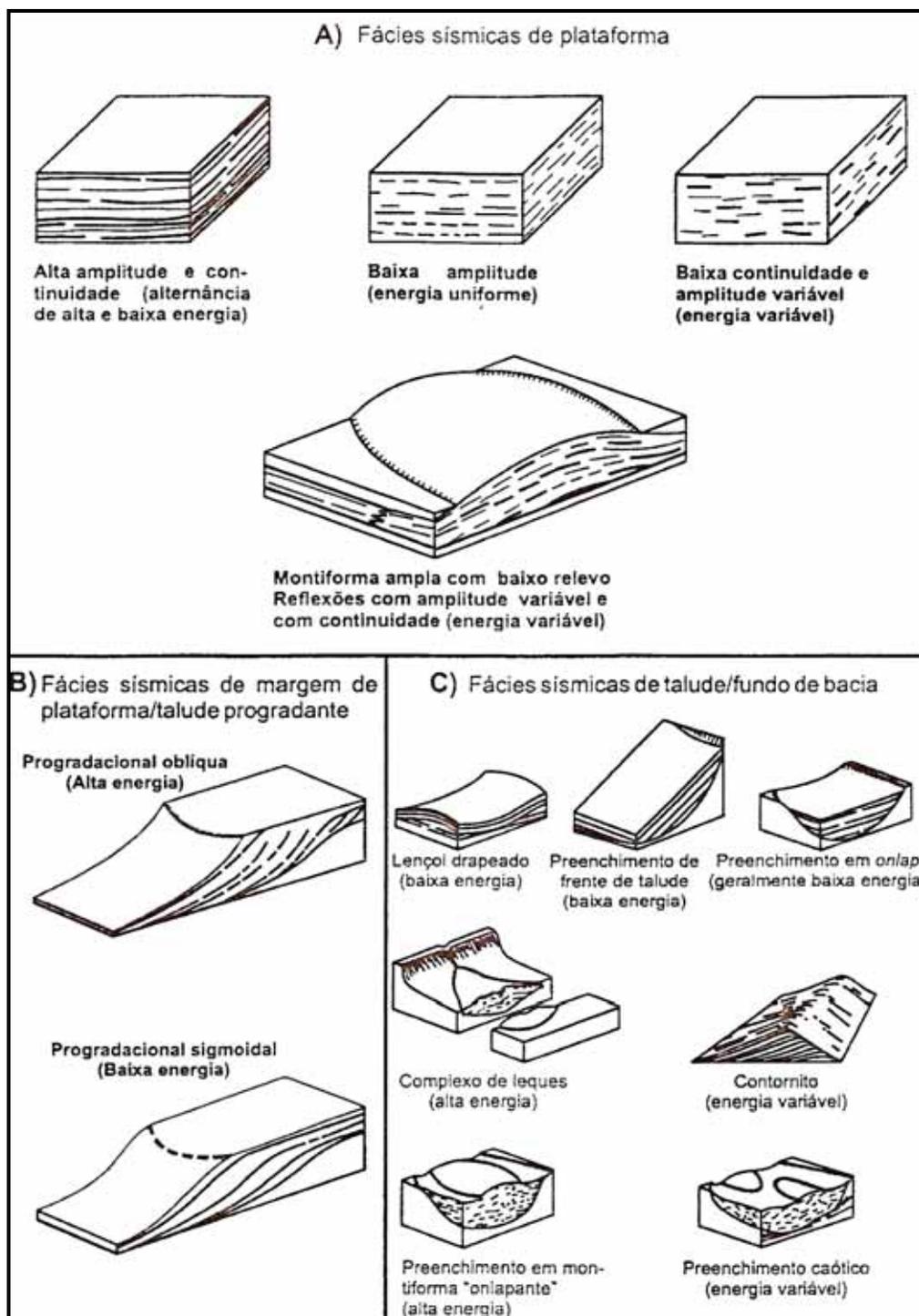


Figura 2.13 - Tipos de fácies sísmicas de plataforma, margem de plataforma/talude progradante e talude/fundo de bacia (modificada de Sangree & Wildmier, 1977 apud Severiano Ribeiro , 2001).

2.3.3 - Variações relativas do nível do mar interpretadas através de indicadores sismoestratigráficos.

Vail et al. (1977a) sugeriram três situações em que pode ocorrer uma queda relativa do nível do mar:

- a) durante uma queda eustática, quando a superfície deposicional inicial permanece estacionária, se eleva ou subside numa queda menor do que a descida eustática,
- b) quando a superfície deposicional inicial se eleva, enquanto o nível do mar permanece estacionário,
- c) quando a superfície deposicional inicial se eleva a uma razão maior do que uma subida eustática.

Ainda no referido trabalho, os autores (Vail et al., 1977a) distinguiram três padrões sismoestratigráficos indicadores de posições relativas do nível do mar:

- *onlap* costeiro (*coastal onlap*),

- *toplap* costeiro (*coastal toplap*),

- deslocamento do *onlap* costeiro em direção à bacia (*downward shift in coastal onlap*).

O *onlap* costeiro indica uma subida relativa do nível do mar, consistindo na deposição de sedimentos costeiros em progressivo empilhamento na direção do continente. As relações dos estratos depositados em *onlap*, quando de uma subida relativa do nível do mar, são ilustradas na figura 2.14. A quantificação dessa subida relativa é dada pela medida da aggradação costeira (*coastal aggradation*), na vertical, e pela ingressão costeira (*coastal encroachment*), na horizontal, nas quais devem ser

feitas ainda, os devidos ajustes e compensações para se retirar os efeitos de outros possíveis fatores atuantes (compactação, subsidência, etc).

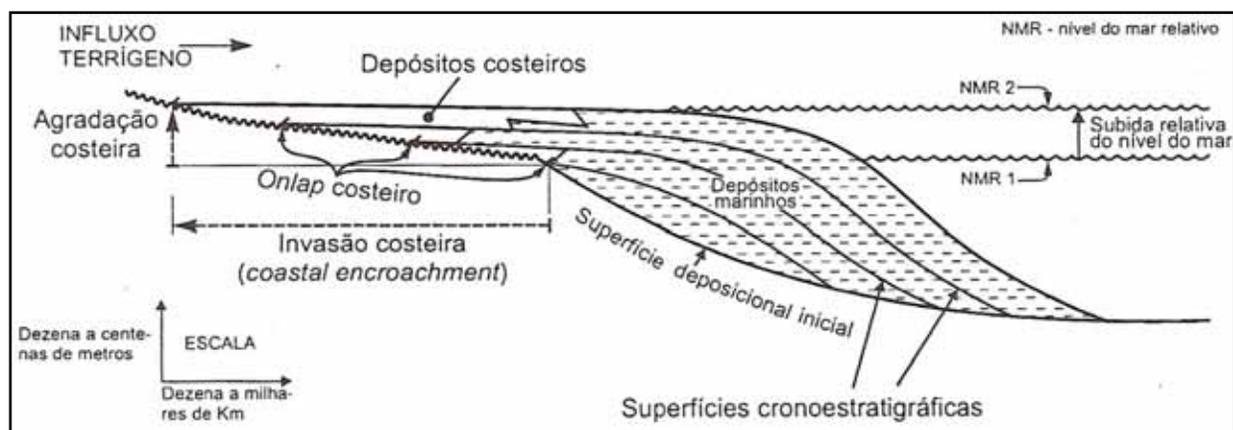


Figura 2.14 - Subida relativa do nível do mar, tendo como indicador o onlap costeiro (modificada de Vail et al., 1977 a).

O *onlap* costeiro, gerado através de uma subida relativa do nível do mar, pode ser causado por três situações:

- uma subida eustática, enquanto o substrato da bacia subsida, fica estacionário ou ascende em razão inferior à subida eustática,
- quando o substrato da bacia subsida e o nível do mar mantêm-se estável, e
- quando o substrato da bacia subsida numa razão maior do que uma queda eustática.

Em uma situação de *onlap* costeiro, o suprimento sedimentar disponível é um fator determinante nas relações faciológicas, como também influi terminantemente no posicionamento da linha de costa. Na figura 2.15 é possível observar que em função da intensidade do influxo de suprimento sedimentar, uma determinada subida relativa do nível do mar pode resultar em diferentes relações faciológicas e posicionamentos da linha de costa.

O aporte de sedimentos terrígenos pode motivar muitas vezes uma transgressão e uma regressão da linha de costa, e, também influenciar na profundidade relativa da lâmina de água. A fig. 2.16 mostra uma situação de *onlap* costeiro, durante um período de subida relativa do nível do mar, em que a transgressão/regressão e a variação na profundidade da lâmina de água são demonstradas pelo arranjo das fácies litorâneas e neríticas mais profundas.

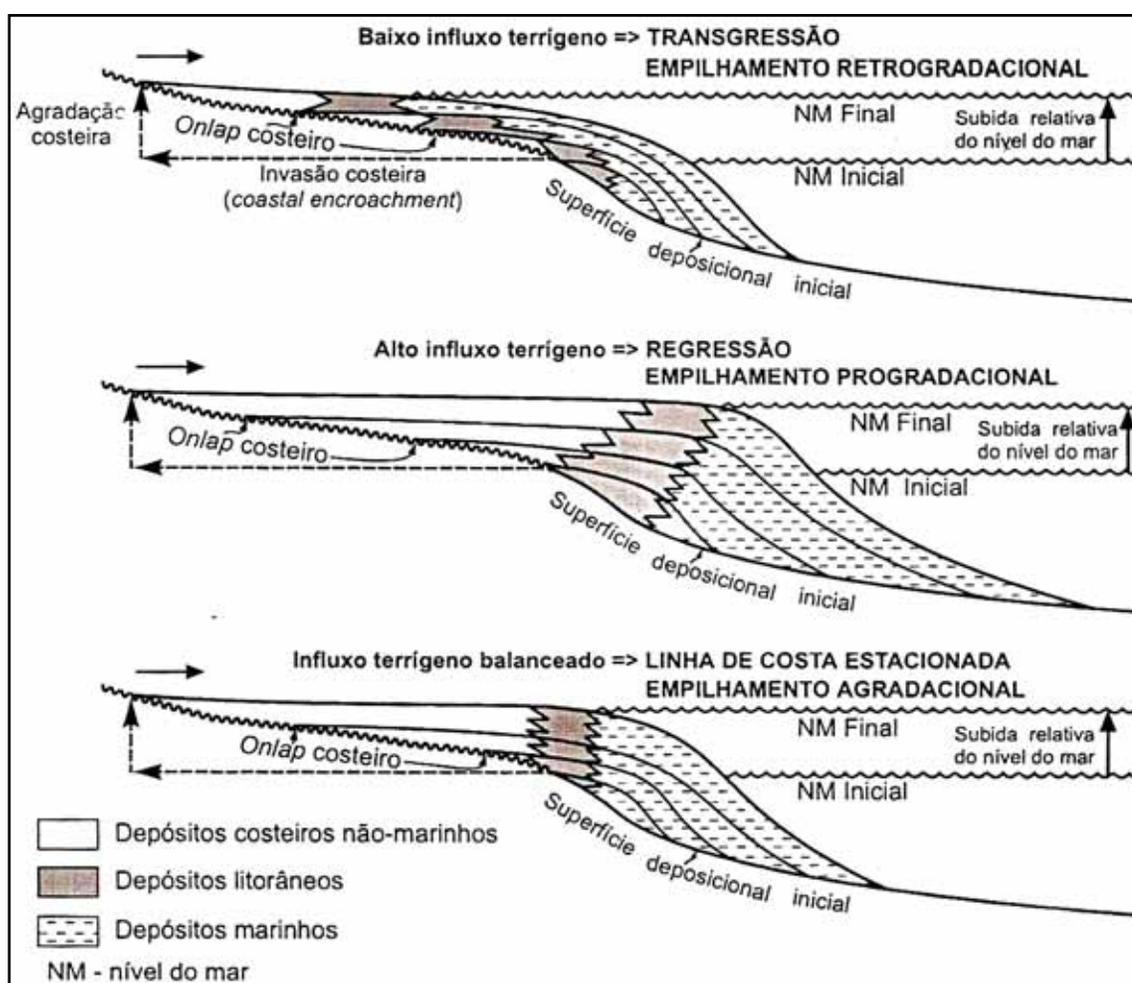


Figura 2.15 - Esboço demonstrativo do deslocamento da linha de costa (transgressão e regressão) junto à variação do empilhamento estratigráfico (retrogradacional, progradacional e agradacional) em função do aporte de sedimentos terrígenos (taxa de suprimento sedimentar) durante um subida do nível do mar, segundo Vail et al. (1977 a).

Um período de estabilidade relativa do nível do mar é indicado pelo *toplap* costeiro, no qual o nível do mar permanece estacionário (*stillstand*). Essa situação pode representar uma situação na qual o nível do mar não varie e nem ocorram deslocamentos verticais (tectônica) da superfície deposicional original, ou ainda, da subida ou descida de ambos numa mesma razão.

Nesses casos, os sedimentos empilham-se progradacionalmente, quase não havendo agração, ocorrendo *bypass* dos sedimentos em direção à bacia. As áreas com altas taxas de deposição tais como nos ambientes deltaicos, são favoráveis a formarem o *toplap* costeiro (Fig 2.16).

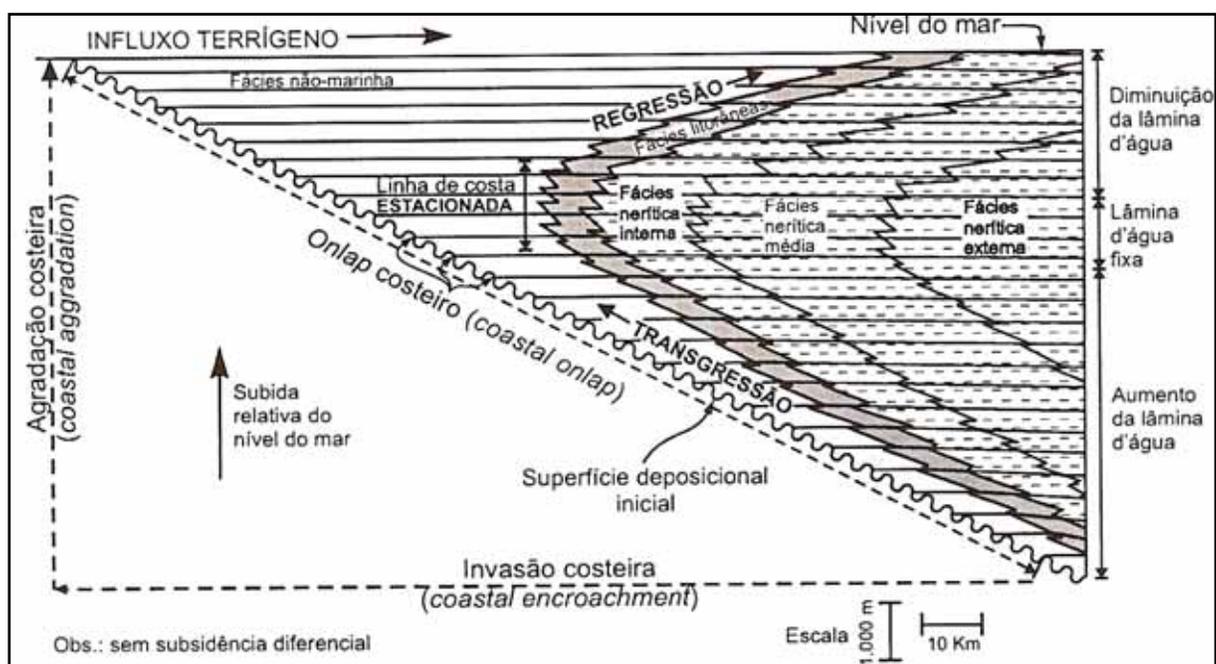


Figura 2.16 - Representação da linha de costa em transgressão-regressão em função do aporte de sedimentos terrígenos durante uma subida relativa do nível do mar ressaltando as relações de profundidade na faciologia dos sedimento.(modif. de Vail et al., 1977 a).

O deslocamento do *onlap* costeiro em direção à bacia é a representação de uma rápida queda relativa do nível do mar em relação aos limites da superfície deposicional

inicial. No exemplo apresentado na figura 2.16. a queda relativa do nível do mar se dá entre o *onlap* da unidade 5, da Sequência A, e o *onlap* da unidade 6, da Sequência B, sugerindo-se uma nova subida relativa do mar o *onlap* das unidades 7, 8 e 9.

2.3.4 - Aplicação da Sismoestratigrafia no reconhecimento de feições deposicionais associadas a fluxos gravitacionais em ambientes marinhos profundos.

Richards (1996) apresenta uma revisão que trata de ambientes marinhos profundos, cuja ênfase maior é dada aos processos associados aos fluxos gravitacionais. A interpretação sísmica é um importante instrumento para identificação dessas estruturas, pois essa ferramenta aplicada nesses ambientes profundos é a única forma de visualizar a variabilidade dos processos que atuaram e os depósitos sedimentares associados. No trabalho, apresenta quatro tipos de fluxos gravitacionais, os quais são característicos de ambientes marinhos profundos:

Correntes de turbidez, nas quais o sedimento é suportado pela componente superior da turbulência do fluido, formada pelo contraste entre uma mistura de sedimento mais fluidos e o ambiente fluido a sua volta;

Fluxos fluidizados, nos quais os sedimentos são suportados pelo movimento de escape de fluidos dos poros;

Fluxos de grãos, nos quais as partículas são suportadas pela pressão dispersa da colisão dos grãos, e

Fluxos coesivos, nos quais as partículas são suportadas pela densidade e resistência da matriz.

Através dos modelos da estratigrafia de sequências, baseados na interpretação sísmica, são possíveis de predizer e localizar leques submarinos com potencial para formação de reservatórios de hidrocarbonetos. Esses modelos admitem que o desenvolvimento e deposição de um sistema turbidítico estão intimamente ligados aos ciclos de variações eustáticas ou relativas do nível do mar. Segundo os trabalhos de Mitchum Jr. et al. (1977 a, e b), Vail & Todd (1981), Posamentier & Vail (1988) e Posamentier et al. (1988), o desenvolvimento de leques é relacionado à queda do nível eustático, em que o nível de base cai abaixo da quebra da plataforma, causando entrincheiramento e erosão dos sistemas fluviais, exposição da plataforma e transporte de sedimentos clásticos grossos para a bacia.

Os leques submarinos de águas profundas formados em nível de mar baixo (*lowstand*) são definidos em dois tipos, segundo Mitchum et al. (1977 a e b), Posamentier & Vail (1988). Esses correspondem ao leque de assoalho de bacia e a cunha de mar baixo.

O primeiro está associado à formação de um sistema propenso à acumulação de areias, em resposta aumento da capacidade e ao acentuamento dos gradientes fluviais associados com as fases iniciais de queda relativa do nível do mar (Van Wagoner et. al. 1990). Durante esse período, os sedimentos arenosos são transportados através da plataforma (*bypass*) e depositados na bacia (Posamentier & Vail, 1988 e Van Wagoner et. al. 1990). O aumento no tamanho e na carga dos sedimentos pode ser promovido pelo retrabalhamento e escavamento de vales incisos na plataforma.

A cunha de mar baixo é desenvolvida com a estabilização relativa do nível do mar e durante o estágio inicial de elevação do mesmo, caracterizada por ter um padrão de empilhamento progradacional de parassequências, possuindo ainda, um caráter onlapante em direção ao continente.

Durante esse período, a progressiva redução nos gradientes aluviais associada ao aumento da acomodação resulta em um decréscimo no volume e tamanho dos sedimentos fornecidos à bacia.

2.4 – Caracterização do sistema fluvial e a drenagem.

2.4.1 – A formação do canal.

A redução da paisagem através da ação do processo fluvial pode envolver a incisão do canal no substrato rochoso bem como a remoção e transporte dos sedimentos, (Summerfield, 1991). A erosão do assoalho do canal é considerada significativa em regiões montanhosas, e embora o mecanismo envolvido seja pouco conhecido, três processos principais parecem ocorrer. A corrosão que é a intemperização química dos minerais em contato com água corrente e a remoção dos produtos solúveis corrente abaixo. Os principais fatores que controlam as taxas de corrosão são a composição mineralógica do leito, a concentração de solutos na água corrente, a energia da corrente e a velocidade do fluxo. O segundo mecanismo é a abrasão e consiste no desgaste ou destacamento do assoalho do canal pelo movimento causado pelo fluxo da água. Os efeitos da abrasão dependem da concentração, dureza e energia cinética das partículas impactantes e naturalmente da resistência da superfície do canal. Uma vez que a energia cinética é proporcional ao quadrado da velocidade, as taxas de abrasão crescem rapidamente à medida que a velocidade do fluxo aumenta. O terceiro mecanismo envolve a ação hidráulica, que é o movimento da água por si só.

O referido autor cita outro processo como muito importante, mas que não é bem documentado nos canais naturais. Este processo chama-se cavitação. Cavitação é o nome que se dá ao fenômeno de vaporização de um líquido pela redução da pressão, durante seu movimento a uma temperatura constante. É fato sabido e previsível - com a ajuda do Teorema de Bernoulli - que um fluido escoando, ao ser acelerado, tem uma redução da pressão, para que a sua energia mecânica se mantenha constante. Então ocorrerá uma vaporização local do fluido, formando bolhas de vapor que causam erosão nos canais. Estas bolhas de vapor que se formaram no escoamento devido à baixa pressão, serão

carregadas e podem chegar a uma região em que a pressão cresça novamente a um valor superior. Então ocorrerá a "implosão" dessas bolhas. Se a região de colapso das bolhas for próxima a uma superfície sólida, as ondas de choque geradas pelas implosões sucessivas das bolhas podem provocar trincas microscópicas no material, que com o tempo irão crescer e provocar o descolamento de material da superfície, originando uma cavidade de erosão localizada.

2.4.2 - Regime de fluxo fluvial.

Nos canais naturais as variações locais na profundidade causados por irregularidades no leito do canal criam ondas as quais expressam o peso ou a força da gravidade. O número de Froude (F), mostra o índice da influência da gravidade em situações de fluxo onde existe uma inter-relação entre um meio líquido e um gasoso, como em um canal fluvial (Simons, 1966).

Este índice pode ser usado para distinguir diferentes estados de fluxos. Quando o número de Froude é menor do que 1 a velocidade da onda é maior do que a velocidade média do fluxo e o fluxo é descrito como subcrítico ou tranquilo. Se número de Froude for 1, ele é denominado de crítico, e se for maior que 1 é denominado de supercrítico ou rápido.

A razão para a existência desses diferentes tipos de fluxos é que mudanças na carga podem ser realizadas conforme são constatadas mudanças na velocidade e espessura do fluxo (profundidade), figura 2.17, em outras palavras, uma dada carga transportada pode ser transmitida por uma corrente no canal, tanto por um fluxo supercrítico, profundo e lento, como por um fluxo supercrítico, raso, e rápido.

$$F = v / \sqrt{g d} \quad (\text{Eq. 2.3})$$

onde F = fluxo, v = velocidade do fluxo, g é aceleração da gravidade e d é a espessura do fluxo.

A relação da seção do canal com a velocidade do fluxo determina o tamanho máximo do material que pode ser movido (competência do rio) e o volume da carga transportada (capacidade do rio). Ambos dão a idéia quantitativa dos trabalhos das correntes fluviais. A carga é a quantidade do material transportado, seja em suspensão (carga em suspensão) ou ao longo o leito do rio (carga de fundo). A carga em suspensão é constituída de partículas de granulação reduzida, silte ou argila, tão pequenas que se conservam em suspensão na água em fluxo turbulento. A carga de fundo ou de leito do rio é formada por partículas maiores com granulação de areia, cascalho ou fragmentos

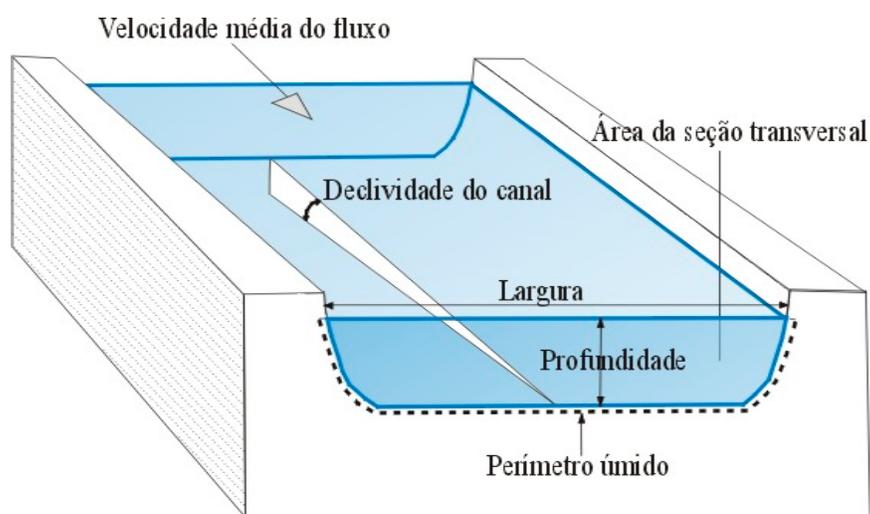


Figura 2.17 - Propriedades do canal relevantes para a característica do fluxo, modificada de Summerfield (1991).

de rocha que deslizam ou saltam ao longo do rio. Existem ainda os constituintes intemperizados das rochas que são transportados em solução química, formando carga dissolvida.

O fluxo laminar na água corrente acontece quando várias camadas de fluido deslizam umas sobre as outras sem que haja mistura de material. Isto ocorre quando a velocidade de fluido é relativamente lenta e cada elemento do fluido move-se ao longo de um caminho específico com velocidade uniforme. As linhas de fluxo, neste tipo de

regime, envolvem levemente a suavidade do leito fluvial e os objetos encontrados em seu caminho, sem formar redemoinhos e correntes turbilhonares durante a sua passagem.

O fluxo torna-se turbulento quando através das linhas de fluxo verificam-se flutuações de velocidades que excedem um determinado valor crítico. Estas flutuações são causadas por redemoinhos produzidos quando a água passa por obstáculos ou irregularidades de contornos rugosos situados no fundo do curso d'água. Condições sob as quais ocorre fluxo laminar ou turbulento são definidas pelo número de Reynold (R_e) que é uma taxa adimensional de medida de fluxo.

$$R_e = v / R \mu \quad (\text{Eq 2.4})$$

onde, v = velocidade do fluxo, R = raio hidráulico e μ = viscosidade cinemática

A velocidade da corrente do fluxo é influenciada pelo gradiente, pela aspereza e pela forma da seção transversal do canal. Os canais naturais quase invariavelmente têm uma superfície áspera a qual induz a uma perda de energia friccional e causa uma redução na velocidade do fluxo, principalmente próximo aos limites do canal.

2.4.3 - Canais dos Rios.

A maioria dos rios não corta diretamente o assoalho rochoso, mas fluem em canais aluviais formados em sedimentos não consolidados. Os sedimentos podem variar de tamanho desde matações até argilas. Os canais aluviais são feições auto formadas em equilíbrio ou quase em equilíbrio nas quais a morfologia se origina pela mobilização, transporte e deposição de sedimentos e que representam um ajustamento às condições prevalecentes hidrológicas e sedimentológicas.

Três tipos principais de canais de rios podem ser identificados (fig. 2.18) segundo Summerfield (1991):

- a) canais escavados na rocha ou no substrato coesivo - em geral eles experimentam uma gradual modificação mas retêm sua forma por um longo período de tempo. Mudanças laterais do canal podem, entretanto, ocorrer onde o subsolo é fracamente resistente,
- b) canais semi controlados - que são de do tipo intermediário, sendo somente controlado localmente pelo subsolo rochoso ou depósitos sedimentares de aluvião resistente.
- c) canais aluviais - onde leito e os bancos são compostos de sedimentos transportados pelo rio. Eles podem sofrer mudanças na forma quando o aluvião fracamente resistente é erodido, transportado e redepositado em resposta às mudanças na descarga de água carga de sedimentos, entre outro fatores.

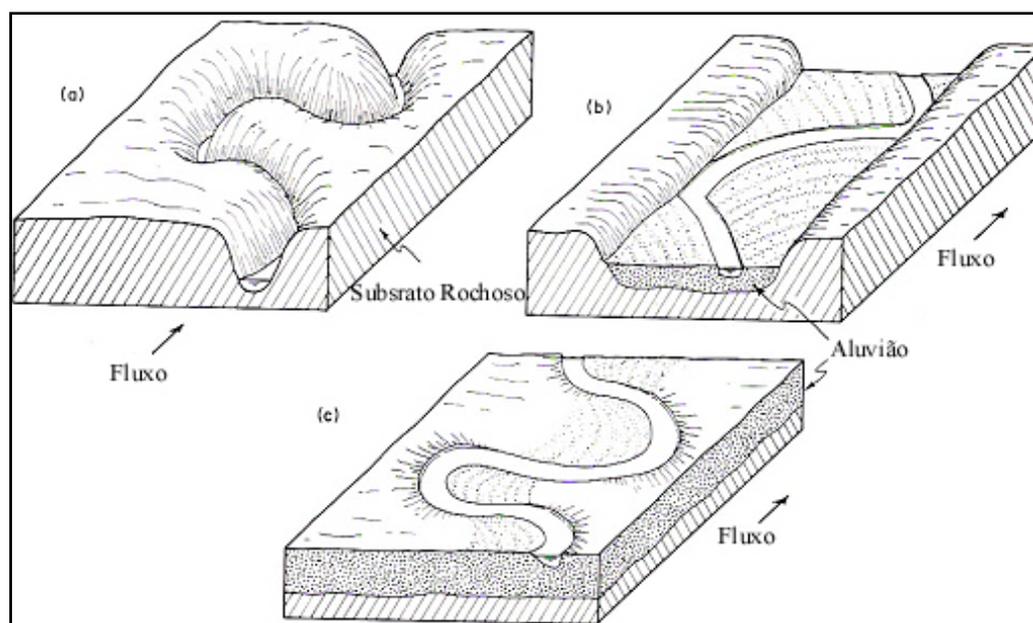


Figura 2.18 - Principais tipos de canais: a) escavado no assoalho rochoso, b) canal semi controlado e c) canal aluvial, segundo Allen (1984).

Os canais fluviais exibem uma grande variedade de formas planas. Numerosos padrões de canais podem ser reconhecidos, mas todos eles representam variações de

poucos tipos básicos. Seguindo Miall (1977), as formas básicas dos canais fluviais são: retilíneos, meandranes, entrelaçados e anastomosados.

Uma propriedade chave é a sinuosidade que representa a irregularidade do curso do canal e é expressa pela relação entre comprimento do canal (medida ao longo do centro do canal) e o comprimento do vale (medida ao longo do eixo do vale). A relação, gradiente do vale pelo gradiente do canal provêm uma definição alternativa. A sinuosidade varia de 1 para canais perfeitamente retilíneos, até 3 para cursos de rios altamente tortuosos. Canais com sinuosidade acima de 1,5 são usualmente descritos como meandranes (embora isto seja um ponto de mudança arbitrária). De acordo com Summerfield (1991) mesmo os canais retilíneos apresentam uma leve sinuosidade. A terceira forma fundamental que o canal pode assumir envolve entrelaçamento (Fig. 2.19). Representa a extensão pela qual o fluxo do canal é dividido por ilhas ou barras, que representam exposição de sedimentos acumulados. As ilhas são vegetadas e são feições de relativa estabilidade, enquanto as barras são menos estáveis, sendo compostas de areias e cascalhos não vegetados.

O grau de entrelaçamento é expresso quantitativamente pela porcentagem do comprimento do canal que contém barras e ilhas. O desenvolvimento de canais entrelaçados é favorecido por muitos fatores.

Em adição a canais com gradientes íngremes, o mais importante fator parece ser a grande proporção de material granulometricamente grosso sendo transportado como carga no leito, e a pronta erosão do material dos bancos, a qual permite o canal mudar o curso com relativa facilidade. Enquanto a carga declina, depois de um pico de fluxo, a carga grossa é a primeira a ser depositada no canal. Esse material forma o núcleo das barras as quais crescem no sentido da corrente à medida que a velocidade do fluxo é reduzida e os sedimentos finos são acumulados. Com o decréscimo da descarga, o nível da água baixa progressivamente e as barras são gradualmente expostas.



Figura 2.19 - Imagem 3D do rio Waimakariri, Nova Zelândia, com canal do tipo entrelaçado, fonte Google Earth.

Também podemos constatar a presença do padrão de canal é denominado de anastomosado, figura 2.20, consistindo de canais distributários que se ramificam e se reúnem tendo a aparência superficial de um padrão trançado. Canais entrelaçados, entretanto, são formas de canais nas quais o fluxo é desviado, em volta de obstáculos do próprio canal, ao passo que o padrão anastomosado, consiste de canais de pequeno porte interconectados os quais são separados por afloramentos ou por aluviões estáveis. Enquanto os canais entrelaçados são principalmente deposicionais, os anastomosados são predominantemente erosionais dependendo da resistência do material do leito do canal para ser transportado, exceto para fluxos muito intensos.

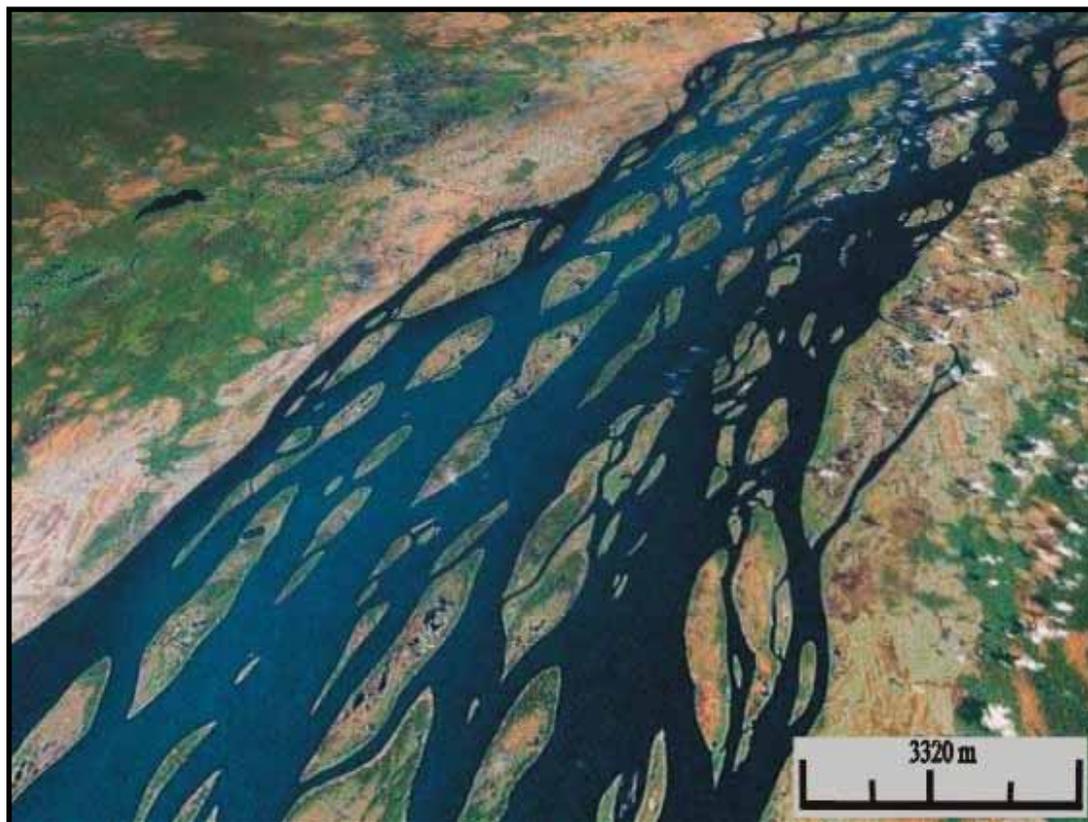


Figura 2.20 - Imagem 3D do canal tipo anastomosado do Rio Congo, fonte Google Earth.

O fato que canais retilíneos são raros e que canais meandantes são comuns faz levantar a questão sobre o que causa os meandros. Existe uma extensa literatura sobre a origem dos meandros sugerindo uma variação de possíveis mecanismos para inicialização e sustentação do comportamento meândrico. Pesquisa feita por engenheiros hidráulicos tem mostrado que a fricção no leito do canal e nos bancos causa deformação e turbulência no fluxo da água e gera o desenvolvimento de instabilidade as quais promovem barras alternadas ao longo do canal. Um fluxo helicoidal é estabelecido, com a superfície da água sendo elevada no banco exterior (margem côncava) de cada curva e a corrente retorna a profundidade diretamente o fluxo em direção ao banco oposto (margem convexa). O banco exterior côncavo é erodido como

resultado da alta velocidade o fluxo, enquanto a deposição ocorre ao longo do banco interno (convexo) formando uma barra de pontal, figura 2.21.

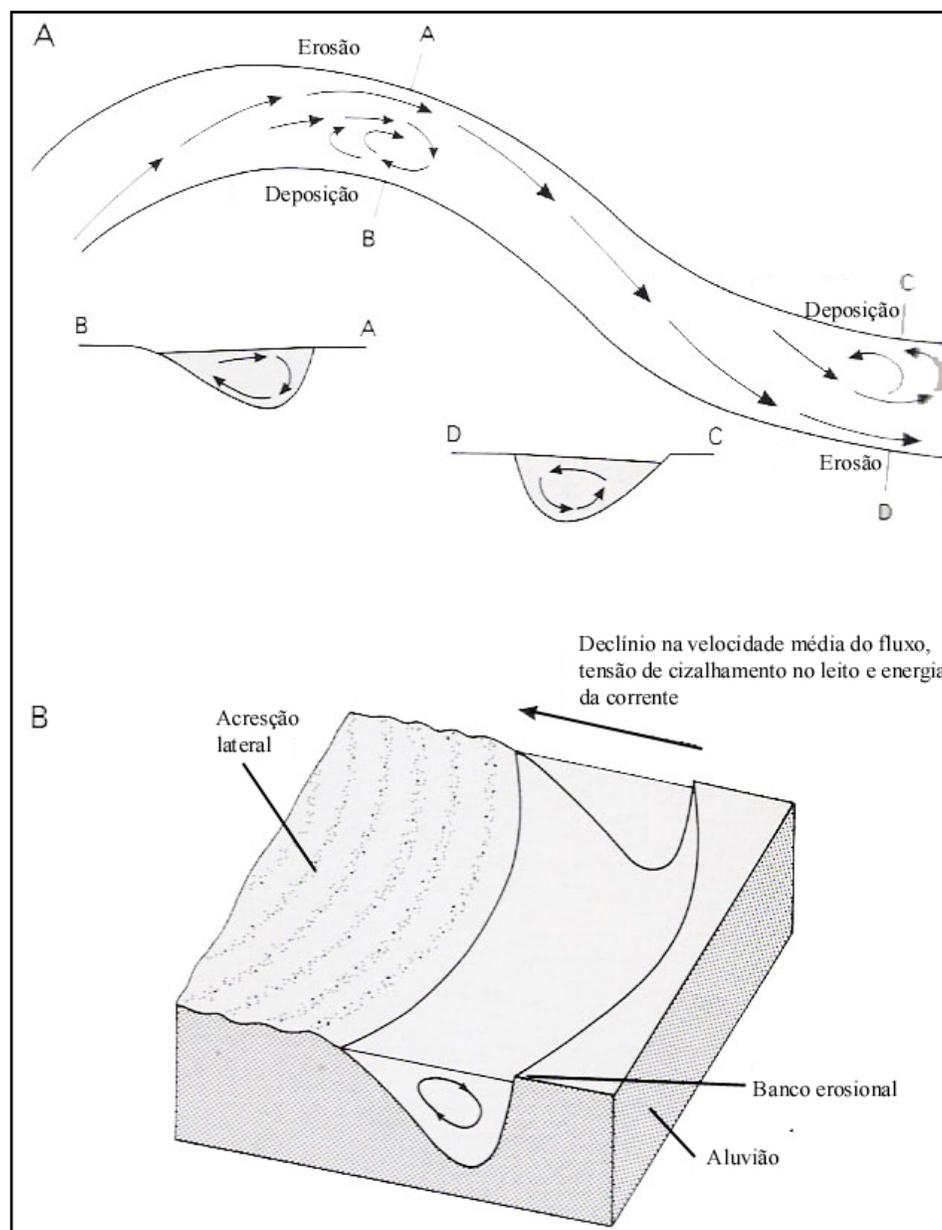


Figura 2.21 A) mudanças na forma da seção transversal do canal com locais de erosão e deposição, B) movimento da água na curva do canal e o esforço exercido associado no material do fundo do canal, segundo Summerfield 1991.

Trabalhos desenvolvidos em laboratório têm demonstrado que mesmo em canais retos e uniformes, a turbulência ao longo canal geram em grande escala movimentos circulares associados com a alternância da aceleração e desaceleração do fluxo (Fig 2.22). É percebido que estas alternância da corrente de fluxo lento e rápido conduzem ao desenvolvimento de zonas de erosão (depressão) e de zonas de acreção de sedimentos (soleiras) as quais assumem frequentemente uma forma de equilíbrio.

Soleiras e depressões são formas topográficas do leito que se alternam em cursos fluviais caracterizados por gradientes do talvegue interior a 0,05 e sedimentos de fundo compostos por materiais grossos (Diâmetro > 3mm). As soleiras são trechos do talvegue topograficamente elevados, com fluxo convergente, material de fundo formado por sedimentos grossos e gradiente da lâmina d' água superior ao gradiente médio do trecho. Por sua vez, as depressões são trechos rebaixados, com fluxo divergente, material do leito formado por sedimentos mais finos e gradiente de lâmina d'água inferior a média do trecho. Estas condições conferem às soleiras maior velocidade do fluxo do que nas depressões.

A origem destas feições está intimamente ligada aos processos erosivos e deposicionais associados ao meandramento do canal (erosão e acreção das margens e do leito, evolução de barras centrais e laterais). Via de regra as depressões estão localizadas nas proximidades das curvas e as soleiras nos pontos de inflexão dos meandros, Fernandes (2002).

Para explicar a formação das soleiras e depressões, Keller (1971) formulou a hipótese da reversão da velocidade do fluxo. Este fenômeno consiste na variação da velocidade do fluxo nas soleiras e depressões conforme aumenta o nível d' água. Nas baixas descargas a velocidade do fluxo próximo ao leito é maior nas soleiras do que nas depressões. Por essa razão, os sedimentos finos são removidos das soleiras e depositados nas depressões, dando como resultado uma seleção gradual dos sedimentos de fundo: as soleiras são capeadas por sedimentos grossos e as depressões por sedimentos finos.

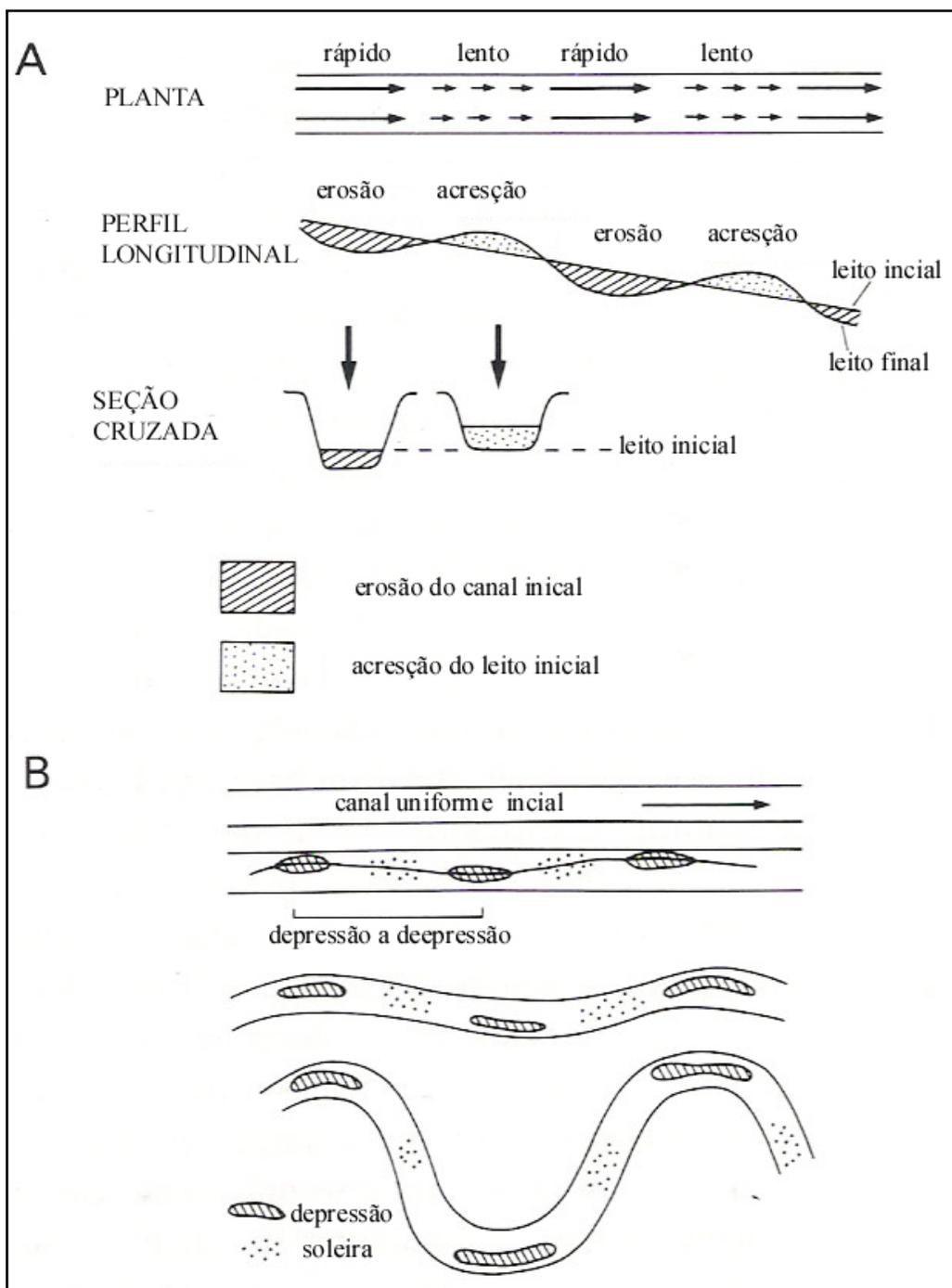


Figura 2.22 - Desenvolvimento de depressão e soleira e sua relação com morfologia do canal meandrante. A) erosão e acresção no leito do canal correspondendo a zonas de fluxo rápido e lento. B) transformação de canal reto a meandrante em relação ao espaço da depressão. Modificado de Richards (1982), apud Summerfield (1991).

Conforme aumenta o nível d'água, também aumenta a velocidade do fluxo, caracterizando uma correlação direta entre ambas as variáveis (Leopold & Maddock, 1953). Keller (1971) verificou que com o incremento da vazão, a taxa de aumento da velocidade é maior nas depressões do que nas soleiras. Próximo do nível de vazão plena a velocidade do fluxo nas depressões ultrapassa a velocidade nas soleiras. A esse fenômeno, Keller (1971) denominou reversão da velocidade. Acima do nível de vazão plena, a maior velocidade do fluxo nas depressões enseja maior taxa de remoção do material do leito nestes locais do que nas soleiras causando o aprofundamento do canal nas depressões. Com a descida do nível d'água abaixo do nível de vazão plena, a velocidade do fluxo nas soleiras e depressões é novamente invertida. Em consequência, as baixas descargas favorecem a retenção de sedimentos grossos e remoção de sedimentos finos nas soleiras e deposição de sedimentos finos nas depressões (Fig 2.23).

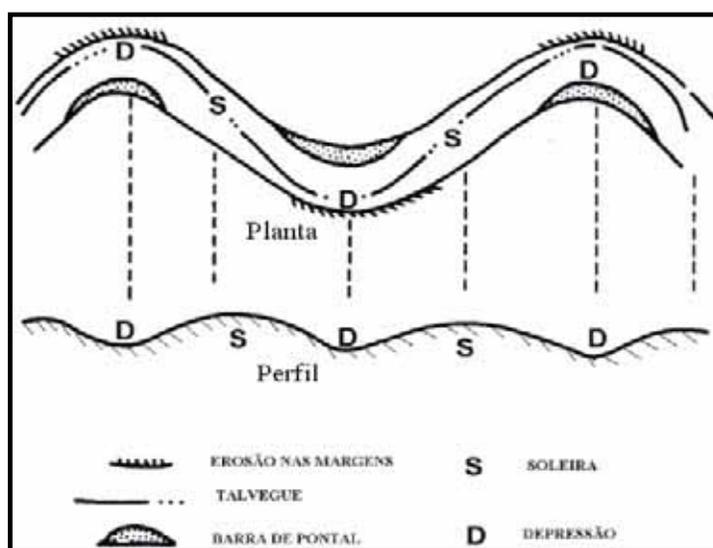


Figura 2.23 - Visualização em planta e em perfil do canal fluvial meandrante, (modificada de Keller & Melhorn, 1998).

2.4.4 - Ambiente de sedimentação fluvial

Geomorfologicamente pode-se dividir o ambiente deposicional fluvial em dois subambientes: depósitos de acreção lateral e depósito de acreção vertical (Leopold &

Wolman, 1957). Os primeiros são resultantes da distribuição em área dos sedimentos disponíveis, muito ativos em barras de meandros. Por sua vez, os de acreção vertical relacionam-se a depósitos em suspensão, a exemplo do que acontece na planície de inundação. Do ponto de vista prático, três são os principais grupos de depósitos fluviais (Suguio, 1980): **depósitos de canais, depósitos marginais e depósitos de planície de inundação**, figura 2.24.

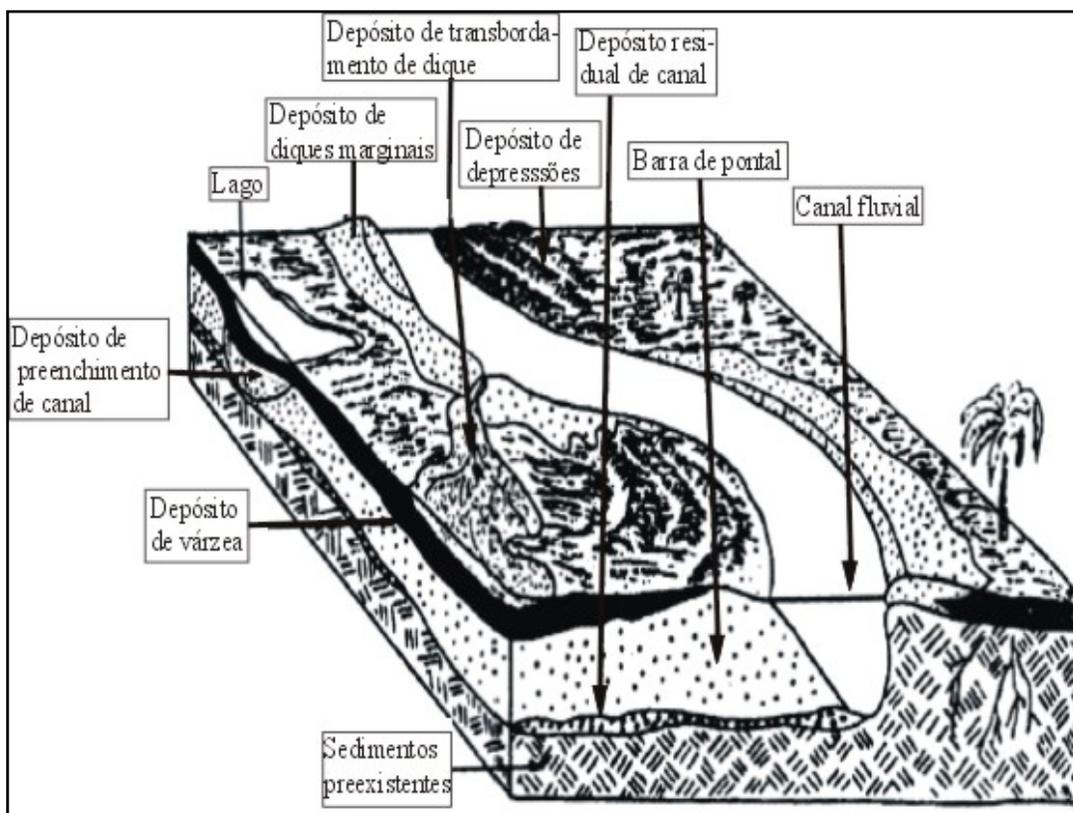


Figura 2.24 - Visualização em 3D das principais fácies sedimentares do sistema fluvial, modificada de Allen, 1964.

2.4.5 - Bacia de drenagem e hierarquia fluvial

A bacia de drenagem constitui uma área na qual a água de precipitação sobre a superfície é transferida para o mar ou oceano (drenagem exorreica), ou para um foco de

drenagem interna, tal como um lago ou outra drenagem de ordem mais elevada (drenagem endorreica).

A hierarquia fluvial consiste em um método para estabelecer o posicionamento (ordem) de um determinado canal de drenagem no conjunto total da bacia em que se encontra. Este procedimento visa facilitar os estudos morfométrico, linear, espacial e hisométrico das referidas bacias.

Vários sistemas de hierarquia fluvial foram propostos, mas os dois mais frequentemente utilizados são o de Strahler e de Shreve, fig.2.25 A,B, respectivamente.

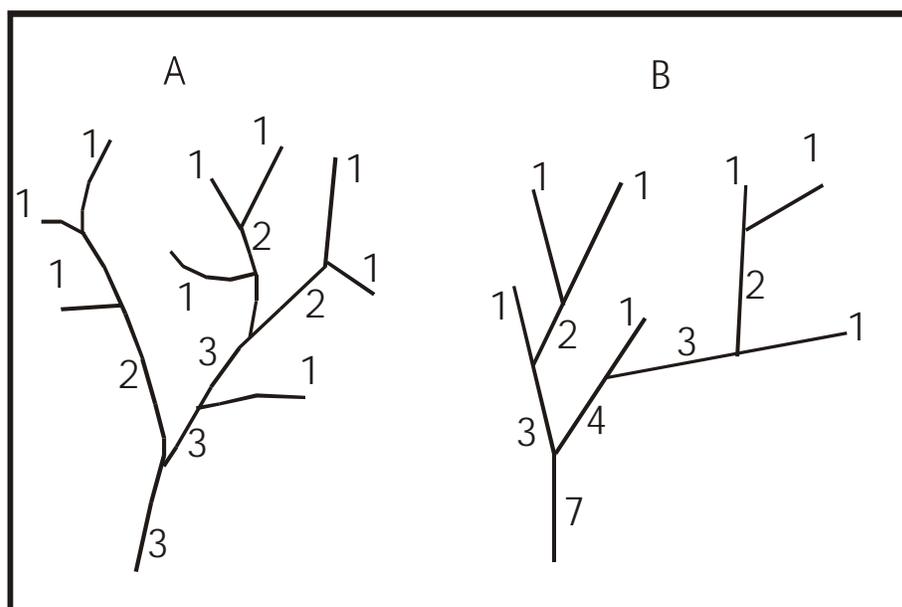


Figura 2.25 - Hierarquia da rede da drenagem segundo Strahler (1964) e Shreve (1967).

2.4.6 - Forma da rede de drenagem

A rede de drenagem traçada de forma sistemática e uniforme pode fornecer informações de grande importância (Fig 2.26), especialmente quanto à estrutura

geológica da área; variações no estilo estrutural e, mais grosseiramente nas fácies litológicas. As propriedades mais importantes a serem analisadas são as seguintes:

Grau de integração - compreende a perfeita interação entre as drenagens de uma determinada bacia, de maneira a fornecer um padrão consistente de seus ramos, cujo traçado deve ser o mais simples possível.

Grau de continuidade - constitui uma propriedade importante em termos de permeabilidade, porosidade e grau de dissolução das rochas, pois depende da maior ou menor continuidade de seu traçado.

Densidade de textura de drenagem - relação do número de extensões da drenagem pela superfície do terreno.

Sinuosidade - relação da forma das lineações da drenagem desde retilínea a curva.

Angularidade - refere-se ao ângulo de confluência dos elementos de drenagem.

Tropia - propriedade dos elementos de drenagem de se desenvolverem segundo uma direção preferencial.

Grau de controle - refere-se a um fator estrutural controlando a drenagem ou o padrão da drenagem.

Assimetria - caracterizada pela presença de elementos com tamanho ou estrutura sistematicamente diferentes de um lado e de outro do elemento maior.

Ângulo de junção - refere-se ao ângulo formado pelo traçado da junção dos afluentes e rio principal.

GRAU DE INTEGRAÇÃO	GRAU DE CONTINUIDADE	DENSIDADE	TROPIA	GRAU DE CONTROLE	SINUOSIDADE	ANGULARIDADE	ÂNG DE JUNÇÃO	ASSIMETRIA
			UNIDIRECIONAL					
ALTO	ALTO	ALTA	BIDIRECIONAL	FORTE	MISTOS	MÉDIA	RETO	FRACA
			TRIDIRECIONAL					
MÉDIO	MÉDIO	MÉDIA	MULTI DE SORDENADA	FRACO	RETILÍNEOS	BAIXA	OBTUSO	FORTE
			MULTI ORDENADA					
BAIXO	BAIXO	BAIXA						

Figura 2.26 - Principais propriedades da forma da rede de drenagem, segundo Soares & Fiori (1978).

2.4.7 - Classificação genética dos cursos d'água.

Segundo Miller & Muller (1961) citado por Ricci & Petri (1965) a classificação genética (figura 2.27) dos cursos d'água é de fundamental importância na análise e compreensão da geologia de determinada área. Segundo os autores a drenagem será “consequente” quando tem seu curso determinado originalmente pela inclinação ou tendência topográfica da superfície, há nesse caso, uma dependência do rio ao declive original e não ao arcabouço estrutural.

“Subsequente ou direcional” será o rio que tem seu curso desenvolvido ao longo de linhas ou zonas de fraqueza estrutural, por erosão a montante, o rio segue uma estrutura subjacente. Chama-se “ressequente” o rio que tem seu curso na mesma direção da drenagem consequente da área, mas a um nível mais baixo. “Obsequente” é o rio que corre em direção oposta à drenagem “consequente” da área em exame. Denomina-se

“insecente” o rio cujo curso não é controlado por nenhum fator, seja estrutural, seja a tendência da declividade topográfica original. “Superimposto ou epigênico” é o rio que estabeleceu seu curso primitivo em rochas hoje parcial ou totalmente erodidas, postas em discordâncias sobre as que o rio atualmente corre, conservando seu curso inalterado, de modo que ele não é controlado pela estrutura destas. E “antecedente” é o rio que estabeleceu seu curso com precedência a eventos tectônicos e o tem conservado apesar dos novos elementos estruturais que foram criados.

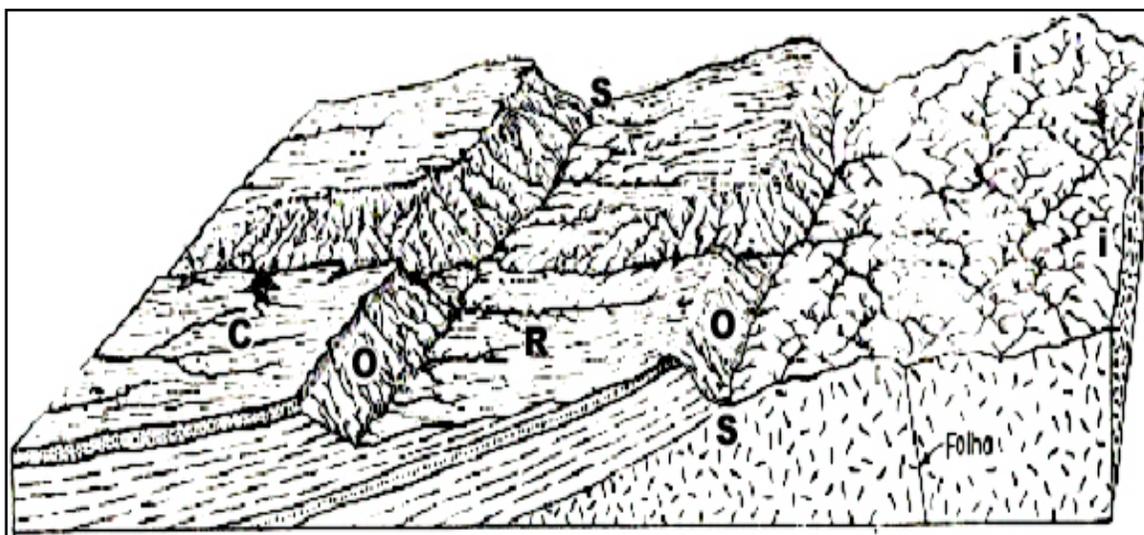


Figura 2.27 - Classificação genética dos rios e sua relação com a estrutura da rocha. Convenções: C - rio consequente; S - rio subsequente; O - rio obsequente; R - rio ressecente e i - rio insecente, conforme Ricci & Petri (1965).

2.4.8 - Padrões de Drenagem

Por padrões de drenagem se entende o arranjo planimétrico dos cursos d' água, de modo a sugerir ou revelar uma padrão geométrico. Rios de diversas origens genéticas podem se combinar para formar determinados padrões. São seis os principais tipos de padrões de drenagem: dendrítico, treliça, retangular, radial, anelar e paralelo, (figura 2.28). Existem outros arranjos de drenagem que podem ser considerados modificações desses padrões básicos.

O modelo dendrítico caracteriza-se por ramificações irregulares de cursos em todas as direções, com afluentes formando os mais variados ângulos de união com o curso principal. Não há indício para este padrão, a princípio, de um controle geológico-estrutural ou mesmo estratigráfico do conjunto litológico.

No padrão Treliça os tributários são retos e aproximadamente paralelos entre si e ao curso principal. Numerosos cursos tributários secundários entram nos tributários principais com ângulo reto de união, de ambos os lados e aproximadamente com o mesmo comprimento. Denota um padrão controlado pela estrutura geológica.

O modelo Retangular caracteriza-se pela presença de muitas junções em ângulo reto tanto no curso principal como seus tributários. Difere do modelo Treliça porque é mais irregular, não há perfeito paralelismo entre os cursos e estes, geralmente, não são muito alongados.

No modelo Radial, os cursos d'água se irradiam de uma área central, aproximadamente como os raios de uma roda. É característico da maior parte do relevo topográfico de forma circular ou oval; os cursos se originam nas proximidades do topo e correm ao longo dos flancos em todas as direções.

O padrão Anelar apresenta uma série de cursos de forma circular, concêntricos e de poucos troncos de modelo Radial. Associa-se a estruturas de domos ou bacias erodidas até a maturidade.

2.9 - Drenagem subterrânea e a morfologia marinha.

No talude superior moderno da porção marinha da bacia de Campos há muitos cânions, ravinas e feições de perda de massa com distribuições e magnitudes variáveis, Azambuja et al. (2002).

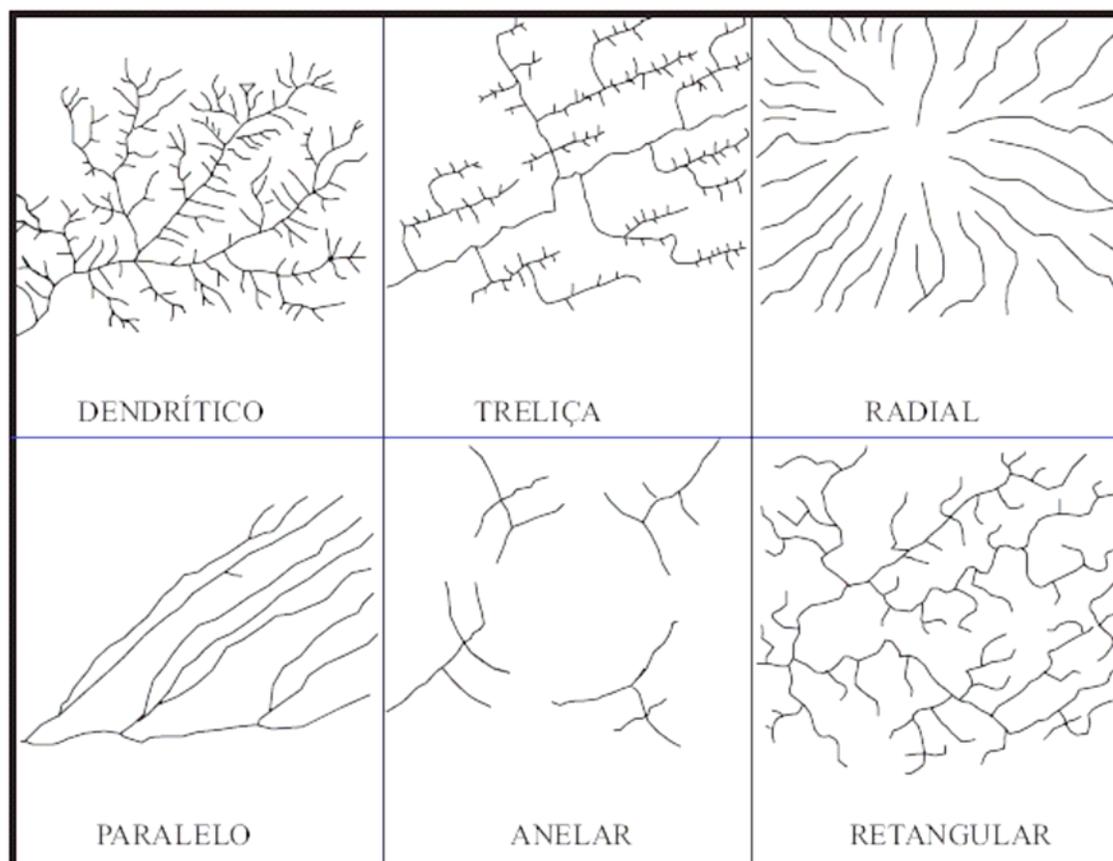


Figura 2.28 - Principais padrões de drenagem, modificada de Colwell (1975).

A origem destas feições é atribuída à drenagem da plataforma durante o trato de sistemas de mar baixo. No entanto, estudos de biodegradação de óleo, sugerem a hipótese de descarga de água subterrânea (água doce/conata) no talude, e que nem todos os cânions e ravinas tiveram origem comum através da paleodrenagem da plataforma, pois a descarga da água subterrânea pode estar, de algum modo, correlacionada à origem de feições físicas observadas de cânions e escorregamentos no talude. Estudos geoquímicos de óleo e água formacional da bacia de Campos revelaram uma degradação intensa e salinidade baixa respectivamente (Cerqueira et al., 1992; Ferreira et al., 1992). Isto levou à suposição que as nascentes de água doce poderiam atingir regiões marinhas distantes, durante o estágio de mar baixo, através de leitos estratigráficos confinantes e que a formação de parte dos depósitos de gravidade podem ter sido desencadeados pela descarga de água subterrânea.

2.5 – Elementos conceituais básicos.

2.5.1 - Variações do nível do mar.

Variações do nível do mar podem ser absolutas ou relativas. As variações absolutas resultam de variações eustáticas e as variações relativas resultam da combinação entre a eustasia e a subsidência tectônica.

2.5.2 – Eustasia.

É um conceito fundamental quando se trata de estudar ciclicidade em rochas sedimentares. Emery & Myers, (1996) relatam que foi o geólogo austríaco, Eduard Suess, o primeiro a utilizar o termo Eustasia, em 1906, quando atribuiu os padrões *onlap* e *offlap* de unidades sedimentares para as mudanças globais do nível do mar. Constituiu-se no regime global do nível do mar e suas flutuações causadas por variações absolutas das águas do mar (Battes & Jackson, 1987). Segundo Posamentier et al. (1988), a eustasia refere-se, somente, a posição da superfície do mar com referência a um datum fixo, tal como o centro da terra, sendo independente de fatores locais. É o movimento de elevação ou queda global das águas oceânicas. Segundo Kendall & Lerche (1988), não é possível medir-se a eustasia, a menos que o nível da água fosse aferido num poste fixado no centro da terra. As variações da lâmina de água, em determinada área, dependem de controles tanto globais quanto locais. O caráter eustático (global) é controlado por dois fatores: o primeiro refere-se ao volume de água nos oceanos, sendo dependente em grande escala do volume de gelo nos continentes (variação glacio-eustática) e menos acentuadamente pela quantidade de água trapeada nos aquíferos terrestres; o segundo relaciona-se com o volume das bacias oceânicas, o que é dependente do incremento ou diminuição daquele produzido pela expansão das dorsais meso-oceânicas (variações tecno-eustáticas). De acordo com a Escola da Exxon, durante a história dos oceanos houve uma continua variação eustática, que se instalou em várias ordens de grandeza. Segundo Della Fávera (2001), Kendall & Lerche (1988) discutiram uma série de técnicas que permitem determinar a grandeza relativa das variações eustáticas:

1. à extensão do *onlap* sedimentar sobre as margens continentais;
2. à espessura dos ciclos sedimentares marinhos e a elevação ou distância entre indicações de praias antigas;
3. as perturbações em curvas individuais de subsidência tectônica ou curvas empilhadas de subsidência da crosta;
4. às variações isotópicas em sedimentos marinhos profundos;
5. ao aporte de variáveis, tais como taxas de movimentos tectônico, acumulação de sedimentos e variações eustáticas.

2.5.3 – Subsidência.

Refere-se ao movimento de uma superfície à medida que ela se desloca para baixo relativamente a um nível de referência, como seja o nível médio do mar. O oposto de subsidência é o soerguimento que resulta num aumento da elevação. É de natureza tectônica e afeta o substrato das bacias. A subsidência torna-se maior à medida que se avança para o centro da bacia. Localmente a influência da subsidência pode ser bastante eficaz no desenvolvimento de sedimentação.

2.5.4 - Ciclos de Variação do Nível do Mar.

São cinco as principais ordens de variação cíclica do nível do mar com periodicidade que variam de centenas de milhões de anos até dezenas de milhares de anos. A definição destes ciclos (Tabela 3) envolve aspectos subjetivos (Vail et al., 1977; Miall, 1990). O desenvolvimento de ciclos de primeira, segunda e terceira ordens, dependentes de processos relacionados com a tectônica de placas, podem estar, ou não, em fase com os processos controladores da geração de bacias e da subsidência, fruto de complexos mecanismos que os realimentam. Já os ciclos de quarta e quinta ordens, com durações bem inferiores a um milhão de anos, parecem refletir um controle cíclico regular (Miall, 1990).

Tabela 3 - Ciclos estratigráficos e suas causas. (modificado de Vail, 1977 apud Miall, 1990).

TIPO	OUTROS TERMOS	DURAÇÃO Ma	PROVÁVEL CAUSA
Primeira ordem	Megassequência	200-400	Ciclos eustáticos de maior ordem causados pela formação e desmembramento dos supercontinentes.
Segunda ordem	Supersequência, Super Ciclo (Vail et al., 1977) Sequência (Sloos, 1963)	10-100	Ciclos eustáticos induzidos por mudanças de volume nos sistemas globais de dorsais meso-oceânicas.
Terceira ordem	Sequência Composta (Van Wagoner et al., 1990); Mesotema Megaciclograma (Heckel, 1986)	1-100	Possivelmente produzidas por mudanças nas dorsais meso-oceânicas e no crescimento da capa de gelo continental.
Quarta ordem	Sequência ou Parassequência (Van Wagoner et al., 1990); Ciclograma Ciclo maior (Heckel, 1986)	0,1 - 1	Ciclos glácio-eustáticos de Milankovitch, induzidos por mecanismos astronômicos.
Quinta ordem	Parassequência (Van Wagoner et al., 1990)	0,01 - 0,1	Ciclos glácio-eustáticos de Milankovitch induzidos por mecanismos astronômicos.

2.5.4.1 - Ciclos de terceira ordem.

Comumente os ciclos de terceira ordem têm duração inferior a 3 milhões de anos (Haq et al., 1988) e acham-se fartamente representados no registro Fanerozóico (Miall, 1990). Kauffman (1984) observou que as transgressões marinhas de 3ª ordem, nos estratos cretáceos do oeste dos Estados Unidos, correspondem a períodos de ativo

tectonismo e vulcanismo, enquanto períodos de mar baixo são marcados por relativa quiescência tectônica e vulcânica. Este relacionamento sugere uma causa comum na qual a separação acelerada das dorsais meso-oceânicas (causando subida eustática) se associa com uma subducção, também rápida, promovendo tectônica compressiva e vulcanismo ao longo de margens convergentes.

A partir da descoberta da eustasia do geóide (através da geodésia por satélite), em que foi constatada a presença de saliências e depressões na superfície dos oceanos com amplitude de até 180 m, Mörner (1987) observou que a migração destas resultaria em variações diácronas do nível do mar. Devoy (1987), afirmou que estas migrações provavelmente seriam devidas às mudanças no campo gravitacional, reflexo de movimentos de convecção do manto, por sua vez muito lentos. Assim o movimento concomitante da topografia da superfície oceânica deve, de forma correspondente, ser lento na escala de milhões de anos e não de milhares de anos.

2.5.4.2 - Ciclos de 4^a e 5^a ordens.

Ciclos de quarta e quinta ordens têm menos de 1 milhão de anos e são fartamente documentados em muitas partes do registro Fanerozóico, tanto em águas marinhas rasas, quanto pelágicas, (Fischer, 1986). Estes ciclos são mais facilmente explicados através de mudanças climáticas direcionadas por variações orbitais. Estas alterações astronômicas são conhecidas como ciclos de Milankovitch em homenagem ao astrônomo que pela primeira vez calculou suas complexas periodicidades e efeitos, bem antes da era do computador. Esta teoria argumenta que flutuações na distribuição sazonal da radiação vinda do sol constitui o principal controle do crescimento e decréscimo das capas de gelo que ocorrem durante o quaternário (Imbrie & Imbrie, 1979). As variações eustáticas de quarta e quinta ordens seriam induzidas pela alternância de acumulação de degelo das capas de gelo continentais em resposta aos ciclos de Milankovitch que se aplicam convincentemente ao Quaternário.

2.5.4.2.1- Os ciclos de Milankovitch.

Existem três tipos principais de período orbitais, figura 2.29.

- (1) mudanças na excentricidade (variações da órbita da Terra em torno do sol, de mais circular, para mais elíptica) com períodos de 100.000 e 400.000 anos;
- (2) mudanças na obliquidade (variações na inclinação do eixo de rotação da Terra) com períodos aproximada mente de 41.000 anos e
- (3) ciclos causados pela precessão dos equinócios que a Terra faz quando seu eixo de rotação descreve no espaço, quando em órbita em torno do Sol, um formato imaginário ao de um cone durante períodos médios de 23.000 e 19.000 anos.

Estes ritmos orbitais produzem variações cíclicas na intensidade e distribuição com a radiação solar incidente na Terra. Estes valores, quando combinados, afetam a duração do período de degelo de verão, de tal forma que o gelo formado durante o inverno não se derreta completamente. À medida que o pacote de neve cresce, capas de gelo de dimensões continentais podem se desenvolver a partir de quantidades substanciais de água que são retiradas do oceano (Imbrie & Imbrie, 1979).

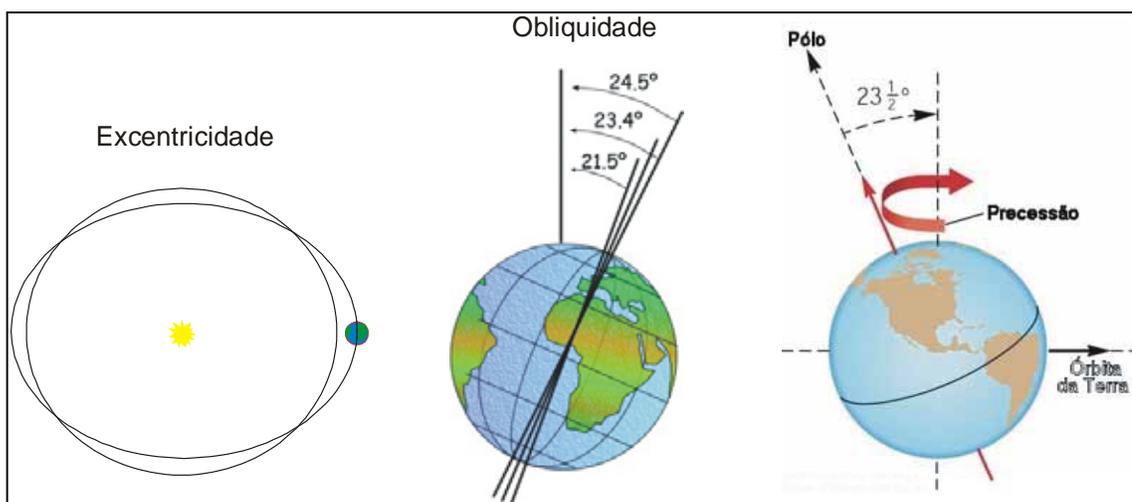


Figura 2.29 - Três causas para a ciclicidade de Milankowitch: excentricidade, obliquidade e precessão, modificado de Imbrie & Imbrie, (1979).

A variação da razão isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ denominada $\delta^{18}\text{O}$ padronizada é expressada em partes por mil e é acreditado ser um indicador do volume de gelo global, a partir da análise de foraminíferos bentônicos e plantônicos preservados em sedimentos oceânicos profundos. Valores baixos indicam pequenos volumes de gelo e conseqüentemente condições globais quentes, por outro lado valores altos implicam em grandes mantos de gelo e baixas temperaturas (Fig. 2.30).

2.5.5- Estratigrafia de Sequências.

Estratigrafia de sequência é o estudo de relações de rochas sedimentares dentro de um arcabouço cronoestratigráfico de estratos relacionados geneticamente, o qual é limitado por superfícies de erosão ou não deposição, ou por suas concordâncias relativas.

A unidade fundamental da estratigrafia de sequência é a sequência, que é a unidade delimitada por discordâncias relativas. A sequência pode ser subdividida em tratos de sistemas (systems tracts), que são definidos pela sua posição dentro da sequência, em parasequências, unidades de menor ordem. As sequências e suas componentes internas são interpretadas como resultado de uma interação entre taxas de eustasia, subsidência e aporte sedimentar (Della Favera, 2001).

2. 5.6 - Trato de sistemas.

Trato de sistemas é uma associação de sistemas deposicionais contemporâneos. Por sua vez, sistema deposicional foi definido por Fisher & McGowen (1967) como depósitos inter-relacionados de um determinado ambiente deposicional, vistos em três dimensões.

Baseada na modulação da variação eustática sobre a subsidência, a Escola Exxon criou subdivisões de sequência em função de pontos específicos da curva eustática, denominando-os tratos de sistemas.

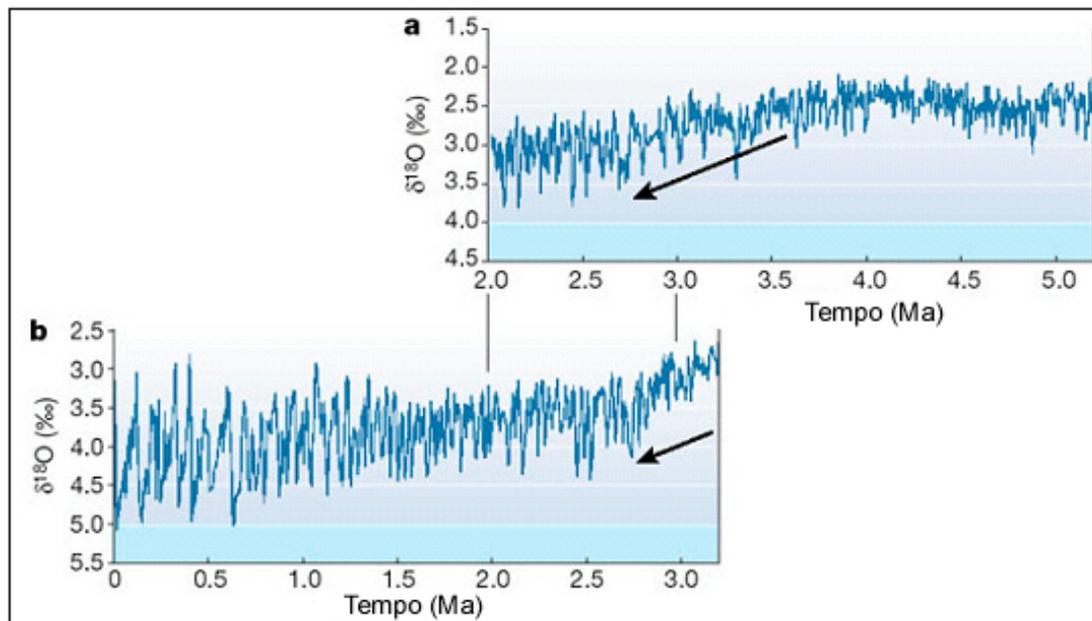


Figura 2.30 - a. Mar do Caribe e b. no Atlântico equatorial . Na parte inicial do registro (antes de 3.2 Ma atrás) a média de ¹⁸ O é baixa e as oscilações são de uma pequena amplitude relativa. Isto é indicativo de condições de um aquecimento global sem a presença de mantos de gelo no hemisfério Norte. Há 2.7 Ma ambos os valores das oscilações e a média são grandes, com uma periodicidade de 40 Ma. Depois de 0.8 Ma a maior oscilação ocorre com periodicidade de 100 Ma, segundo Lambeck et al.(2002).

Ter-se-ia, então, o **trato de sistemas de nível baixo (*lowstand*)**, (a palavra nível foi usada ao invés mar, pois o trato de sistemas pode não se referir ao mar necessariamente, embora seja frequentemente usada referindo-se ao mar), **trato de sistemas transgressivo (*transgressive*)**, e o **trato de sistemas de nível alto (*highstand*)**.

Possamentier & Allen (1994) modificaram o trato de sistema de nível baixo, criando o trato de sistemas de **nível baixo inicial (*early lowstand*)** e o trato de sistemas de **nível baixo tardio (*late lowstand*)**.

Catuneanu (2006) utiliza uma nomenclatura em parte diferente para os tratos de sistemas, cita que vários autores, entre os quais Hunt, (1992), Ainsworth, (1991, 1992, 1994) e Nummedal (1991, 1992, 1994) também o fazem. Desta forma são apresentados os seguintes tratos de sistema: ***highstand system tract*** (trato de sistemas de nível alto),

falling-stage systems tract, (trato de sistemas de estágio de queda), *lowstand systems tract* (trato de sistemas de nível baixo) e *transgressive systems tract* (trato de sistemas de nível baixo), figura 2.31.

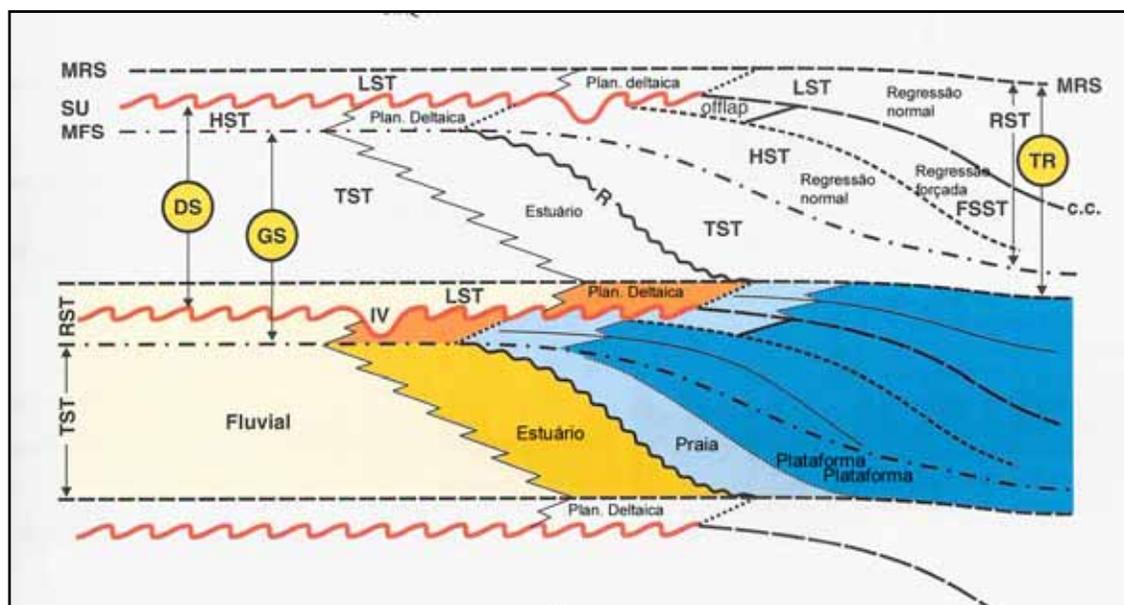


Figura 2.31 - Sequências, trato de sistemas e superfícies estratigráficas definidas em relação ao nível base e curvas de transgressão e regressão. (MRS- superfície de máxima regressão, SU- não conformidade subaérea, MFS- superfície de máxima inundação, DS - sequência deposicional, GS- sequência estratigráfica genética e TR- sequência transgressiva – regressiva, conforme Catuneanu (2006)

Observa-se que há concordância de nomenclatura e mesma significância para os trato de sistemas de nível alto e trato de sistemas transgressivo. O trato de sistemas de estágio de queda corresponde ao trato de sistemas de nível baixo inicial (*early lowstand*) de Posamentier et al. (1988). Este estágio inclui todos os estratos que se acumulam na bacia sedimentar durante a regressão forçada da linha de costa. E é subdividido em dois estágios: trato de sistemas de estágio de queda inicial e trato de sistemas de estágio de queda tardio. O trato de sistemas de nível baixo é formado durante o estágio inicial de elevação do nível base, quando a taxa de elevação é ultrapassada pela taxa de

sedimentação, que é o caso de uma regressão normal. Nesta nova nomenclatura os tratos de nível alto, trato de sistemas de estágio de queda e trato de sistemas de nível baixo são agrupados como **trato de sistemas regressivos**.

2.5.6.1 - Trato de sistemas de nível (mar) baixo inicial (*early lowstand*).

Com o rebaixamento do nível resulta uma incisão fluvial, e a planície fluvial/costeira torna-se um local de não deposição e sim uma zona de transpasse sedimentar. Esta situação, entretanto, não se estende indefinitivamente à montante do vale. A incisão fluvial marca a instalação da discordância que constitui o limite da seqüência, sendo relacionada, em tempo, ao rebaixamento do nível do mar e ficando independente do aporte sedimentar. Enquanto ocorre a deposição dos depósitos praias, a queda do nível do mar resulta num rebaixamento do nível base, o qual tende a erodir o fundo do mar (Fig. 2.32).

A taxa de queda eustática excede a taxa de subsidência. O nível do mar atinge a quebra da plataforma que se torna exposta.

Com a queda do mar relativa, a linha de praia rapidamente prograda e os rios começam a incisão. Se a linha de praia progradante rapidamente intercepta a margem continental da plataforma ou a linha de quebra da plataforma, cânions começam a se formar ou se reativar, ocorrem capturas fluviais e leques submarinos são depositados no talude e assoalho da bacia. Na plataforma exposta, os rios continuam a incisão, a exposição aérea ocorre ao longo da plataforma, e a superfície de discordância é formada.

À medida que cai o nível do mar, a regressão da linha de praia continua se realizando, independentemente do aporte sedimentar. Este processo é conhecido como regressão forçada (Posamentier et al., 1992), diferindo da regressão normal porque esta consiste na migração da linha de praia, simplesmente pelo aumento do aporte sedimentar, que excede a taxa de acomodação. Nesta fase, nas bacias marginais com água profunda, instalam-se os principais sistemas turbidíticos.

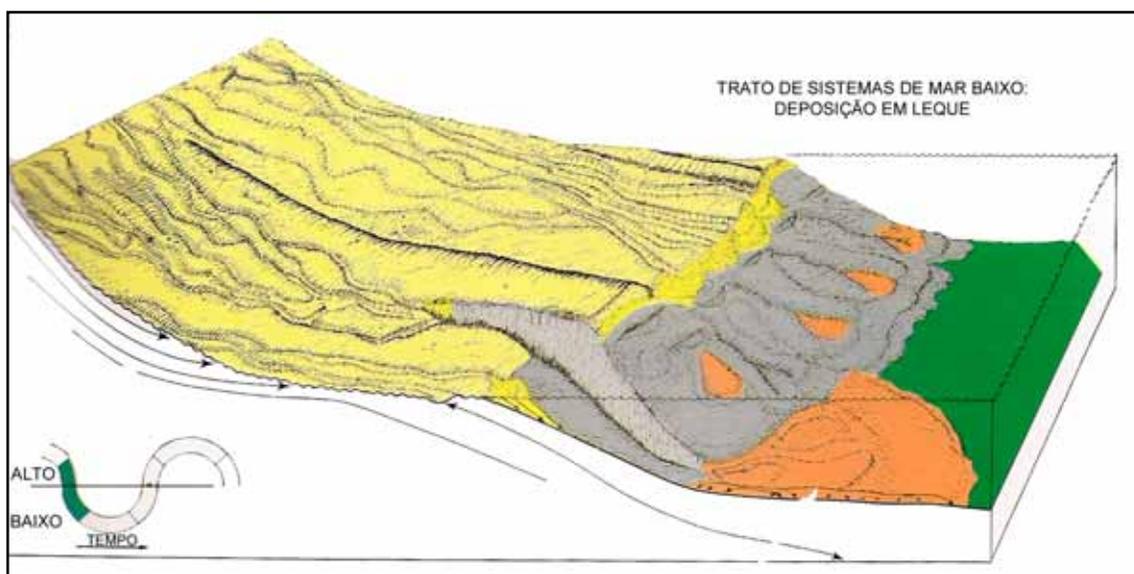


Figura 2.32 - Trato de sistemas de nível baixo inicial, conforme Van Wagoner et al. (1990).

2.5.6.2 - Trato de sistemas de nível (ou mar) baixo tardio (*late lowstand*).

A taxa de queda eustática decresce até estacionar e começa a subir vagarosamente. Cessam os depósitos leque submarino. Arenitos de fontes estuarinas ou de sistemas fluviais de correntes entrelaçadas compostos de granulação grossa são depositados geralmente preenchendo vales incisos em resposta à elevação do nível do mar (Fig. 2.33).

Turbiditos com granulação fina depositados no talude formando a cunha de lama com leitos de arenitos turbidíticos que se depositam em *dowlap* sobre o topo do depósito dos leques. A taxa de queda relativa do nível do mar decresce, atinge uma estabilização e se eleva vagarosamente. Cessa a deposição de leques submarinos, substituída por uma cunha (*wedge*) de lama que se deposita em *downlap* sobre os leques.

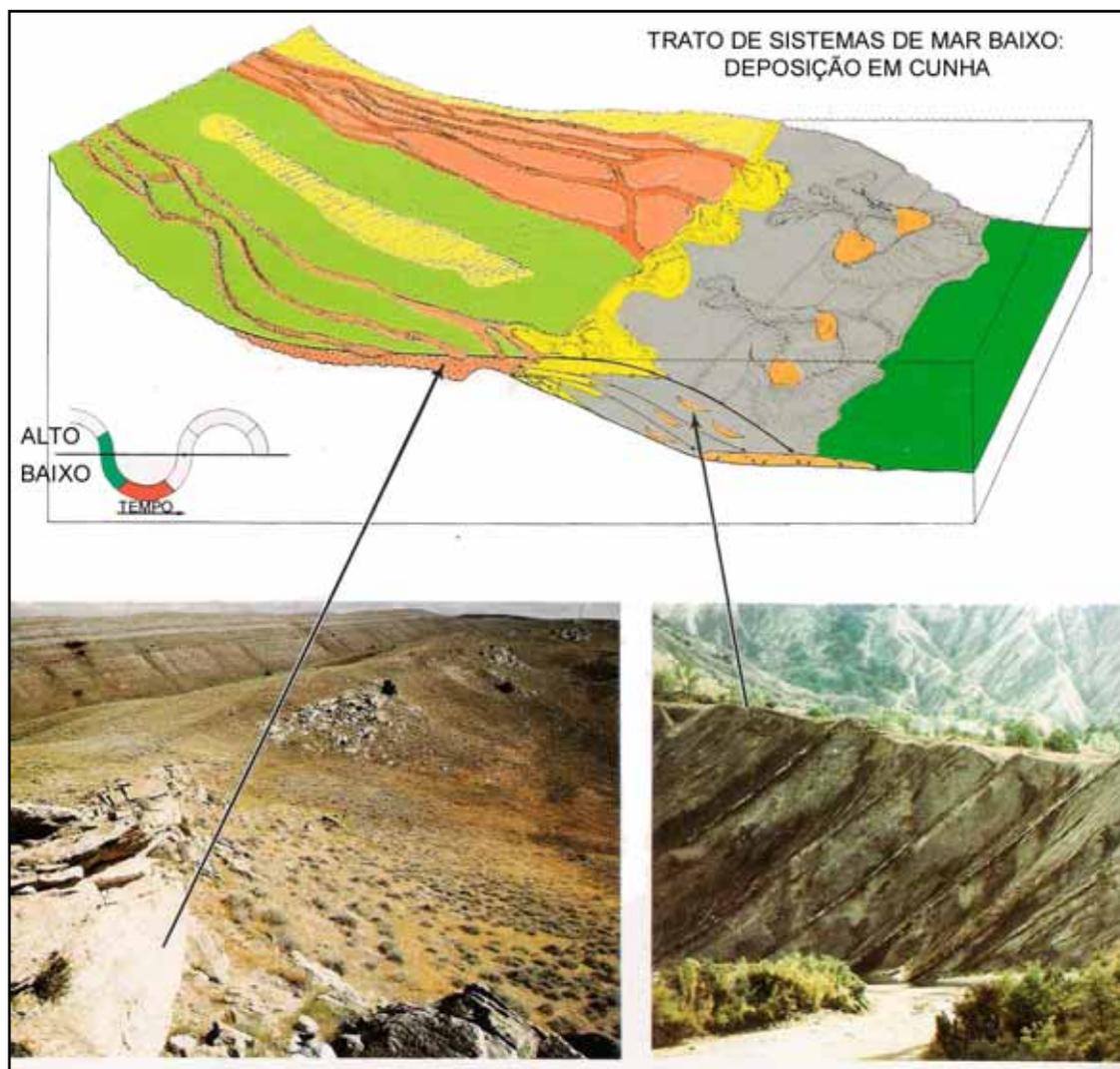


Figura 2.33 - Trato de sistema de mar baixo tardio, segundo Van Wagoner et al. (1990).

A linha de praia de mar baixo se estabiliza ao longo da porção superior da cunha de mar baixo. Parasseqüências agradam em *onlap* no talude. Sedimentos com granulometria grossa de influência inicialmente fluviais e após estuarinos preenchem os vales. Canais entrelaçados resultam pelo pequeno espaço de acomodação nos vales.

O nível relativo do mar atinge sua posição mais baixa, ocorre uma mudança importante no processo de sedimentação, começando a se formar a fase final do trato de sistemas de mar baixo. Com o nível de base não mais descendo, ou permanecendo

estacionário, ou mesmo subindo vagarosamente, cessa a incisão e recomeça a deposição fluvial. Da mesma maneira, a regressão forçada deixa de existir, uma vez que o nível do mar está estável ou sobe lentamente. A progradação continuada da linha de praia pode ainda se desenvolver, desde que haja um aporte abundante em relação à acomodação, voltando a regressão normal. A deposição nesta fase compreende vários tipos de sistemas sedimentares: preenchimento fluvial do vale inciso, em agradação, progradação da linha de praia com a planície costeira ou, se a fisiografia da bacia permitir, sistemas associados de água profunda. A cunha de mar baixo (*lowstand wedge*) é uma feição no talude que se forma nesta fase. No modelo seria uma feição gerada pela progradação de um delta de nível de mar baixo e seu talude associado, o qual recobriria os turbiditos previamente depositados.

2.5.6.3 - Trato de sistemas transgressivos (*transgressive*).

Taxa de máxima elevação relativa do nível do mar. Ravinamento (erosão transgressiva) ocorre na plataforma externa. Como o nível do mar se eleva, parasequências começam a se desenvolver nas porções da plataforma interna. Ao tempo da máxima transgressão há uma carência de sedimentação: cenário de seções condensadas.

No ambiente não marinho, os rios menos confinados aos vales, aumentam a acomodação, há mais preservação da planície de inundação e ocorre predominância de canais meândricos. É um ambiente propício para a geração de carvão.

A taxa de elevação eustática sobe ao máximo. Durante a diminuição da taxa de elevação as parasequências progradam, mas ao topo se empilham no padrão retrogradante (Fig 2.34).

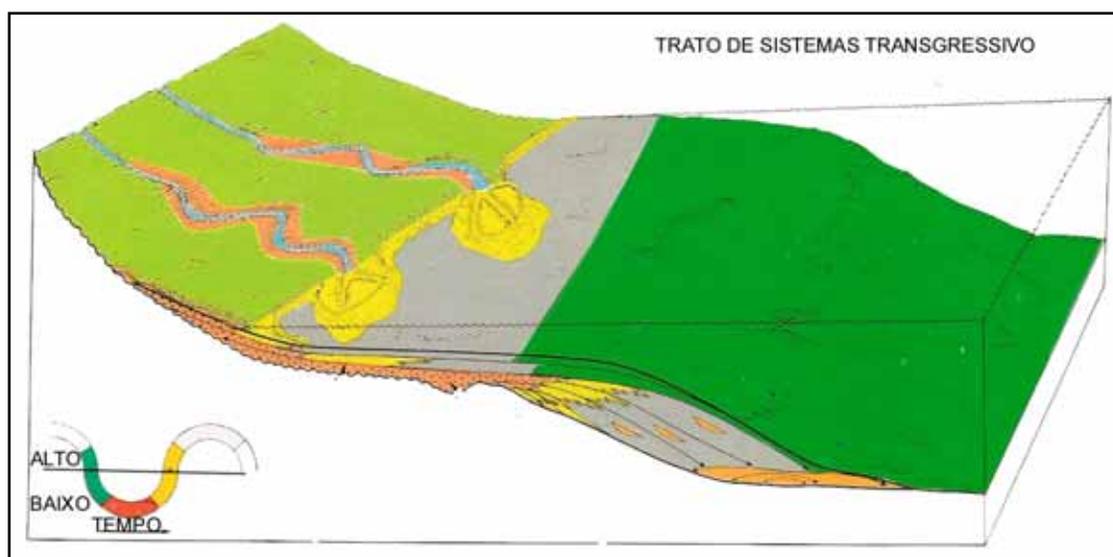


Figura 2.34 - Trato de sistemas de mar transgressivo, conforme Van Wagoner et al. (1990).

O padrão da drenagem fluvial muda do tipo entrelaçado para o meandrante. À medida que a subida do nível do mar se acelera, a taxa de acomodação poderá eventualmente exceder o aporte sedimentar, verificando-se então um avanço da linha de praia em direção ao continente (transgressão).

Estabelece-se então a chamada superfície transgressiva. Com a transgressão os vales incisos são transformados em estuários, os quais podem se encher com uma variedade de fácies que vão de não marinha à marinha marginal. Também durante a transgressão marinha os perfis fluviais são eventualmente inundados, o que faz cessar a sedimentação fluvial. Se a transgressão for rápida, a deposição fluvial ficará restrita à espessura de uma única seção de canal.

Os sistemas deposicionais associados a este trato incluem, do continente para o mar, um sistema deposicional fluvial delgado; depósitos extensos de planície costeira, comumente confinados dentro dos limites de vales incisos ou em contexto de sistemas de ilhas de barreira-lagunas; depósitos residuais provenientes do retrabalhamento por

ondas que podem cobrir a superfície de erosão transgressiva em ambientes marinho costeiro.

As superfícies de inundação máxima desenvolveram-se à época de transgressão máxima da plataforma e separam o trato de sistemas transgressivo do trato de sistemas de nível (mar) alto. Durante essas épocas, os depocentros estão localizados na sua máxima posição em direção ao continente; conseqüentemente, a parte média e externa das plataformas, o talude e a bacia terão uma taxa baixa de sedimentação. Isto significa que a sedimentação hemipelágica irá dominar neste contexto e a seção contida é denominada de seção condensada. Os intervalos depositados junto à superfície de inundação máxima são folhelhos pretos, carbonosos e radiativos, também ocorrem glauconita e fosfatos.

2.5.6.4 - Trato de sistemas de nível (ou mar) alto (*highstand*).

A taxa de elevação eustática está em um mínimo e ao final do trato de mar alto decai vagarosamente. As taxas de deposição são maiores que as taxas de elevação do nível do mar, as parasequências são formadas em direção à base em conjuntos de parasequências agradacionais para progradacionais.

A regressão reinicia quando a transgressão acaba (ou mesmo formar-se-ia durante um nível de mar estacionário), devido à subida relativa do nível do mar decrescer numa taxa na qual o fluxo de sedimento disponível é igual ou maior que a taxa que produz acomodação (Fig 2.35). O *highstand* é inicialmente depositado durante um intervalo de subida lenta do nível do mar. Como conseqüência, por unidade de tempo, as seções ficam progressivamente mais finas, ao contrario de seções cliniformes, que são mais espessas.

A aceleração da regressão da linha de praia resulta numa aceleração correspondente da acomodação não marinha. Na parte final deste trato, a taxa de subida do nível do mar reduz-se a zero, ou mesmo pode cair lentamente e a agredação dos sedimentos marinhos passa à progradação. O trato de sistemas de mar alto é caracterizado por um conjunto de parassequências progradantes, onde predomina a sedimentação deltaica sobre a de outros sistemas costeiros. A taxa de elevação relativa do nível do mar encontra-se desta forma no mínimo e começando a cair. Desenvolvem-se parassequências altamente progradacionais, principalmente se depositam em *downlap* nas seções condensadas. O espaço para acomodação no ambiente não marinho diminui, havendo menos preservação de planícies de inundação, resultando no transpasse de sedimentos em direção à pente e uma rede de sistemas fluviais de baixa sinuosidade na porção inferior da planície costeira.

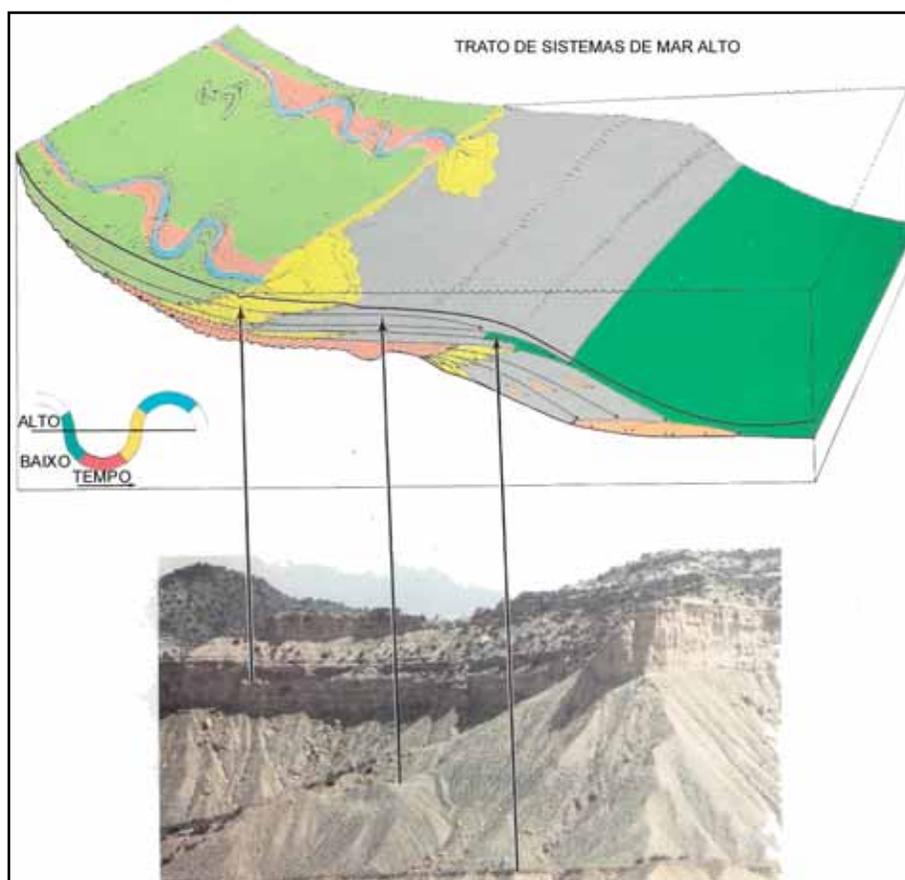


Figura 2.35 - Trato de sistemas de mar alto, de acordo com Van Wagoner et al. (1990).

2.5.7 – Perfil fongitudinal de uma seqüência marinha idealizada.

O perfil longitudinal de uma seqüência marinha idealizada mostra a geometria dos tratos de sistemas com profundidades e fácies características presentes, Rhee (2006). A seqüência é associada com o tipo 1 de discordância (SB1) que é a seqüência formada quando a queda relativa do nível do mar atinge a região abaixo da quebra da plataforma (Figura 2.36).

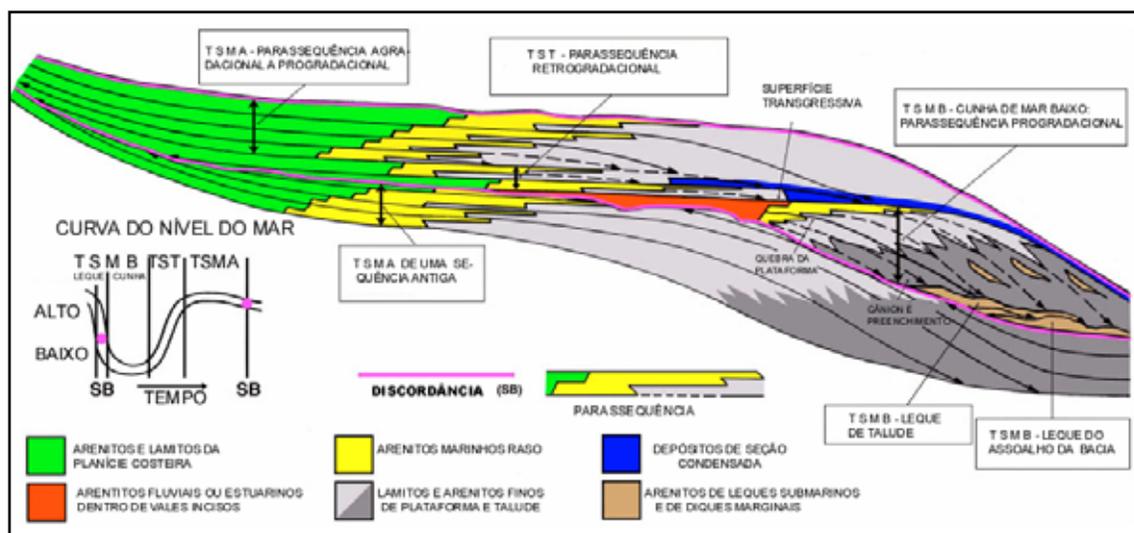


Figura 2.36 - Perfil longitudinal de uma seqüência marinha idealizada, conforme Rhee (2006), modificada de Van Wagoner et al. (1988).

2.5.8 - Perfil transversal uma seqüência fluvial típica idealizada.

Um perfil transversal de uma seqüência fluvial típica perpendicular ao eixo do canal, comumente compreende uma seqüência aluvial composta por três partes (figura 2.37) mostrando ao todo uma tendência grano decrescente, Rhee (2006). A parte inferior (TSMB, trato de sistemas de mar baixo) consiste de uma amálgama de corpos de arenitos de granulometria grossa, representando depósitos de rios com canais entrelaçados e de baixa sinuosidade. A parte intermediária (TST, trato de sistemas

transgressivos) é caracterizada por canais fluviais isolados, com alta sinuosidade (meandranes) associada a depósitos de planície de inundação.

A transição entre as porções inferior e intermediárias é distinta mas gradacional. Na parte superior da sequência (TSMA, trato de sistemas de mar alto), a proporção de depósitos de granulometria fina da planície de inundação decresce e os corpos arenosos em canal levemente interconectados devido à migração dos canais.

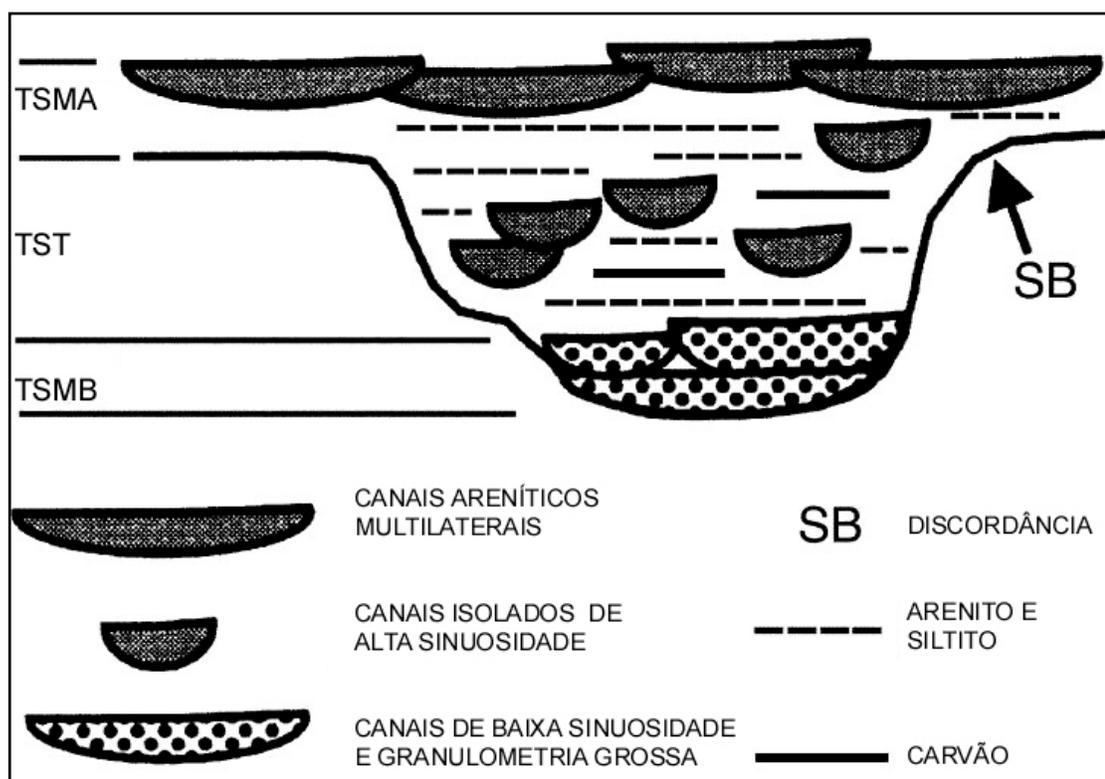


Figura 2.37 - Perfil transversal de uma sequência fluvial típica perpendicular ao eixo do canal, (Rhee, 2006, modificada de Ethridge et al, 1998).

2.5.9 - Curvas Globais.

O desenvolvimento dos conceitos de estratigrafia de sequências tem sido a base para se identificar flutuações do nível do mar de caráter global, tanto a partir de dados de sísmica ou de poços, em subsuperfície, quanto em afloramentos de sedimentos marinhos

ao longo das margens continentais e bacias interiores. Tal documentação de eventos de nível do mar, especialmente a partir de seções aflorantes em diferentes partes do mundo, leva a uma nova geração de diagramas de ciclos globais mesozóicos e cenozóicos com resolução maior do que os obtidos somente através de sísmica e dados de poços, como os que subsidiaram a primeira “Curvas de Vail”. A curva de Vail foi substituída pela elaborada por Haq et al. (1987), figura 2.38, baseada em documentação e datações de afloramentos de rochas marinhas em maior do que a obtida simplesmente com a sísmica.

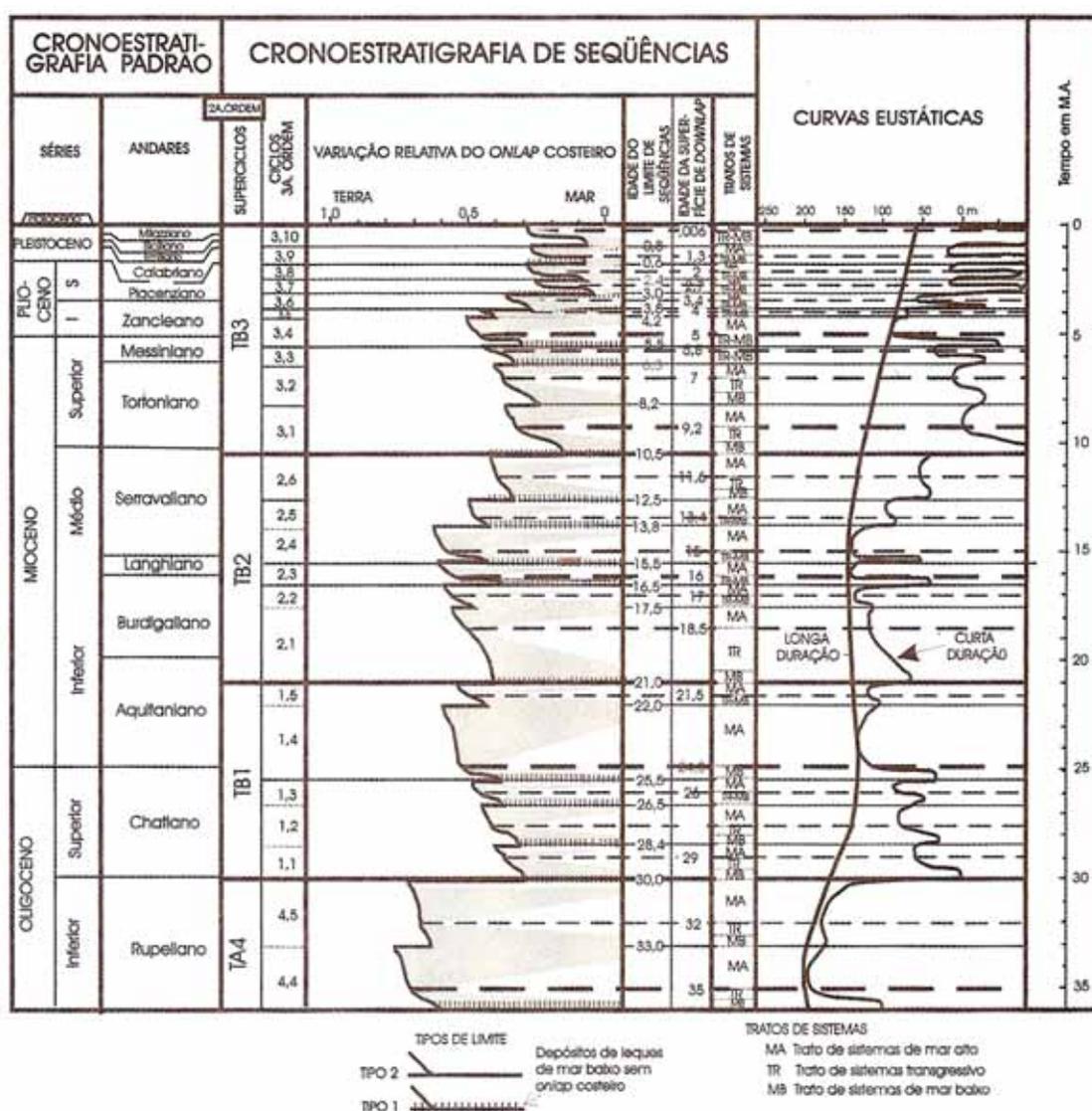


Figura 2.38 - Curva de variação do nível relativo do mar aplicada ao Neogeno e final do Paleogeno simplificada de Haq et al., (1988).

Os ciclos de variação do nível do mar, assim propostos, foram amarrados à cronoestratigrafia formal, combinando-se o estado da arte dos dados bioestratigráficos e geocronológicos.

2.5.10 - Vales Incisos.

Segundo Zaitlin et al. (1994), um sistema de vale inciso é definido como um baixo topográfico alongado, erodido fluvialmente que é tipicamente mais largo do que uma simples forma de um canal, e é caracterizado por uma mudança abrupta de fácies deposicionais em direção ao mar, através de uma discordância regionalmente mapeável. O preenchimento tipicamente começa a se acumular durante a próxima elevação do nível base, e pode conter depósitos do trato de sistemas subseqüentes.

Vales incisos variam em largura de menos de um quilômetro até aproximadamente 20 quilômetros, a variação da profundidade oscila de metros até algumas centenas de metros. Os vales incisos se formam e são preenchidos em duas fases. A primeira fase consiste do processo de erosão, passagem de sedimento através do vale erodido, e posteriormente da deposição produzida pela estabilização no nível baixo (*lowstand*) da linha de praia em resposta à relativa queda do nível do mar. A segunda fase consiste de deposição dentro do vale em resposta à relativa elevação do nível do mar, geralmente durante ao final do regime de nível baixo ou ao trato de sistemas transgressivos, segundo Van Wagoner et al. (1990).

Como os vales incisos se formam em duas fases temporalmente distintas, o preenchimento pode consistir de uma larga variedade de tipos de sedimentos e numa variedade de ambientes. Os ambientes deposicionais e os tipos de rochas associados nas porções superiores do vale inciso incluem arenitos estuarinos e entrelaçados, arenitos fluviais mostrando evidência de significativa modificação pela maré, ou arenitos de planície costeira, lamitos ou turfas.

2.5.10. 1 - Fisiografia do sistema de vales incisos.

Zaitlin et al. (1994), consideram dois tipos fisiográficos de vales incisos. Os sistemas de vales incisos que têm seus canais em áreas continentais elevadas as quais ainda atravessam a linha de quebra onde há uma redução significativa do gradiente, são considerados sistemas de vales incisos de piemonte (Fig. 2.39). Os sistemas de vales incisos que são confinados ao baixo gradiente de uma planície costeira e que não atravessam a linha de quebra do gradiente, são denominados sistemas de vales incisos de planície costeira.

Os sistemas de piemonte são caracterizados por uma extensão fluvial mais longa que os sistemas de planície costeira, e são comumente associados às feições estruturais subjacentes. Também esses sistemas contêm geralmente sedimentos fluviais de granulometria grossa, ao passo que os sistemas de planície costeira são usualmente preenchidos por depósitos de granulação fina, mais maduros e reciclados de origem costeira.

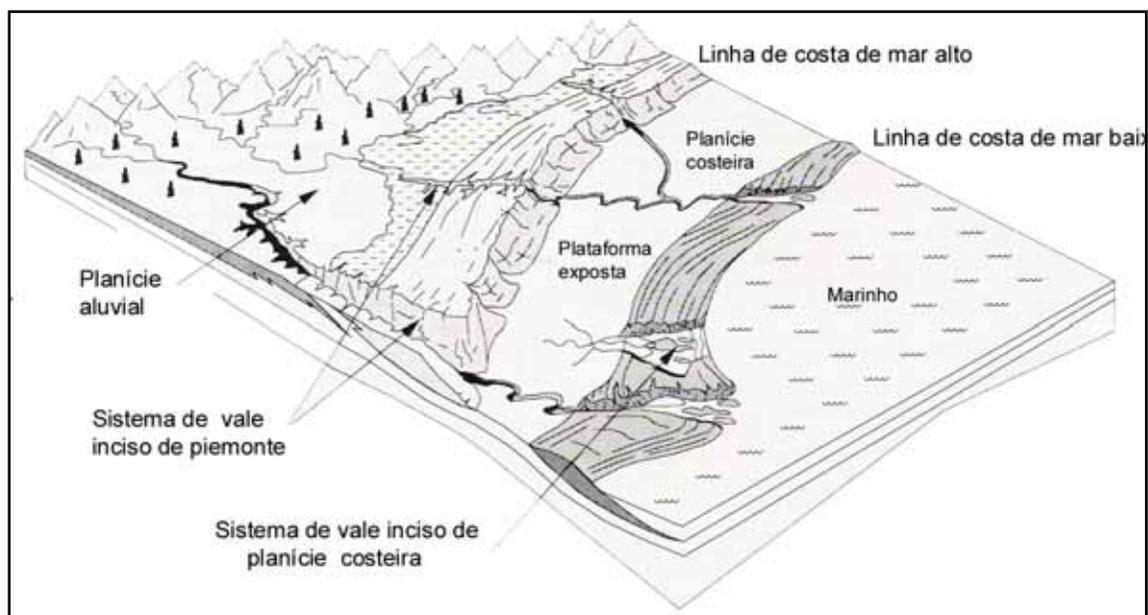


Figura 2.39 - Fisiografia dos vales incisos conforme Zaitlin et al. (1994).

2.5.10. 2 - Preenchimento simples e composto dos Vales Incisos.

O preenchimento de qualquer vale inciso pode ser classificado como simples ou composto dependendo da ausência ou presença, respectivamente, de múltiplos limites de seqüência internos (fig.2.40). Se o vale é preenchido completamente durante uma seqüência de mar baixo, transgressivo e alto, o preenchimento é considerado simples (Fig. 2.40 A). Um preenchimento múltiplo registra múltiplos ciclos de incisão e deposição resultantes da flutuação no nível base, e, portanto, pontuado por um ou mais discordâncias, em adição à principal seqüência limite da base do vale inciso (Fig. 2.40 B).

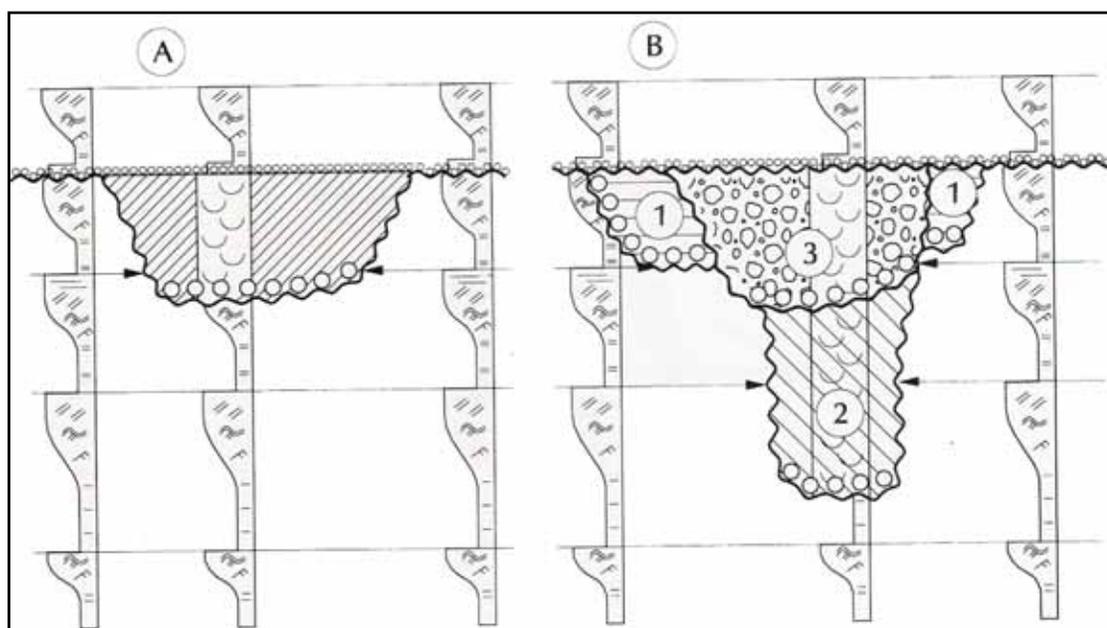


Figura 2.40 - Vales incisos com preenchimento simples (A) e composto (B), segundo Zaitlin et al. (1994).

2.5.10.3 - Modelo para o preenchimento simples do vale inciso.

De acordo com os resultados que observamos nos capítulos a continuação e para facilitar a discussão, será considerado o caso de um sistema de vale inciso de piemonte, o qual é cortado e preenchido por um único ciclo de 4ª ou 5ª ordem. Também será

assumido que o sedimento de deposição é fluvial e a taxa de transgressão constante. Da mesma forma assumiremos que as ondas serão mais significantes do que as marés nas zonas costeiras e que o estuário desenvolvido será dominado pelas ondas. Segundo Zaittlin et al. (1994), são propostos três segmentos longitudinais para o preenchimento do sistema de vale inciso. Estas três subdivisões refletem unicamente a organização deposicional e estratigráfica a qual é resultado de transgressão seguida pela deposição do trato de mar alto.

2.5.10. 3.1 - Segmento 1.

Com a queda relativa do nível do mar, a extensão inteira do vale inciso é caracterizada por uma rede de erosão fluvial que cria uma seqüência de limite basal (Fig 2.41).

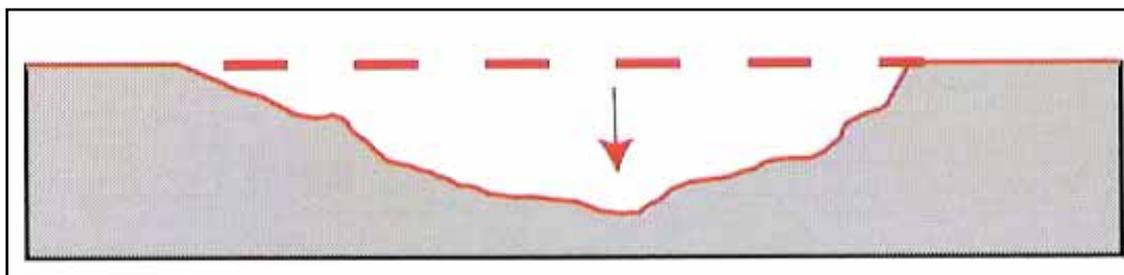


Figura 2.41- Rede de erosão pelo fluxo de material, conforme Beaubouef et al. (1999).

Quando o nível relativo do mar atinge o nível mais baixo e começa a se elevar, os depósitos fluviais começam na foz do sistema do vale inciso, e se estenderão para as partes superiores do vale enquanto a transgressão se processa. É possível, entretanto, ter uma continuada erosão e sedimentação de transpasse nas regiões superiores do vale inciso (figura 2.42) com a deposição ocorrendo nas partes mais baixas em direção ao mar durante o *lowstand*. Idealisticamente, o preenchimento da porção do vale inciso próxima ao mar (segmento 1) é caracterizada por recorrência (*lowstand* para transgressivo) de depósitos fluviais e estuarinos sobrepostos por areias marinhas transgressivas ou lamas de plataforma. Este segmento se estende desde a boca do vale

no trato de mar baixo até o ponto onde a linha de praia se estabiliza. O sedimento é transpassado até a boca do vale e é depositado no delta de mar baixo ou na linha de praia progradante (Figura 2.43 A e B).

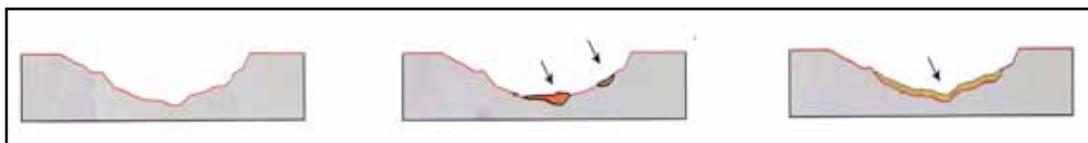


Figura 2.42 - Sequência de etapas mostrando inicialmente o transpassse do sedimento com erosão e após o início da deposição do material sedimentar, segundo Beaubouef et al. (1999).

Quando o nível do mar começa a subir e os seguimentos baixos começam a ser transgredidos, o vale inciso muda ao passar de um conduto para sedimentos fluviais erodidos para um local de deposição fluvial e subsequente deposição estuarina. A deposição fluvial, embora iniciada durante o tardio *lowstand*, continua durante os estágios iniciais da transgressão, (figura 2.43 C) com o local de deposição mudando em direção ao continente enquanto ao nível do mar se eleva e a linha de praia transgride. Então o limite entre os tratos de sistemas *lowstand* e transgressivo pode fazer dentro do depósito fluvial ao invés de estar no topo. O padrão do depósito fluvial (entrelaçado, meandrante, anastomosado ou paralelo) dentro do vale inciso é dependente de vários fatores incluindo suprimento de sedimentos, tamanho do grão, descarga, e gradiente do vale. (Shumm, 1977, 1993). No caso simples, em que todos os fatores se mantiverem constantes, pela variação do trato *lowstand* para transgressivo, o caracter dos sedimentos fluviais muda verticalmente enquanto que o gradiente deposicional e a capacidade do sistema fluvial decrescem à medida que a linha de praia se aproxima. Enquanto a transgressão ocorre, as condições estuarinas, as quais estão estabilizadas na direção mar, migram em direção ao continente. Em um estuário dominado pelas ondas o primeiro depósito estuarino sobre os sedimentos fluviais será o depósito do ambiente *bayhead-delta* (delta de desembocadura de canal fluvial) com depósitos de canal de distributários, *depósitos marginais*, e bacias interdistributárias, devido a transgressão continuada os depósitos da *central basin* (sedimentos finos heterolíticos, ambiente de

baixa energia) recobrirão os depósitos de *bayhead-delta* com um contato gradacional. Por seu turno, os depósitos de *central basin*, serão recobertos pelas barreiras (figura 2.44), continuando a transgressão, a linha de praia passa para a localização anterior do estuário.

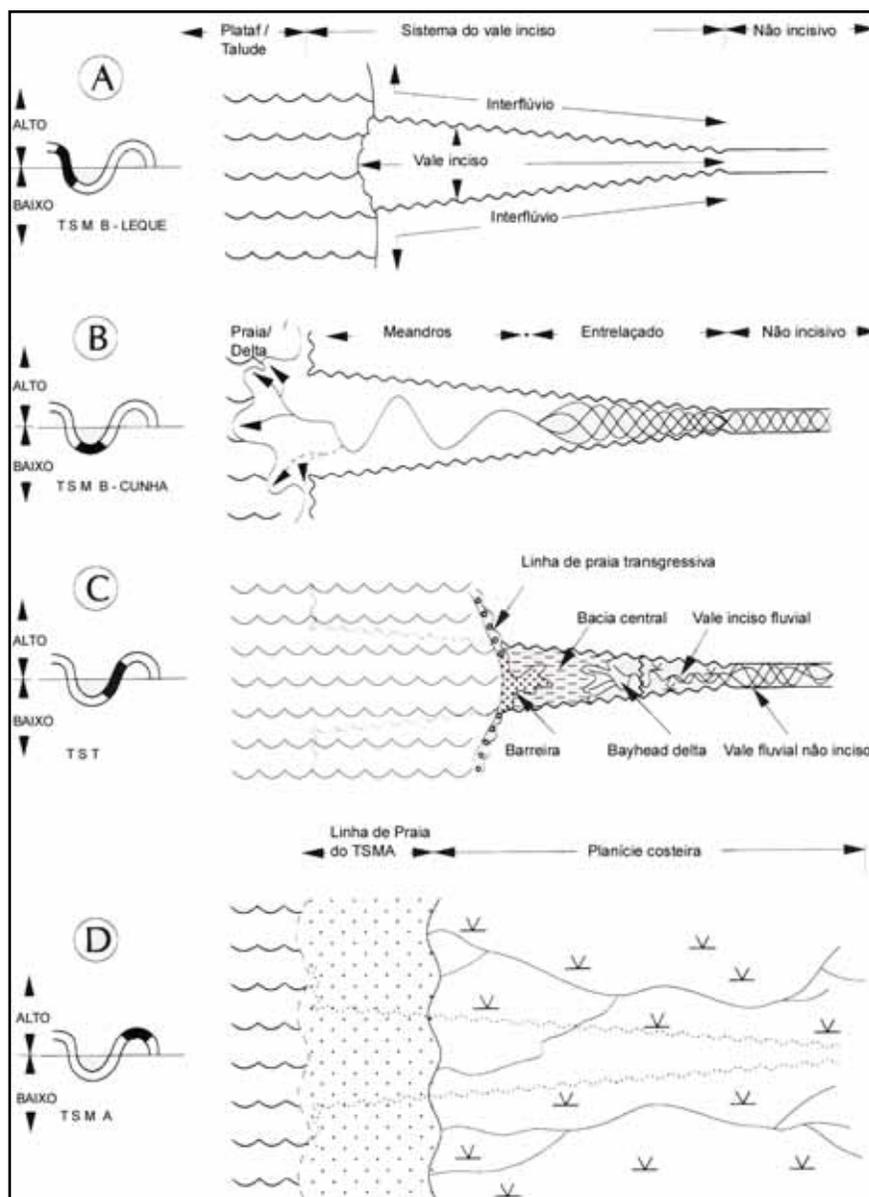


Figura 2.43 - Sistema de vale inciso mostrando sua evolução durante um ciclo completo de variação do nível do mar, Zaitlin et al. (1994).

A erosão pelas ondas associada à retirada da linha de costa produz uma superfície de ravinamento a qual truncará o depósito estuarino subjacente. Finalmente o vale será capeado pelas lamas de mar aberto associadas ao trato de sistemas de mar alto (*higstand*).

A presença destas lamas é indicativo do limite extremo deste segmento, em direção ao continente.

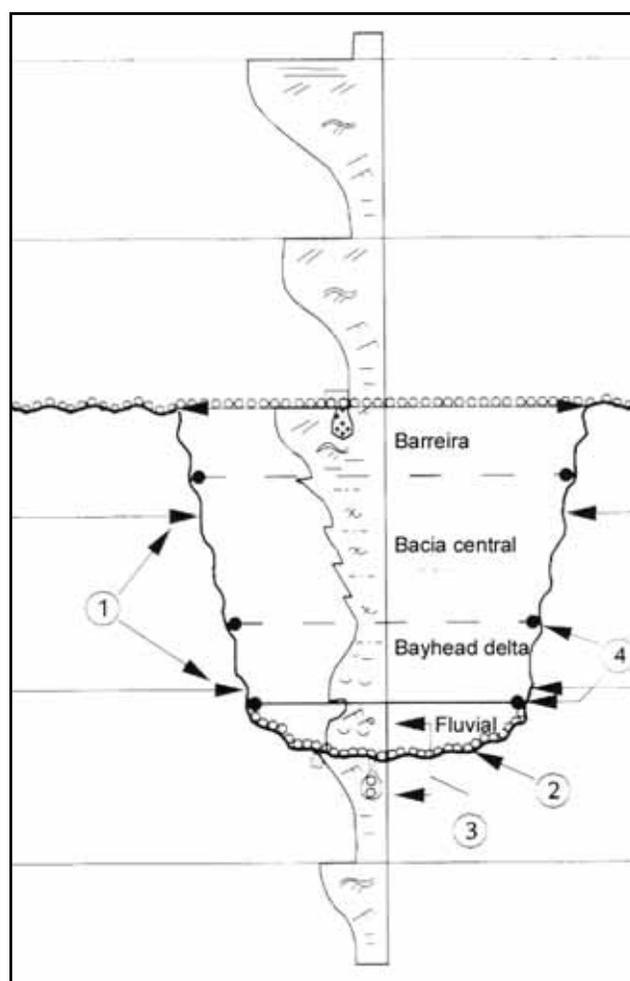


Figura 2.44 - Preenchimento do vale inciso por sucessões verticais de diferentes ambientes deposicionais de acordo com Zaitlin et al. (1994).

2.5.10.3.2 - Segmento 2.

A porção média do sistema de vale inciso (segmento 2), consiste de complexo estuarino de vale afogado que existia ao tempo da transgressão máxima, sobrepondo a sucessão do trato de mar baixo para o trato transgressivo composta de depósitos fluviais e estuarinos do segmento 1.

Na sua porção próxima ao mar a deposição é similar àquela do seguimento 1, com sedimentos tipo *bayhead-delta* cobertos por depósitos do tipo *central basin* que são capeados ao seu turno pela boca de estuário e areias de barreiras.

Na parte extrema deste segmento os depósitos da bacia central estão ausentes e os depósitos de *bayhead-delta* são recobertos diretamente pelos depósitos fluviais do trato de mar alto. Os locais onde ainda são detectáveis as influências marinhas caracterizam o limite extremo deste segmento em direção ao continente.

2.5.10.3.3 - Segmento 3

O seguimento mais interno do vale inciso se desenvolve em direção à cabeceira do limite do estuário transgressivo em direção ao limite da incisão fluvial, isto é, ponto de cachoeira.

O preenchimento deste seguimento será inteiramente fluvial, e pode ser de caracter entrelaçada, meandrante, anastomosada e ou retilínea dependendo da variedade de fatores incluindo suprimento de sedimentos, gradiente, descarga e tamanho do sedimento.

2.5.11- Antecedentes bibliográficos na área deste trabalho.

Kowsmann et al. (1976) em pesquisa na plataforma externa do Rio Grande do Sul, identificaram uma espessa camada de lama, confinada a uma estreita faixa que se orienta em direção a uma protuberância na isóbata de 200 metros. Também nesta campanha, foi retirado um testemunho, na plataforma média, mais ao sul, onde foi encontrada a influência dos sedimentos originários do Rio da Prata. Ocorreu, em sub-superfície, em ambiente mixoalino, estendendo-se desde a plataforma média até a externa, suscitando a possibilidade da existência de um paleocanal, afogado no início da transgressão holocênica. Este canal, de idade possivelmente pleistocênica, teria sido parcialmente responsável pelo suprimento de sedimentos que formam o Cone do Rio Grande.

Urien, Martins & Martins (1978) revelaram que, como resultado das flutuações relativas do mar pré-holocênico na zona de influência do Rio da Prata formou-se um planície costeira que se estendeu até 120 metros de profundidade onde se desenvolveram, como resultado da última subida do mar, diferentes unidades morfológicas de caráter erosivo e construtivo, como : canais, vales fluviais, escarpas, ilhas e barreiras, complexos deltaicos, cordões praias.

Tomazelli (1978) através da análise de 81 amostras de sedimentos superficiais na Plataforma Continental do Rio Grande do Sul, reconheceu quatro diferentes associações mineralógicas que, pela sua idade, distribuição geográfica e proveniência constituem verdadeiras unidades, definindo assim quatro diferentes províncias sedimentares:

- (1) Província Riograndense Interna - que tem como fonte principal o complexo ígneo-metamórfico do Escudo Sul-Riograndense.
- (2) Província de Patos - ocorre como uma pequena área na desembocadura da Laguna dos Patos, sendo resultado da contribuição atual.

- (3) Província Riograndense Externa - estendendo-se pela plataforma externa do Rio Grande do Sul. É interpretada como sendo resultado de uma sedimentação relíquia em que, graças ao mar baixo (Wisconsin), os rios provenientes do continente - escudo e platô basáltico - despejaram sua carga sedimentar nesta área.
- (4) Província Platina - relíquia da época de mar baixo (Wisconsin), quando provavelmente o Rio da Prata influenciava a sedimentação

Urien & Martins (1979) estabeleceram a hipótese da formação de um embancamento continental, que gerou depocentros com uma considerável subsidência. Como resultado desta, originou-se uma sedimentação predominantemente (deltaica) que atingiu provavelmente seu máximo a partir do Cretáceo Superior. Segundo os autores, as Bacias de Pelotas, Salado e Colorado se formaram com resultado de ruptura crustal durante o afastamento da África e América. A Bacia de Pelotas é do tipo meio graben e as bacias do Salado e Colorado são do tipo tafrogências. Esta ruptura originou bacias paralelas ao pé do talude continental, controlados por falhamentos tensionais no sentido NE-SW.

Urien, Martins & Martins (1980) em trabalho sobre evolução geológica da plataforma uruguaia e regiões vizinhas afirmam que durante os níveis mais baixos do mar, o Rio de la Plata se estendeu sobre a atual plataforma continental e implantou um sistema de canais fluviais de caráter distributivo (figura 2.45). Estes paleocanais (poços de lama) representam uma das feições topográficas mais notáveis na região. Existem outros tipos de rios menores que drenam as terras altas, que também se estenderam sobre a planície costeira submersa e chegaram inclusive ao bordo da plataforma, aproximadamente a 17 ka. Estes rios de modo semelhante ao Rio de la Plata, construíram *cânions* submarinos do talude continental. Com o avanço do nível do mar, a zona costeira foi deslocada lateralmente e algumas das formas continentais da planície

costeira, agora submersa, foram parcialmente destruídas e posteriormente cobertas por sedimentos litorâneos.

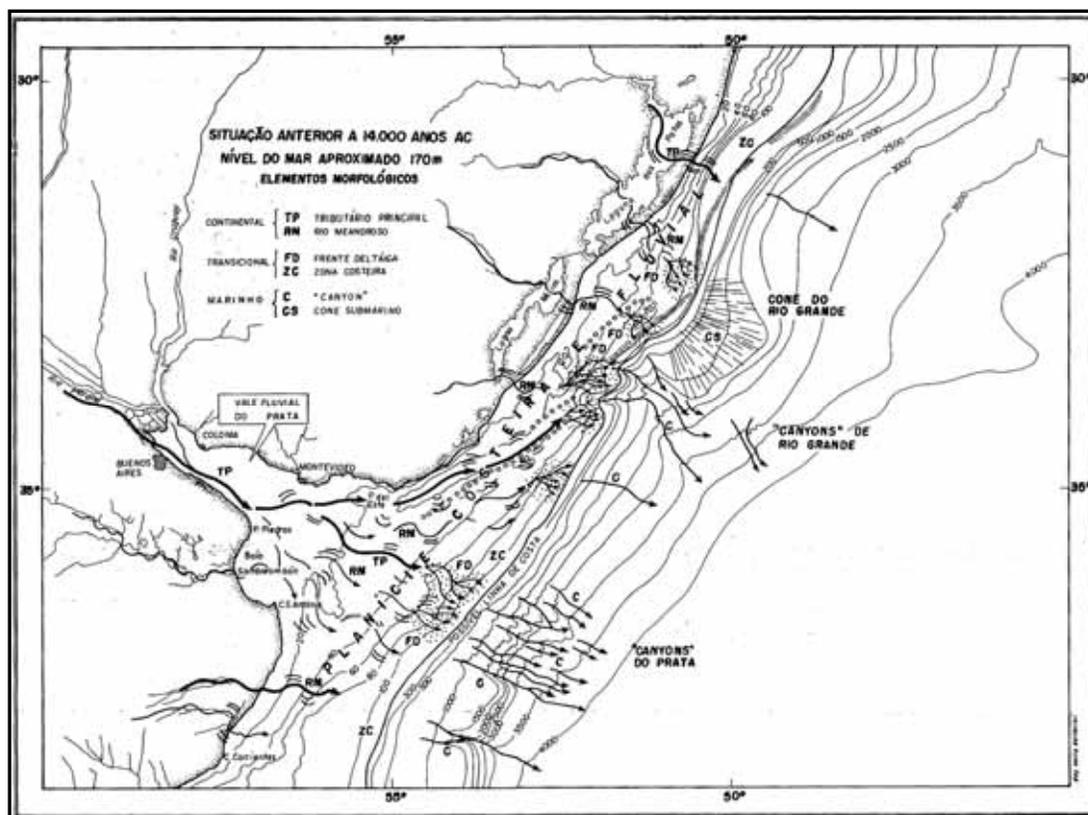


Figura 2.45 - Mapa da circulação do Rio de la Plata anterior a 14 000 anos, com nível do mar aproximadamente 170 m e elementos morfológicos, conforme Urien, Martins & Martins (1980).

Martins (1983) afirma que quanto à distribuição sedimentar, a plataforma continental sul-riograndense possui uma cobertura sedimentar de carácter predominantemente terrígeno, cujas fontes se encontram localizadas nas terras altas do Rio Grande do Sul e estão, também, sob a influência do Rio da Prata, cuja drenagem de captação, bastante ampla, inclui fontes sedimentares diversas da anterior. Durante os níveis de mar baixo, especialmente que se estabeleceu durante o Wisconsiniano, os grandes agentes de distribuição de material sedimentar eram os rios, que se desenvolviam com suas faixas meandantes por sobre uma extensa planície costeira (

hoje representada pela plataforma continental) e que construía deltas e estuários em suas desembocadura.

Como os planos deltaicos se situavam no que hoje representa a zona de quebra da plataforma continental, a carga de suspensão era depositada diretamente sobre o talude, gerando uma acumulação intensa de material fino (silte e argila). E por sua vez estes planos subaquosos deltaicos e seus depósitos associados, por se encontrarem nas proximidades de uma região de pendente pronunciada (talude continental), geravam deslizamentos submarinos, ocasionando o aparecimento de fluxos gravitacionais de sedimentos, entre os quais sobressaem as correntes de turbidez, conclui a autora.

Corrêa (1990), no estudo morfoestrutural da plataforma sul-brasileira, afirma que a sua organização em vários domínios é regida por uma série de importantes descontinuidades, cujas orientações são bastante variáveis e que elas dividem a plataforma continental em quatro zonas: norte, central-norte, central-sul e sul. Também conclui que a distribuição dos sedimentos superficiais não é aleatória; ela é o resultado de ações hidrodinâmicas relacionadas às variações glácio-eustáticas do Quaternário. E ainda que na evolução paleogeográfica da plataforma, a subida do nível do mar, durante o Quaternário pode ser resumida em quatro grandes episódios. Para o episódio entre 7.000 anos e o tempo atual elaborou uma carta que mostra seqüência evolutiva da plataforma continental do Rio Grande do Sul, durante os períodos de transgressão/regressão holocênicos (figura 2.46).

Fontana (1990), em uma publicação sobre investigações sísmicas na Bacia de Pelotas e Cone do Rio Grande afirma que entre os paralelos 32° S e 34° , em frente ao canal que conecta a Laguna dos Patos com o Oceano Atlântico, em batimetrias variando de 100 a 3.600 m, uma feição proeminente foi desenvolvida desde o Mioceno em diante. Esta feição é chamada de Cone do Rio Grande. Trabalhos de sísmica de reflexão, revelam a presença de um espesso pacote sedimentar, provavelmente constituído, em sua maior parte, de folhelhos, com grandes estruturas de

escorregamentos, assentado sobre um superfície deslocamento do Oligoceno. A monotonia estrutural da Bacia de Pelotas, como um todo, é quebrada na região do Cone do Rio Grande. Seu padrão geomórfico, suas clinofórmulas de alto ângulo, suas falhas de padrão lístico de grande rejeito, bem como a presença de falhas imbricadas de empurrão

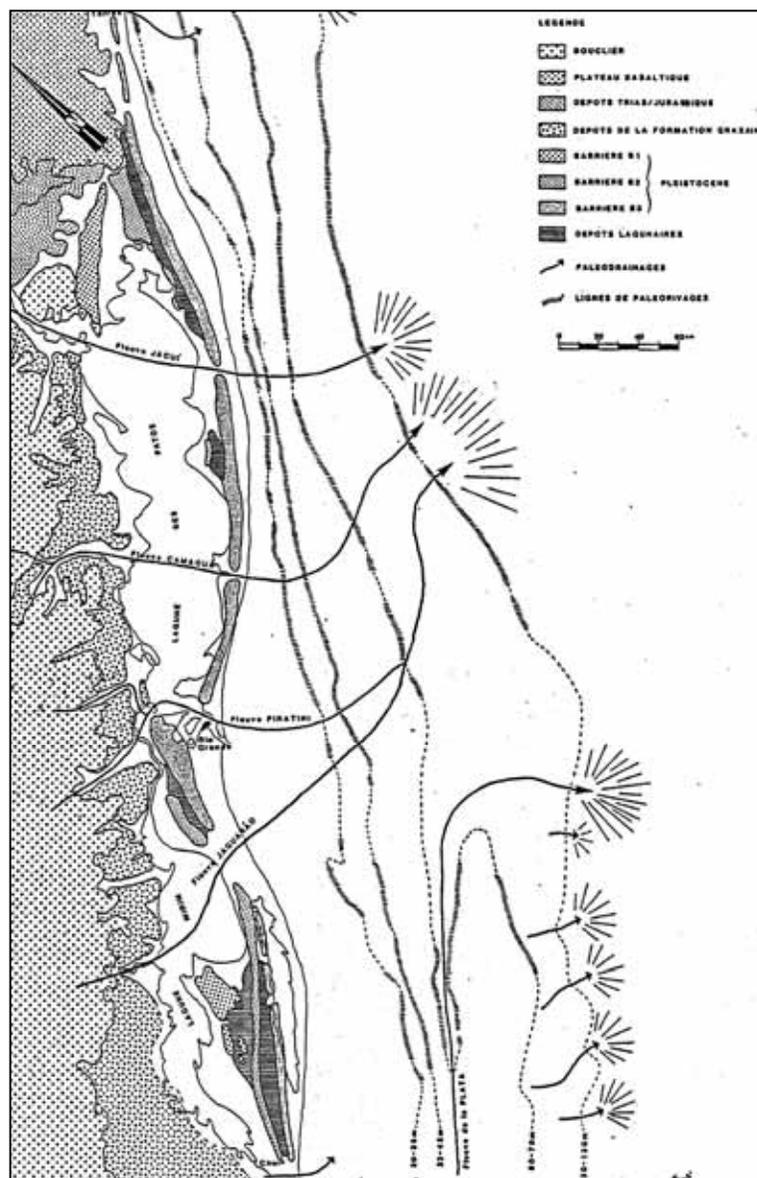


Figura 2.46 - Seqüências evolutivas da plataforma continental de 7.000 anos até o presente. Evidenciando a projeção na plataforma dos rios da Prata, Jaguarão, Piratini, Camaquã e Jacuí (Corrêa, 1990).

do tipo *flat and ramp* ou *duplex* além da existência de uma nítida superfície de deslocamento em sua base, servem para caracteriza-lo como uma feição ímpar no contexto geológico-estrutural da margem continental sul-riograndense.

De acordo com ao autor, o processo pelo qual tamanha carga sedimentar atravessou a plataforma, vindo a se depositar no talude continental, ainda não é bem entendido. Grandes sistemas de cânions ou mesmo de canais fluviais enterrados (figura 2.47) não são feições conspícuas ao longo da Bacia de Pelotas. A construção, sobre a região do talude, deste potente pacote, onde devem predominar os sedimentos pelíticos, sem dúvida nenhuma, só foi possível, graças a um gigantesco influxo sedimentar via plataforma continental.

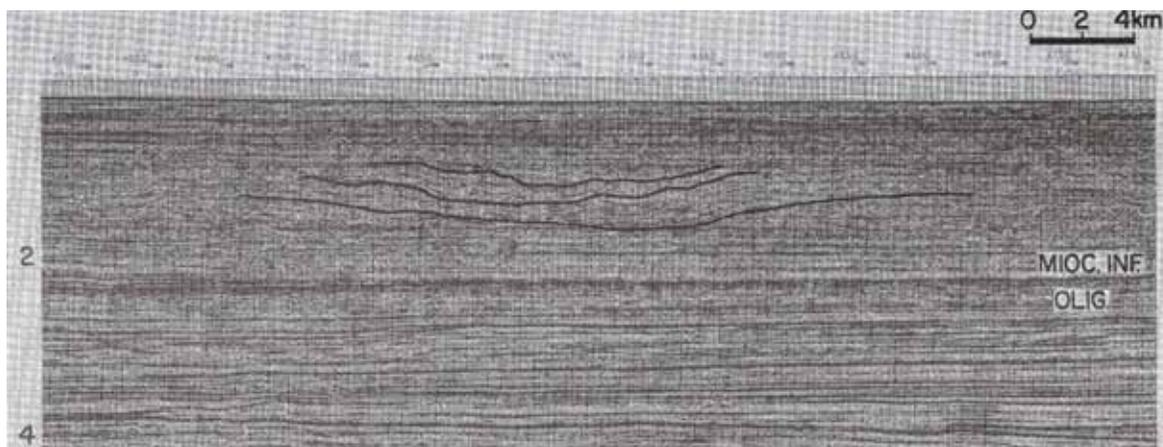


Figura 2.47 - Seção sísmica da Bacia de Pelotas mostrando canal alimentador ao nível do Mioceno Superior-Plioceno (Fontana, 1990).

Fontana (1996), estudou a Bacia de Pelotas e a Plataforma de Florianópolis utilizando 20.000 Km de linhas sísmicas, poços e modelagens graviméticas. Segundo o autor, a análise das seqüências sedimentares presentes em três poços submarinos da Bacia de Pelotas forneceu as informações para os cálculos da profundidade do embasamento, carga sedimentar, subsidência tectônica e grau de esfriamento litosférico, envolvidos na história geológica da bacia (Fig. 2.48). O estudo detalhado das linhas sísmicas de reflexão, principalmente próximo à região dos poços, permitiu a divisão da coluna sedimentar em seqüências deposicionais limitadas por discordâncias em certos

casos por deslocamentos abruptos do *onlap* costeiro no sentido da bacia. Sendo que, onde foi possível, os respectivos tratos de sistemas deposicionais foram caracterizados e como resultado desta divisão foi obtida uma carta cronoestratigráfica para a Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis.

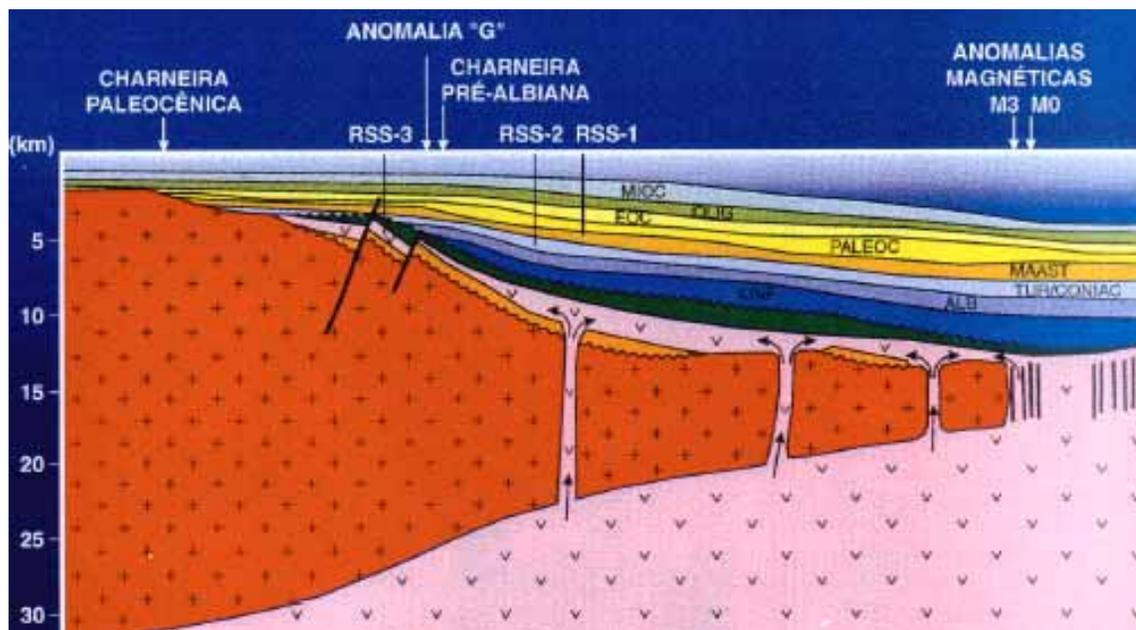


Figura 2.48 - Modelo da evolução tectono-vulcano-sedimentar da margem continental da Bacia de Pelotas, segundo Fontana(1996).

A Bacia de Pelotas, considerando os sedimentos da fase rift e da deriva franca, foi dividida em 17 seqüências deposicionais de 2^a e 3^a ordens, limitadas em geral por discordâncias do tipo 1.

Ayup-Zouain et al. (2002) no trabalho sobre a evolução da paleodrenagem e da taxa de sedimentação da margem continental sul do Brasil, construíram mapas paleogeográficos para três períodos de tempo, baseados na estrutura tectônica regional e global e nas condições climáticas para cada estágio:

- 1- Fase I – durante o Jurássico, as altas ombreiras do *rift* promoveram menos influxo de sedimentos do que espaço de acomodação.

Abreu & Calliari (2005) em trabalho sobre paleocanais na plataforma interna do Rio Grande do Sul, executaram um levantamento sísmico em duas fases. Na primeira fase foi realizado um perfil paralelo à costa, com início ao largo da cidade de Mostardas e fim nas proximidades da desembocadura da lagoa dos Patos. Na segunda fase foram perfiladas seis linhas sísmicas, sendo quatro paralelas e duas transversais à costa, correspondendo aproximadamente a cerca de 174 milhas náuticas.

O instrumental utilizado para a detecção de estruturas subsuperficiais, constou de um sistema tipo Sparker_R, com fonte sísmica modelo 272-A da EG&G, de 400 joules de potência, uma unidade registradora EPC 4600 e uma “enguia” de hidrofones composta de 8 elementos e com 15m de comprimento. A escala dos registros sísmicos foi de 250ms, tendo sido utilizados filtros para frequências entre 350 e 1.600 Hz. Para o cálculo da profundidade dos refletores foi considerado 1.500m/s como velocidade média de propagação do som na água e no sedimento.

Com a interpretação dos registros sísmicos foi possível observar a disposição subparalela dos refletores internos da plataforma continental. As reflexões se destacam pela forte impedância acústica e pela relativamente grande continuidade lateral, em toda a área de trabalho. Com estas características, dois refletores principais puderam ser individualizados em diferentes profundidades de soterramento, ao longo das linhas sísmicas.

Concluem os autores que a estrutura subsuperficial rasa da plataforma continental do Rio Grande do Sul, como toda a plataforma continental Sul-brasileira, teve sua evolução fortemente condicionada às flutuações do nível do mar, ocorridas especialmente no Período Quaternário. Estágios alternados de exposição e de submersão resultaram no retrabalhamento dos sedimentos e no desenvolvimento de ambientes deposicionais de acordo com as condições ambientais instaladas. Durante o período de exposição se formou uma extensa planície costeira com formação de redes de drenagem fluvial (figura 2.50) e sistemas laguna-barreira paralela à costa. A transgressão

holocênica subsequente, retrabalhou estes depósitos e afogou as desembocaduras fluviais, resultando em um novo modelado costeiro que permaneceu relativamente preservado até o tempo presente.

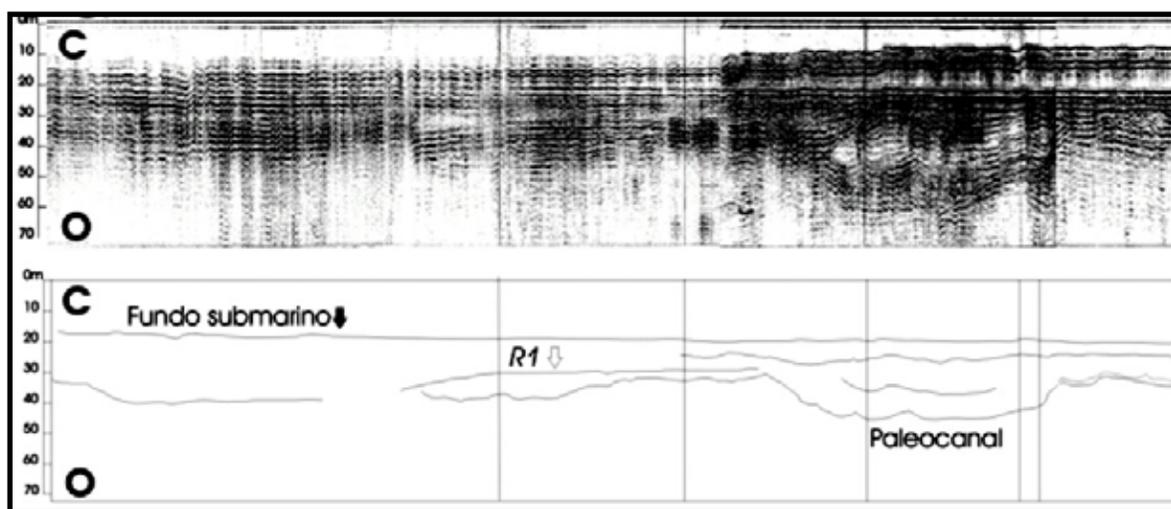


Figura 2.50 - Registro do levantamento sísmico do refletor com estrutura acanalada interpretada como paleocanal, segundo Abreu & Calliari (2005).

3 - CONTEXTUALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 - A Bacia de Pelotas (B.P.).

O conhecimento do arcabouço estratigráfico da margem continental brasileira tem evoluído significativamente desde o início da década de 70, com o advento da Tectônica de Placas, que relaciona a formação das bacias sedimentares da margem atlântica à separação da placa sul-americana da placa africana. Utilizando paradigmas desse modelo, as megassequências sedimentares, normalmente separadas por discordâncias angulares e erosivas, são intrinsecamente relacionadas às fases evolutivas pré-rifte, sinrifte, transicional, e margem continental passiva. O arcabouço estratigráfico adotado para as bacias da margem continental acomoda fases tectônicas com princípios estratigráficos hierarquicamente agrupados em megassequências deposicionais, super-sequências e sequências (Cainelli e Mohriak, 1998). São definidas quatro megassequências: a pré-rifte, a sinrifte, a transicional e a pós-rifte (Asmus e Ponte, 1973). A Bacia de Pelotas situa-se no extremo sul da margem continental brasileira, limitando-se a norte com a Bacia de Santos, pela plataforma de Florianópolis, e a sul com as bacias da Margem Continental do Uruguai, fig 3.1.

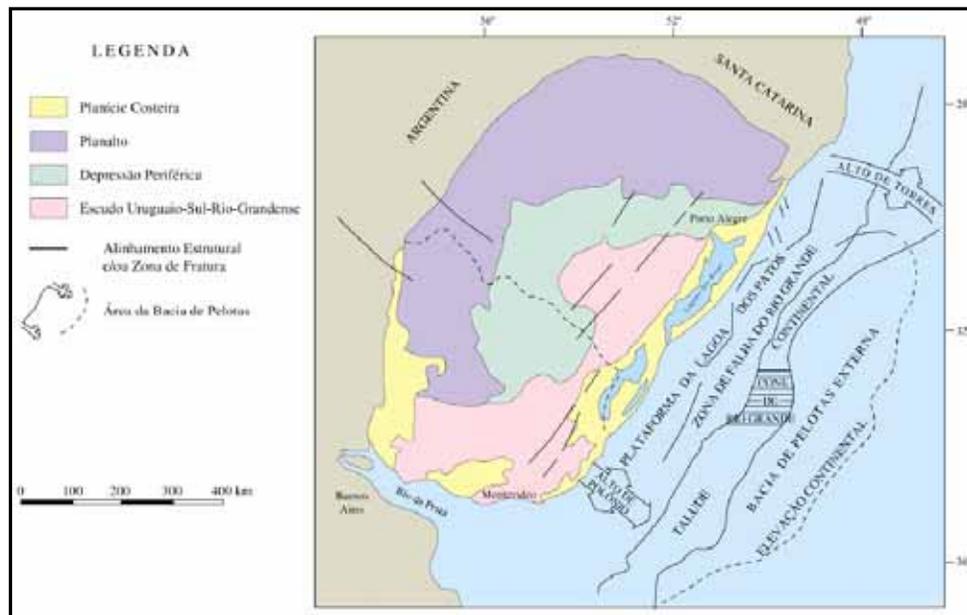


Figura. 3.1 - Situação, fisiografia e estruturas principais da Bacia de Pelotas, modificada de Urien e Martins (1978).

A área da bacia compreende cerca de 250.000 km² (até a lâmina d'água de 3.000 m).

3.2 - Evolução Tecto-Sedimentar da margem Atlântica Sul.

Conforme Ojeda (1981) quatro fases evolutivas são normalmente destacadas: fase de soergimento crustal, fase trefogência ou de fraturamento (rifte), fase transicional e fase de migração (figura 3.2).

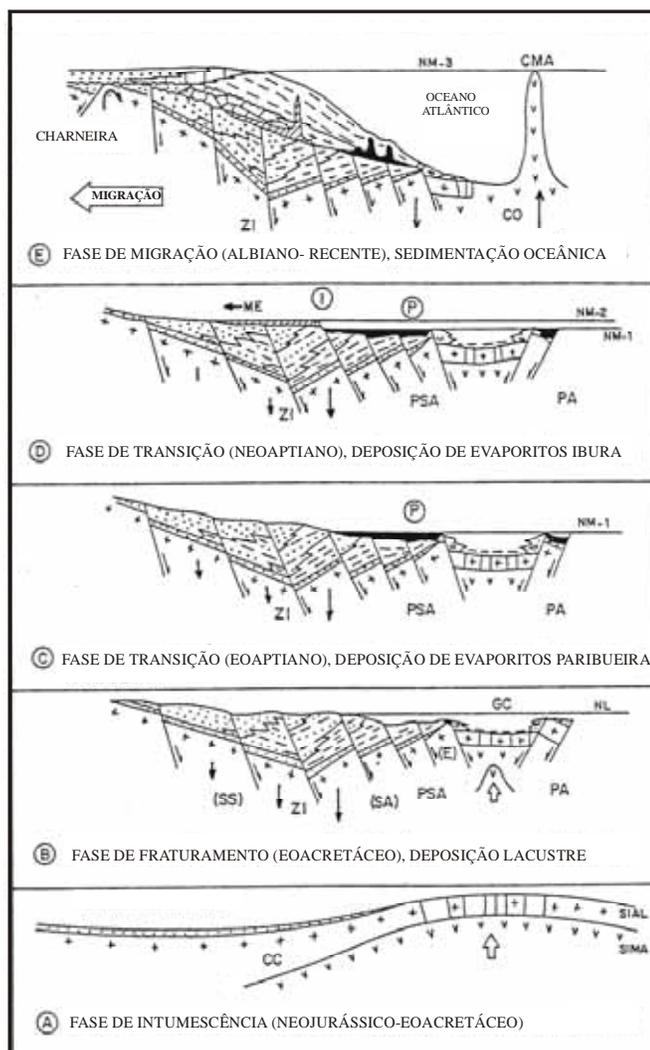


Figura 3.2 - Evolução tectônica esquemática da margem leste brasileira: SS - sistema de blocos falhados com basculamento sintético; SA - sistema de bloco blocos falhados com basculamento antitético; E - alto externo; GC - graben central; Z- zona de inversão; CC - crosta continental; CO - crosta oceânica; CMA - cadeia meso-atlântica; PA - placa africana; PSA - placa sul americana; I - evaporitos Ibura; P - evaporitos Paripueira; NL - nível do lago; NM - nível do mar e ME - migração de ambientes evaporíticos, modificada de Ojeda (1981)

3.2.1 - Fase de soerguimento crustal (intumescência).

Nesta fase, durante o Neojurássico-Eocretáceo, ocorreram eventos que precederam o fraturamento da crosta continental, tais como soerguimento crustal e desenvolvimento de bacias periféricas (Estrella, 1972). Esse levantamento teve intensidade variável ao longo da margem continental, com grande atividade ígnea local relacionada com *hot spots* (Morgan 1971). Nas bacias periféricas se depositaram sedimentos flúvio-deltaico-lacustres (fig. 3.2 A).

3.2.2 - Fase trafogênica.

Nesta fase evolutiva desenvolvida no Eocretáceo (Neocomiano-Barremiano) e estendendo-se até o Neocretáceo (Cenomaniano) na margem equatorial, houve um intensa atividade tectônica, com fraturamento de áreas previamente soerguidas e formação de um *graben* central possivelmente simétrico (ao longo do eixo de soerguimento) e de *rift valleys* assimétricos, distribuídos adjacentes e paralelamente a ambos lados deste *graben*, cobrindo parte da antigas bacias periféricas (figuras 3.2 B e 3.3). Na área de *rift valleys* formou-se o arcabouço básico das bacias da margem continental brasileira, com o desenvolvimento síncrono dos dois sistemas de blocos falhados escalonados com basculamento sintético e antitético, unidos pela zona de inversão. A sedimentação ocorreu nas bacias lacustres alongada, tipo *rift valleys*, controladas por estruturas de meio *graben*, em evolução concomitante. O registro sedimentar consiste principalmente em clásticos finos a grossos, de origem flúvio-deltaico-lacustre.

3.2.3 - Fase de transição.

Esta fase desenvolvida no Aptiano, é caracterizada por extensos depósitos sedimentares transicionais (evaporitos, clásticos e carbonatos), que representam a

passagem do regime tectônico de intensa tectogenia para a fase de basculamento para a bacia de deformação adiastrófica da fase de migração continental divergente.



Figura 3.3 - Esboço paleogeográfico no final do Eocretáceo (pré-aptiano). Deposição flúvio-deltaico-lacustrina ao norte do alinhamento Rio Grande Walvis (RGW); deposição marinha ao sul. CO - crosta oceânica, (Ojeda, 1981).

3.2.3.1 - Eoaptiano.

Neste período, a barreira topográfico-vulcânica de Rio Grande-Walvis foi ultrapassada por águas marinhas (vindas do oceano localizado ao sul) inundando o *graben* central e formando um extenso golfo denominado “Golfo Paripueira” que se estendeu até a latitude 12° Sul. Este golfo serviu de acesso e alimentação de água marinha para as bacias evaporíticas situadas fora de seu limites (na área de *rift valleys*).

Como resultado da invasão da água vinda do Golfo Paripueira (através de barreira) e de forte evaporação nas bacias restritas, foi alcançado o estágio de salmora e ocorreu a precipitação seletiva de sais (principalmente halita) constituintes dos evaporitos de Paripueira (figuras 3.2 C e 3.4). Em seguida houve uma regressão generalizada, quando, se depositou a espessa seção clástica transicional interposta entre os evaporitos Paripueira e Ibura.



Figura 3.4 - Esboço paleogeográfico no final do Eoaptiano. Deposição clástica-flúvio-deltaica e evaporitos, ao norte da cadeia RGW; deposição marinha (M) e crescimento de crosta oceânica (CO), ao sul; NM - ambiente não marinho; M - ambiente marinho; e P - bacia evaporítica Paripueira, segundo Ojeda (1981).

Por outro lado, nesta mesma época, áreas proximais emersas adjacentes às bacias evaporíticas eram submetidas à intensa erosão, que removeu grande parte dos sedimentos eocretáceos mais velhos, as vezes atingindo o embasamento.

3.2.3.2 – Neo-Aptiano.

Nesta época, houve sedimentação predominantemente evaporítica (evaporito Ibura) nas bacias marginais da margem leste brasileira e clástica lacustrina na margem equatorial, (fig 3.5).



Figura 3.5 - Esboço paleogeográfico no final do Neo-aptiano. Deposição clástica- flúvio-deltaica na margem equatorial e evaporito na margem leste brasileira, ao norte do alinhamento RGW; deposição marinha (M) e crescimento de crosta oceânica (CO), ao sul; NM - ambiente não marinho; M - ambiente marinho; e I - bacia evaporítica Ibura, (Ojeda, 1981).

Na margem leste, ao sul da barreira Rio Grande Walvis, desenvolvia-se mar alto com crescimento de crosta oceânica. Ao norte desta barreira, ocorria elevação do nível do mar no Golfo Paripueira e transgressão generalizada que cobria progressivamente a superfície de erosão do período Eoaptiano (por sua vez controlada pelas feições trafoências remanescentes). Desta maneira formaram-se bacias evaporíticas alongadas, e de tal maneira distribuídas que deram lugar a uma concentração seletiva de salmouras, com os sais mais solúveis depositados nas bacias mais afastadas do golfo central de alimentação.

Ao findar este período, as bacias evaporíticas estiveram bastante colmatadas, dando condições para a deposição de extensas camadas de anidrita brechóide e nodular, em ambiente de *sabkha*.

Na margem equatorial, o registro estratigráfico do Neo-aptiano é representado por sedimentos flúvio-deltaico-lacustrinos depositados em *rift valleys* ainda ativos.

3.2.4 - Fase de migração.

Fase desenvolvida entre o Albiano e o Recente, caracteriza-se basicamente por basculamento generalizado para as bacias marginais, com formação de charneira com *grabens* de compensação e consequente definição de extensa estrutura homoclinal e plataforma rasa. O tectonismo adiastrófico foi intenso, tendo havido também atividade ígnea de regular intensidade.

Baseando-se em variações litoestratigráficas, foram diferenciados dois períodos evolutivos:

3.2.4.1 – Albiano-Cenomaniano.

Neste período iniciou-se a migração continental com o crescimento de crosta oceânica. Instalaram-se definitivamente condições oceânicas abertas nas margens equatorial e leste-brasileira, (fig. 3.6).



Figura 3.6 - Esboço paleogeográfico no final do Albiano-Cenomaniano. Fase de migração continental. Deposição clástica-carbonática dominante. P - distribuição de evaporitos Paripueira. CMO - cadeia Meso Atlântica, AL - alinhamento estrutural e ZF - zona de fratura oceânica, (Ojeda 1981).

Outros eventos que ocorreram na época, e que merecem referência são os seguintes: a) reativação de *grabens* assimétricos; b) desenvolvimento de plataforma e talude continentais; c) sedimentação generalizada de seqüências clástico-carbonáticas, como calcarenitos de plataforma, calcilititos de talude e depósitos de clásticos de leque deltaicos; d) deposição local de conglomerados sintectônicos associados à falhas; e) diapirismo de sal e de folhelho; f) desenvolvimento de falhas de crescimento com *rollovers* associadas a deslocamento de sal ou de folhelho.

3.2.4.2 – Turoniano ao Recente.

Neste período, os eventos tectono-sedimentares mais significativos são: a) migração divergente das placas Sul-Americana e Africana, com crescimento da crosta oceânica; b) continuação do desenvolvimento da estrutura homoclinal, com definição completa da plataforma rasa e bacia profunda; c) formação de talude e plataforma continentais, mais novos e progradados para a bacia; d) acumulação de espessa cunha sedimentar por meio de dois megaciclos deposicionais (transgressivo - regressivo); e) continuação do diapirismo de sal e de folhelho e f) alguma atividade ígnea, (fig. 3.7).

Uma nova abordagem sobre a evolução tecto-sedimentar da Bacia de Pelotas foi realizada por Mohriak (2003), apresentando integração de vários trabalhos anteriores e uma síntese de conceitos geológicos sobre a região. Segundo o autor o desenvolvimento da bacia pode ser dividido em três megassequências ou fases principais de evolução tectônica. A megassequência pré-rifte corresponde a sedimentos e vulcânicas do Paleozóico e Mesozóico da Bacia do Paraná. Esses sedimentos são reconhecidos apenas na área da Sinclinal de Torres, onde a seção paleozóica da Bacia do Paraná está sotoposta ao pacote cenozóico da Bacia de Pelotas (Dias *et al.* 1994a).

A megassequência sinrifte (Neocomiano–Barremiano) é caracterizada por falhamentos antitéticos que definem meio-grábens na plataforma continental, com interpretação (Dias *et al.* 1994b) de que a magnitude dos falhamentos aumenta para leste. Esta megassequência foi amostrada em poucos poços em situação de graben proximal, constituindo-se de conglomerados com fragmentos de basalto. A base dessa sequência assenta-se sobre rochas vulcânicas (basaltos toleíticos, com datação de 124 Ma pelo método K-Ar, (Dias *et al.* 1994a).

A megassequência transicional, que nas bacias a norte do lineamento de Florianópolis incluem evaporitos com halita, é reconhecida apenas na região da Plataforma de Florianópolis, onde se constatou anidrita.

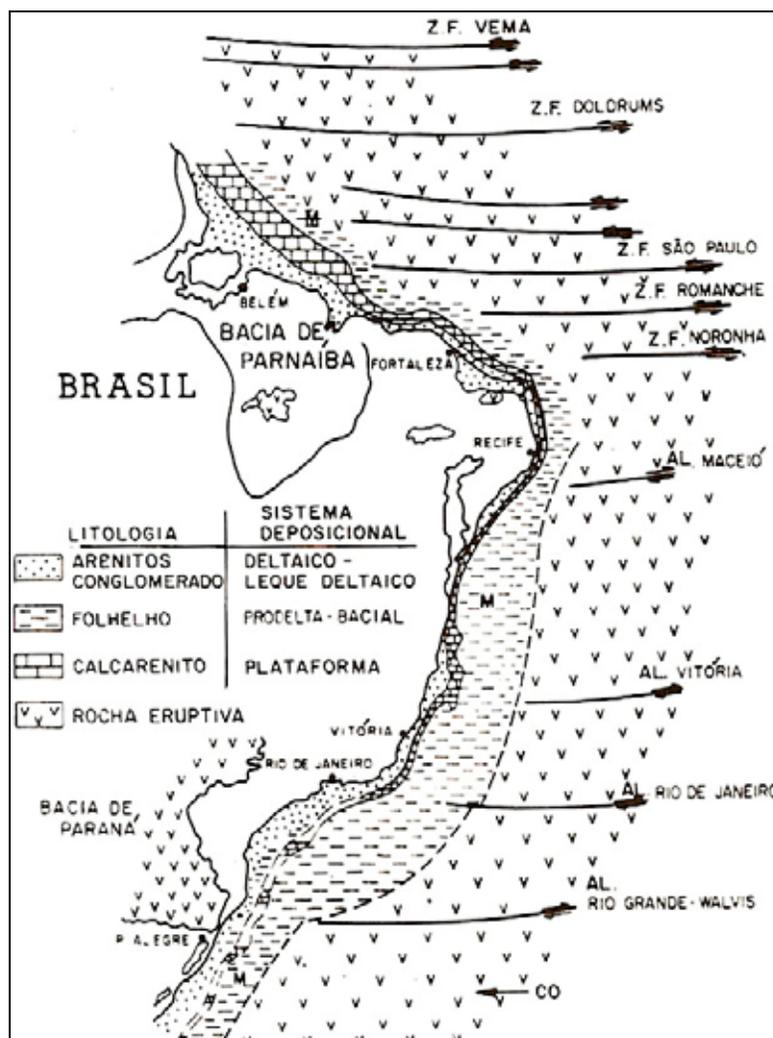


Figura 3.7 - Esboço paleogeográfico no final Mioceno. Fase de migração continental, com crescimento da crosta oceânica, deposição clástico-carbonática. M - ambiente marinho, AL - alinhamento estrutural, ZF - zona de fratura oceânica e CO - crosta oceânica, Ojeda(1981).

A megassequência pós-rifte, que representa a sedimentação marinha da bacia, pode ser subdividida em algumas sequências principais (Dias *et al.* 1994a): 1) sequência do Albiano/Aptiano, com sua porção superior coincidente com o topo da seção de calcários do Eo/Meso/Albiano; 2) sequência do Cretáceo Superior, composta por sedimentos pelíticos, responsável pela deposição de areias na área do baixo de Mostardas e de margas e folhelhos na plataforma continental ; 3) sequência do Cretáceo Superior-Terciário Inferior, constituída por folhelhos e delgadas camadas de arenitos; 4)

sequência do Eoceno/ Oligoceno Inferior, composta por clásticos na área do baixo de Mostardas e por folhelhos na plataforma; e 5) sequência do Oligoceno Superior ao Recente, de caráter progradante e composição pelítica. Na porção sul da Bacia de Pelotas, em frente à Laguna dos Patos, destaca-se grande espessamento da sequência sedimentar na região do cone do Rio Grande, associada a altas taxas de sedimentação no Terciário. O rápido soterramento propiciou a preservação de matéria orgânica e a formação de gás biogênico, registrando-se notável ocorrência de hidratos de gás em profundidades que estão entre 100 e 1.000 m na coluna sedimentar, em batimetrias de 1.000 a 2.500 m (Fontana, 1989; Fontana e Mussumeci, 1994). Também nessa região caracteriza-se uma faixa de dobramentos dos sedimentos terciários, mobilizados por empurrões com vergência para o mar (Fontana, 1989; Cainelli e Mohriak, 1998). A ocorrência de *grabens* controlados por falhas antitéticas na região proximal da bacia e na plataforma sugere modelos diversos para a formação e evolução geodinâmica do rifte na Bacia de Pelotas. Três hipóteses podem ser aventadas (Mohriak *et al.* 1995b; Cainelli e Mohriak, 1998):

(1) ocorrência de basculamento regional associado à implantação de crosta oceânica e posterior ruptura por falhamentos mais novos (Gonçalves *et al.* 1979);

(2) ocorrência de grandes falhas antitéticas que aumentam de rejeito na direção de águas profundas (Dias *et al.* 1994b); e

(3) ocorrência de feições caracterizadas como *seaward-dipping reflectors*, relacionadas à implantação de crosta proto-oceânica (Chang *et al.* 1992; Fontana, 1990; Fontana, 1996b; Mohriak *et al.* 1995b; Cainelli e Mohriak, 1998, Talwani e Abreu, 2000).

3.3 - Tectônica da Bacia de Pelotas.

As expressões mais antigas de tectonismo na bacia de Pelotas são falhas de embasamento sub-paralelas à costa, que dão origem a estreitas faixas falhadas cuja

expressão maior é a de longos *grabens* assimétricos, com a parte leste/sudeste sistematicamente mais profunda.

Esses falhamentos são interpretados não como pertencentes à fase tectônica do Cretáceo Inferior, mas como resultantes dos sucessivos basculamentos da margem continental, que se rompia ao acompanhar a subsidência da crosta oceânica adjacente, em seu resfriamento.

Com o rompimento da crosta, o próprio mecanismo de basculamento e ruptura faziam com que a zona de rompimento e adjacências fossem soerguidas, submetendo-se a intensa erosão. Quando esta erosão atingia o embasamento até o local dos *grabens*, a observação da zona falhada ficava obliterada e o episódio de basculamento e ruptura só podem ser identificados pela diferença de mergulho do topo do embasamento (fig. 3.8).

Os episódios de ruptura são repetitivos, o mais antigo observado sendo de idade pré-albiana e o mais recente, terciária. Para cada episódio mais novo a zona de ruptura posicionava-se mais para oeste, em direção ao continente.

3.3.1 - Arcabouço estrutural.

A estrutura da Bacia de Pelotas é muito simples. Os sedimentos mergulham suavemente em direção ao mar, formando uma cunha que se espessa nesta direção (Fig.3.8 e Fig. 3.9). O embasamento aplainado encontra-se falhado somente nas zonas de ruptura da crosta devido aos basculamentos.

Da costa até a primeira grande zona de ruptura o topo do embasamento mantém-se pouco inclinado e a cobertura sedimentar, sub-horizontal, constitui-se apenas dos termos superiores da coluna estratigráfica, numa relação de *onlap* de baixo angulo.

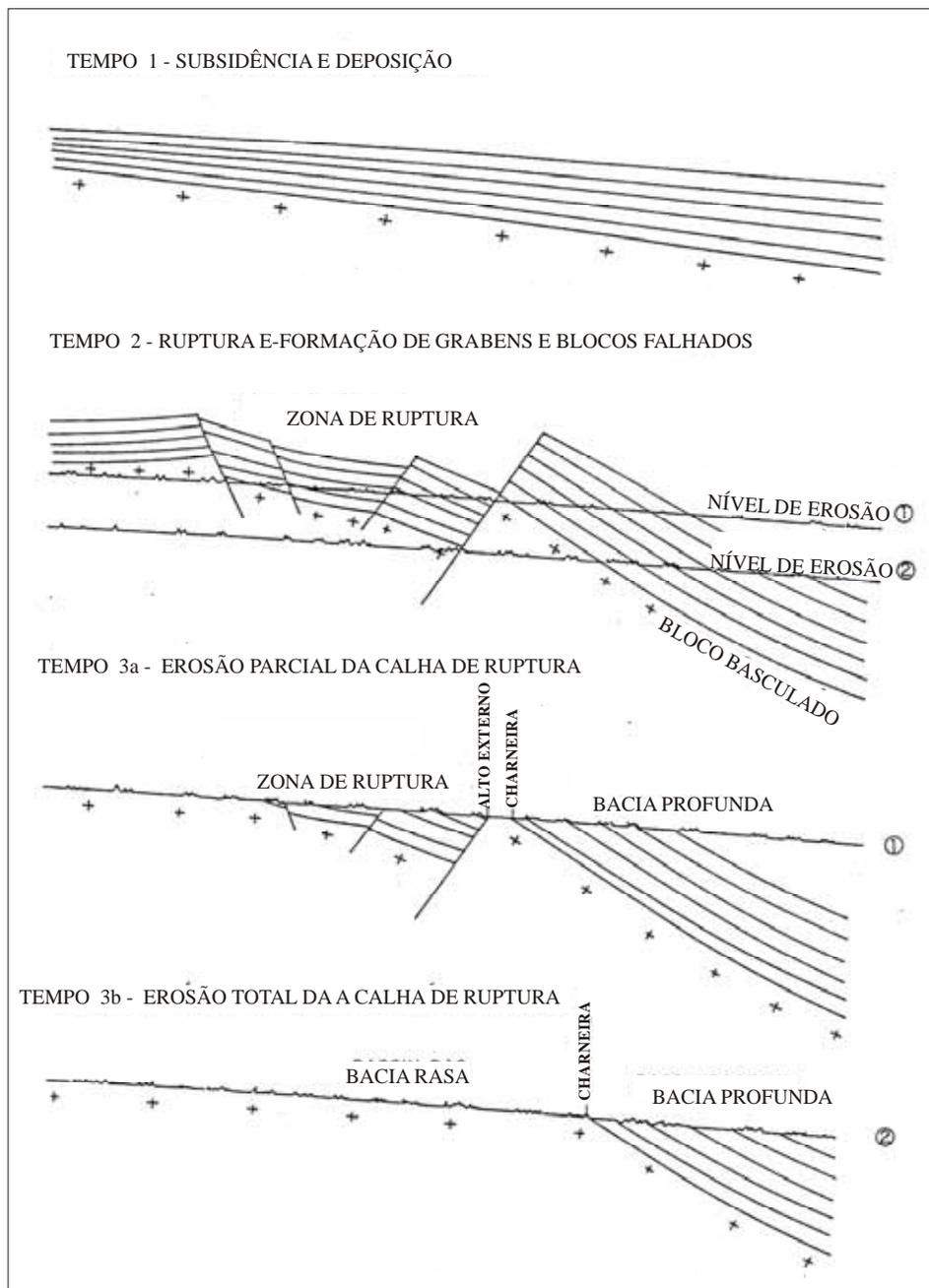


Figura 3.8 - Mecanismo de basculamento e ruptura da crosta e sua erosão subsequente, segundo Gonçalves et al. (1979).

Em planta a bacia mostra-se alongada, acompanhando aproximadamente a costa, exceto na área de Mostardas, onde as linhas de contorno estrutural aproximam-se da praia.

Dentro deste quadro estrutural simples, em que os basculamentos são os principais modeladores da bacia, destacam-se, como feições ou acidentes estruturais mais importantes, as calhas de ruptura da crosta, o alto externo, a charneira e as falhas da área limítrofe com a Plataforma de Florianópolis.

3.3.1.1 - O alto externo.

Quando da erosão que se segue ao fenômeno de basculamento não destrói totalmente a seção sedimentar na calha de ruptura, a extremidade oeste do bloco basculado, aplainada, aparece sob a forma de um patamar alongado sub-paralelamente à costa e adjacente à zona de ruptura pelo lado do oceano. Este patamar constitui um alto e sua largura depende da intensidade da erosão, que normalmente atinge o embasamento (Fig. 3.8).

3.3.1.2 - As Calhas de Ruptura da crosta

As Calhas de Ruptura são as faixas falhadas em resposta ao basculamento da margem continental. A complexidade estrutural dentro destas faixas tem sua expressão normalmente reduzida pela intensa erosão que se segue à ruptura da crosta, de modo que a forma mais comum de calhas de ruptura é a de *grabens* assimétricos, relativamente simples, alongados subparalelamente à costa e sistematicamente mais profundos na direção do mar.

A calha de ruptura melhor desenvolvida na Bacia de Pelotas é a resultante do basculamento albo-aptiano. Apesar de muito erodida em alguns locais e muito profunda na área sul, esta calha é reconhecida em toda a bacia, exceto no extremo sul.

3.3.1.3 - A Charneira.

Já os primeiros trabalhos realizados sobre a Bacia de Pelotas assinalavam uma linha que divide a bacia longitudinalmente em duas porções: a primeira, onde o topo do embasamento apresenta-se relativamente raso, com mergulho suave, e a seção sedimentar é jovem, essencialmente terciária, a segunda, a leste, onde o embasamento se aprofunda rapidamente e ocorrem rochas sedimentares mais antigas. Estas duas porções têm sido denominadas Bacia Rasa e Bacia Profunda, e a linha que as divide, de Charneira ou Falha do Rio Grande. (Miranda , 1970; Ojeda & Silva, 1975; Gonçalves et al., 1979; Ojeda 1981 ; Asmus & Guazelli, 1981).

No extremo sul da bacia, o basculamento paleocênico, infletido mais para sudeste, intercepa-se a calha de ruptura, o alto externo e a charneira albo-aptina, que são destruídos pela intensa erosão que se segue. No extremo norte o mesmo evento paleocênico corta somente parte da calha de ruptura albo-aptiana conforme constataram Gonçalves et al. 1979 (figura 3.8).

3.3.1.4 - Estruturação no limite com a plataforma de Florianópolis.

A área do extremo norte da Bacia de Pelotas apresenta-se anormalmente seccionada por falhamentos normais, que afetam o embasamento e a seção cretácea mais antiga. A maior incidência de falhamentos nesta área deve-se ao fato do basculamento da margem continental ter sido maior na Bacia de Pelotas do que na Plataforma de Florianópolis, com deslocamento da zona de ruptura albo-aptiana em direção ao mar, posicionando-se, na Plataforma de Florianópolis, cerca de 60 km a leste do curso que vinha seguindo na Bacia de Pelotas.

Os falhamentos maiores apresentam planos inclinados para o continente e formam uma série de meio-*grabens*, com blocos altos na direção do oceano.

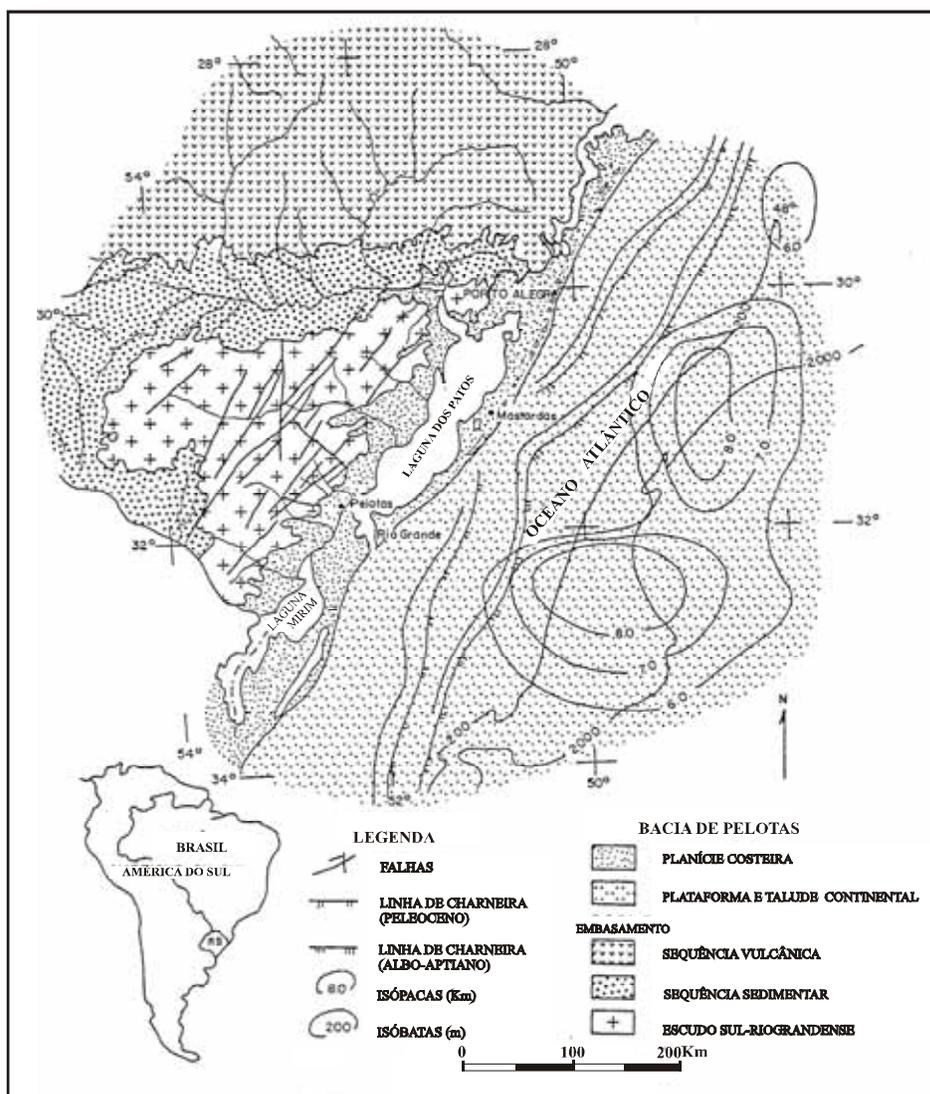


Figura 3.9 - Carta de localização das principais formas geológicas da margem continental do Rio Grande do Sul (Villwock, 1984 & Correa, 1987).

3.3.1.5 - O baixo de Mostardas.

O Baixo de Mostardas resulta de uma acentuada inflexão para oeste de todos os componentes da zona de ruptura albo-aptiana, que progride até praticamente a linha de praia, e idêntico deslocamento das demais zonas de rupturas. Os basculamentos mais

novos, ao acompanharem a mesma tendência de inflexão, ampliam a área do Baixo de Mostardas.

3.4 - Estratigrafia da Bacia de Pelotas.

Gonçalves et al. (1979) elaboraram um estudo da estratigrafia da Bacia de Pelotas, consistindo, principalmente, de análises sismoestratigráficas, utilizando dados de poços como pontos de amarração. Subdividiram a coluna sedimentar em unidades cronoestratigráficas informais, cujos limites coincidem com os episódios transgressivos mais notáveis, os quais têm praticamente os mesmos limites que os principais ciclos de variações globais do nível do mar, estabelecidos por Vail et al. (1977).

Segundo os autores admite-se para a Bacia de Pelotas, uma evolução estratigráfica semelhante à das demais bacias da margem continental brasileira. Ao todo identificaram oito (8) unidades estratigráficas (figura 3.10).

Unidade I - engloba sedimentos depositados até o episódio de basculamento e ruptura albo-aptiano. Ocorre a leste da charneira albo-aptiana, de modo descontínuo, nos *grabens* da calha de ruptura da mesma idade. Os mergulhos são relativamente grandes, acentuados pelo basculamento albo-aptiano.

Unidade II - compreende os sedimentos cretáceos posteriores ao episódio albo-aptiano de basculamento. A sedimentação da unidade II resultou na formação de uma plataforma constitucional, cujo talude delimitou três domínios sedimentares para a unidade: uma região de plataforma continental aberta, a oeste; uma faixa de talude, relativamente estreita e um domínio de sedimentos de água profunda. O poço 2-RSS-1 penetrou na parte superior da unidade II, encontrando uma seção de folhelhos de água profunda, com intercalações isoladas de calcilutito e folhelho calcífero. O poço 1-RSS-2, na borda da plataforma, atravessou uma série de intercalações de folhelho, arenito, calcarenito e calcilutito.

Unidade III - inicia-se com uma transgressão, aproximadamente na passagem do Cretáceo para o Terciário, que projetou para oeste o talude construcional e deu lugar a

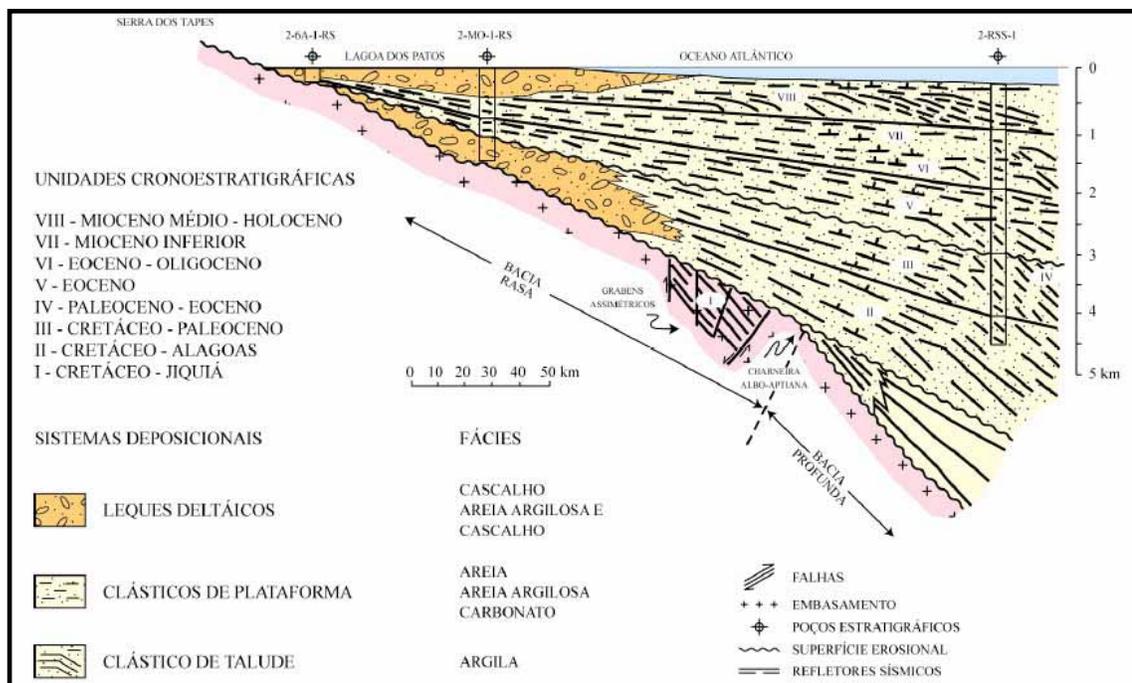


Figura 3.10 - Unidades cronoestratigráficas da Bacia de Pelotas, modificada de Ojeda & Silva (1975) e Correa (1987).

condição de água profunda na antiga plataforma da unidade II. O novo talude construcional começou a progredir ao mesmo tempo em que se formava em águas muito profundas uma cunha sedimentar com relação *onlap* sobre o antigo talude da unidade inferior, culminando na formação de uma ampla plataforma construcional, que assinala os termos superiores da unidade III. No poço 1-RSS-2 a parte superior da unidade foi removida por erosão, restando uma seqüência com cerca de 300 m constituída essencialmente de folhelhos, com intercalações de turbiditos na parte superpor. No poço 2-RSS-1 a unidade III está bem desenvolvida, com cerca de 1200 m de espessura. Compõe-se de folhelhos na base, folhelhos e areias na parte média-superior e calcilitos no topo.

Unidade IV - relaciona-se ao episódio de basculamento ocorrido na passagem do Paleoceno para o Eoceno. Constitui-se de uma cunha sedimentar depositada em *onlap*

sobre a parte submergida do bloco basculado. O aporte de sedimentos foi elevado, devido à erosão das camadas inferiores nas áreas soerguidas pelo basculamento. Prevaleram condições de água profunda que evoluíram gradativamente para águas mais rasas, formando uma plataforma, ao final da sedimentação.

Unidade V- inicia-se com uma transgressão ocorrida aproximadamente no Eoceno Médio. Durante sedimentação desta espessa unidade - cerca de 100 m no 1-RSS-2 - ocorreram transgressões e regressões menores, que provocaram avanços e recuos do talude construcional e originaram sucessões verticais de sedimentos de caráter paleoambiental diverso. A seqüência atravessada nos poços MOST-1-RS mostrou-se predominantemente arenosa, com intercalações de argilas marinhas, no 1-RSS-2 a unidade inicia-se com cerca de 200 m de folhelho de água profunda, seguindo-se de intercalações de sedimentos de plataforma e de talude ou sopé, arenosos e argilosa respectivamente, com porcentagem e espessura dos primeiros aumentando para o topo, e no 2-RSS-1, mais distal, a seção constitui-se essencialmente de folhelhos de água profunda, com desenvolvimento de arenitos na parte superior.

Unidade VI - iniciada por uma transgressão ocorrida aproximadamente no limite entre o Eoceno e o Oligocênio, a unidade VI apresenta pequena espessura e resulta de um ciclo de sedimentação relativamente simples. Compreende sedimentos oligocênicos constituídos de folhelhos de água profunda na área dos poços submarinos, no caso do 1-RSS-2 com areias de plataforma no topo e no 2-RSS-1, mais distal, com siltitos e areias finas na mesma posição. Na área do Most-1-RS ocorrem folhelhos e arenitos finos.

Unidade VII - no Mioceno Inferior uma grande transgressão deu início à sedimentação da Unidade VII, fazendo com que se depositassem folhelhos francamente marinhos, no que hoje é continente. Compõe-se essencialmente de folhelhos marinhos, sendo esta litologia encontradas nos 3 poços da bacia. Com resposta sísmica muito característica - refletores descontínuos - a unidade pode ser reconhecida ao longo de toda a bacia, tendo maior expressão no sul.

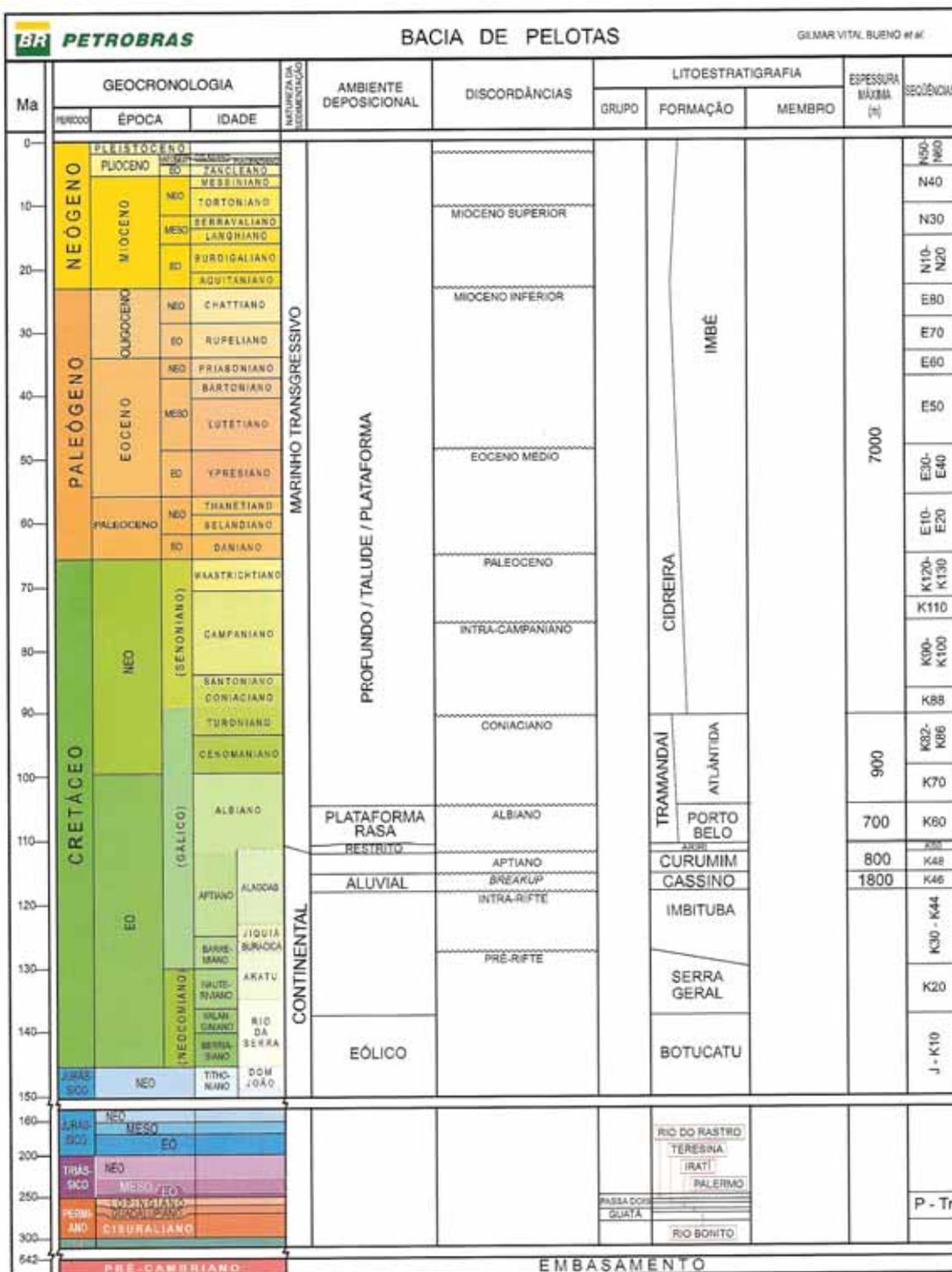
Unidade VIII - no Mioceno Médio uma transgressão fez recuar para oeste o talude constitucional e deu início a um novo ciclo de sedimentação, que se estende, com oscilações, até o Recente. O poço MOST-1-RS atravessou uma seqüência constituída de areias finas e argilas, expressões proximais da Unidade VIII. O poço 1-RSS-2, perfurou folhelhos e argilitos de plataforma e o poço 2-RSS-1, embora perfurando uma seção constituída essencialmente de pelitos, estes refletem diversos ambientes; da base para o topo são encontrados folhelhos baciais, da base, meio e topo de talude e na parte superior cerca de 500 m de folhelhos e argilitos de plataforma.

Em trabalho mais recente de Dias et al. (1994) reconhecem, nove unidades litoestratigráficas na Bacia de Pelotas. Os autores elaboraram a carta estratigráfica e citam que a mesma tem um caráter genérico, não apresentando todas as relações estratigráficas sugeridas pelos levantamentos sísmicos, nem todas as variações de conteúdo litológico do pacote sedimentar.

Esta generalização foi consequência do reduzido número de poços perfurados até o momento. Bueno et al.(2007) elaboram uma nova carta estratigráfica para a Bacia de Pelotas, (figuras 3.11A e 3.11B). São reconhecidas as seguintes formações:

Formação Imbituba

Designa as rochas basálticas subjacentes aos conglomerados Cassino. O basalto é cinza-escuro e castanho-avermelhado, com textura porfirítica a subafanítica, e tem amígdalas preenchidas por quartzo, zeolitas, calcita e outros minerais. A melhor datação pelo método K-Ar destes derrames provém de um testemunho do poço 1-RSS-3: $124 \pm 8,6$ Ma. A formação Imbituba correlaciona-se com as formações Camburiú, da Bacia de Santos, e Cabiúnas da Bacia de Campos.



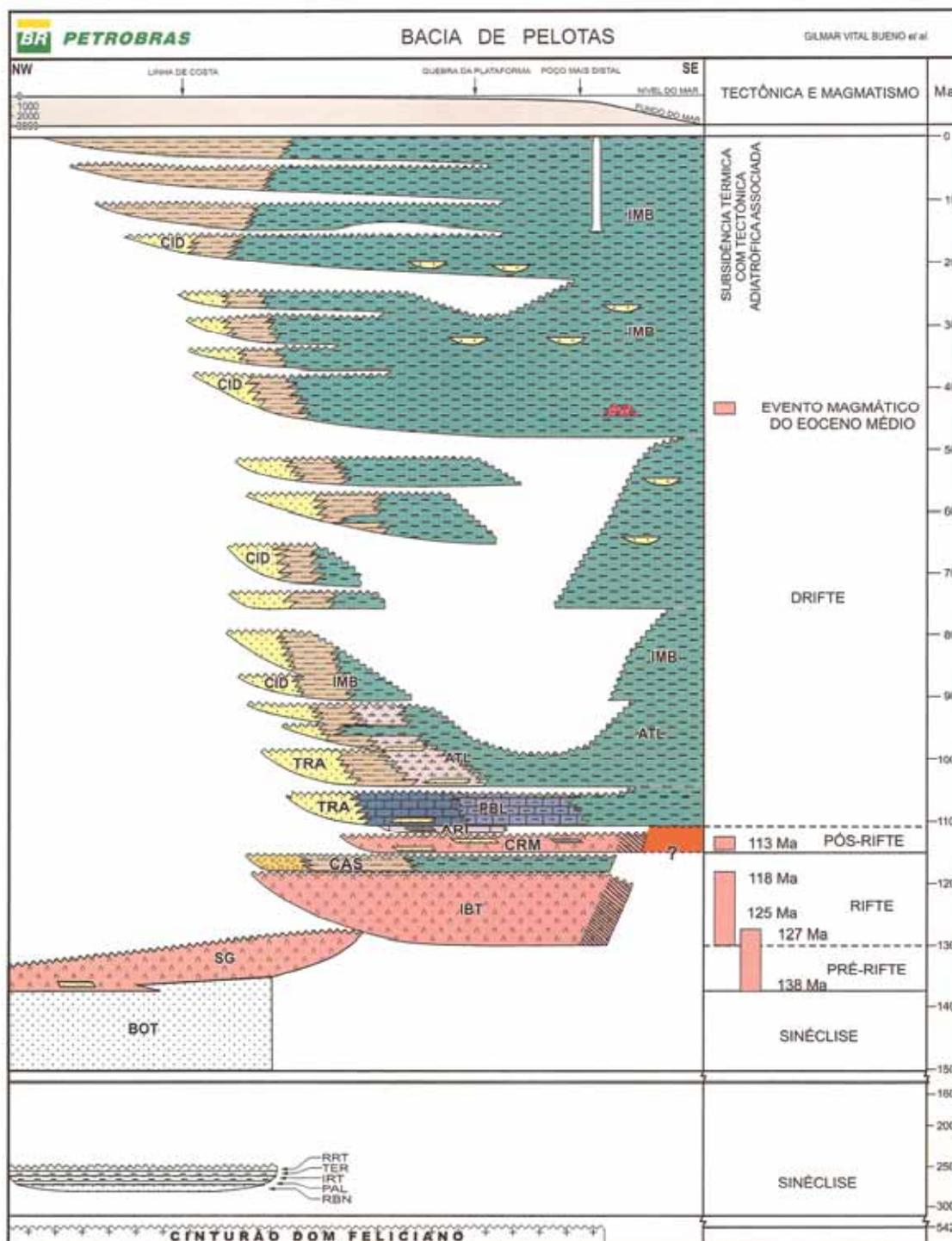


Figura 3.11B - Carta estratigráfica da Bacia de Pelotas, conforme Bueno et al. (2007).

Presume-se que a Formação Imbituba seja essencialmente síncrona à formação Serra Geral da Bacia do Paraná.

Formação Cassino.

É composta por clásticos grossos e finos, como conglomerado polimítico cinzento e castanho e siltito argiloso castanho-avermelhado, micáceo, perfurados, até hoje, exclusivamente no poço 1-RSS-3. A unidade sobrepõe-se discordantemente aos basaltos da Formação Imbituba, estando recoberta, também em discordância, pelos arenitos Tramandaí. A idade barremiana a Formação Cassino é deduzida a partir de sua posição estratigráfica, visto tratar-se de uma unidade afossilífera. Interpreta-se a deposição destes estratos como leques aluviais sintectônicos, em ambiente continental. Outros tipos de rochas podem compor a unidade, a amostragem existente é muito reduzida, sendo sua distribuição pela bacia, inferida a partir dos dados sísmicos. Essa formação pode ser correlacionada com a Formação Guaratiba, da Bacia de Santos, e com parte da Formação Lagoa Feia, da Bacia de Campos.

Formação Curumim.

Formada por traquiandesito cinza-esverdeado, é recoberta em discordância tanto pelos carbonatos Portobelo como pelos evaporitos Ariri. Perfurada exclusivamente pelos poços situados sobre o Alto de Florianópolis, ainda não teve sua base atingida. A idade Alagoas deste vulcanismo provém de datação por meio do método Ar-Ar, feita em uma amostra do poço 1-SCS-1 (sul da Bacia de Santos), que apresentou idade de $113,2 \pm 0,1$ Ma. O perfil-tipo selecionado para a unidade é o intervalo 447-4580 m do poço 1-SCS-2, perfurado em 1978 pela Petrobrás na costa catarinense. É possível que haja correlação entre a Formação Curumim e a Formação Ipojuca, da Bacia de Pernambuco.

Formação Ariri.

Definida e caracterizada na vizinha Bacia de Santos, designa os evaporitos neo-alagoas representativos da transição a sedimentação continental para marinha. Está presente na porção norte da Bacia de Pelotas, onde o poço 1-SCS-3 atravessou cerca de 50 m de intercalações de anidrita e carbonato, que recobrem os andesitos Curumim.

Formação Portobelo.

Denominada os calcarenitos creme-acastanhado e arenitos muito finos, sobrepostos concordantemente aos evaporitos Ariri. É recoberta em discordância parcial pelos pelitos Atlântida e interdigita-se lateralmente com a parte inferior dos clásticos Tramandaí. Caracteriza-se por espessas camadas calcárias, especialmente calcarenito bioclástico e oolítico, e calcilutito. A idade eoalbiana é definida a partir da presença de palinomorfos e nanofósseis calcários, interpreta-se para esta idade uma deposição em plataforma carbonática de alta e baixa energia. O perfil-tipo encontra-se no intervalo 4230-4618 m do poço 1-SCS-3B, perfurado em 1979 pela Petrobrás na costa catarinense. A Formação Portobelo equivale às unidades carbonáticas eoalbianas distribuídas pela costa brasileira: Formação Guarujá (Santos) Membro Quissamã (Campos), Formação São Mateus (Espírito Santo), Membro Angico (Sergipe).

Formação Atlântida.

Designa os clásticos e carbonatos finos situados entre os carbonatos Portobelo e os clásticos finos da Formação Imbé. Caracteriza a formação uma espessa seção pelítica, composta por folhelhos e siltitos cinzentos, com camadas de arenito muito fino, argiloso e marga cinzenta. A presença de nanofósseis calcários e palinomorfos permitem datá-la como neo-albiana a eoturoniana. O ambiente de sedimentação preconizado para esta unidade é nerítico, de plataforma externa.

O perfil-tipo da formação Atlântida está no intervalo 3420-4320 m do poço 1-SCS-3B. correlaciona-se esta formação com as unidades pelíticas albo-cenomanianas distribuídas pela bacias costeiras: Formação Itanhaém (Santos), Membro Outeiro (Campos), formação Regência (Espírito Santo), membro Quiepe (Camamu-Almada), Membro Taquari e Formação Cotinguiba (Sergipe).

Formação Cidreira.

Designa clásticos grossos e finos interdigitados com pelitos Imbé e sobrepostos em discordância aos arenitos Tramandaí. A unidade é caracterizada por arenito de muito fino a grosso, cinzento, e argila cinza-escura. Os nanofósseis apontam para idades do Turoniano ao Holoceno. Os sistemas deposicionais presentes incluem leque costeiros progradando sobre a plataforma, em ambiente nerítico. O perfil da Formação Cidreira é representado pelo poço 2-MO-1-RS, perfurado em 1964 pela Petrobrás no município de Mostardas, que atravessou 1566m de sedimentos pós-oligocênicos antes de atingir o embasamento. A correlação desta unidade se dá com as formações arenosas neocretáceas/terciárias presentes em toda a costa brasileira: Santos/Juréia/Iguape (Santos), Emborê (Campos), Rio Doce (Espírito Santo - Camamu-Almada) e Marituba (Sergipe-Alagoas).

Formação Imbé.

Denomina os pelitos, notadamente folhelhos e argila, sobrepostos, geralmente por discordância, aos clásticos finos Atlântida e interdigitados com os arenitos da Formação Cidreira. A Formação Imbé se caracteriza por folhelho, argila e siltito cinza-esverdeado, com raras camadas de arenito turbidíticos intercaladas. Sua idade turoniana/recente é conferida pela presença de nanofósseis calcários palinomorfos e foraminíferos plantônicos. Os ambientes de deposição envolvidos são marinhos profundos, como a plataforma externa, talude e bacia. O perfil-tipo está localizado no poço 2-RSS-1 (161-4652 m), perfurado em 1974 pela Petrobrás. A Formação Imbé correlaciona-se com as

unidades pelíticas neocretáceas/terciárias de toda a costa brasileira: formações Itajaí-Açu e Marambaia (Santos), Ubatuba (Campos), Urucutuca (Espírito Santo-Camamu-Almada), Calumbi (Sergipe-Alagoas).

3.5- Porção emersa da Bacia de Pelotas.

A planície costeira caracteriza a porção emersa desta bacia, com relevo plano, levemente ondulada e predominantemente composta de sedimentos arenosos em meio a um complexo sistema de lagoas costeiras (incluindo a Laguna dos Patos, Mirim, Barros e Quadros) (Horn, 1988).

Para Rambo (1956), todo o litoral rio-grandense é de origem geológica recente quaternária. Assim, entende-se que o oceano, em tempos pré-quaternários, atirava suas ondas de encontro aos maciços montanhosos, de granito arqueano, desde o sul do Chuí até o leste de Porto Alegre; de meláfiro pós-triássico, desde a Lagoa dos Barros até Torres. As razões geo-históricas do retrocesso do litoral residem em quatro fatores: a plataforma continental, a abundância de areias, a direção predominante do vento e a configuração peculiar da costa primitiva.

3.5.1 – Geomorfologia.

O sistema morfogenético subtropical dos geossistemas rio-grandenses é definido pela condição morfoclimática, pelo grau de umidade anual e pela ecodinâmica vegetal. As condições climáticas estabelecidas pela variação térmico-pluviométrica desencadeiam processos morfogenéticos continentais, liberando ampla massa clástica. As drenagens deslocam o material intemperizado para faixa litorânea que assume, dessa forma, características hidrossedimentares. A planície costeira do Rio Grande do Sul corresponde à parte emersa da bacia sedimentar de Pelotas e à depressão lacustre lagunar. Formam a planície costeira a estreita faixa entre o escudo e a linha marginal até

as lagoas litorâneas; as restingas do Rio Grande e São José do Norte e as grandes depressões lacustre lagunares.

De acordo com Villwock (1984), a compartimentação geomorfológica da planície costeira é composta pelas seguintes unidades:

a) Planície Aluvial Interna, que corresponde à faixa de terra que se estende entre as terras altas do Escudo Sul-Rio-Grandense e é caracterizada por terras baixas onde as coxilhas arredondadas das bordas do Escudo dão lugar a terraços dissecados pela drenagem atual.

b) Barreira das Lombas, que corresponde aos grandes corpos de água do sistema lagunar Patos-Mirim, uma faixa alongada na direção NE-SW, constituída por coxilhas arredondadas com elevações de até 100m. Essa barreira isolou, do lado do continente, o Sistema Lagunar Guaíba-Gravataí, representado atualmente pelas bacias do Gravataí e do Guaíba.

c) Barreira Múltipla Complexa, que corresponde à faixa de terra, estendendo-se ao norte, entre o planalto basáltico e o Oceano Atlântico e que, ao sul, foi responsável pelo isolamento do Sistema Lagunar Patos-Mirim. É caracterizada por uma sucessão de terraços, bastante aplainados e intercalados com depressões alongadas. A última dessas depressões é ocupada, atualmente, por um verdadeiro rosário de lagoas costeiras interligadas entre si e que resultaram de processos de segmentação de corpos lagunares maiores.

3.5.2 - Sistemas deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS).

Na abordagem de Tomazelli et al. (2000), sistema deposicional é uma assembléia tridimensional de litofácies interligadas geneticamente por processos e ambientes ativos (sistemas deposicionais modernos) ou inferidos (sistemas deposicionais antigos). Nessa

óptica, as fácies sedimentares da PCRS passaram a ser entendidas como produtos de processos de acumulação desenvolvidos em ambientes pertencentes a dois tipos de sistemas deposicionais siliciclásticos: (1) sistema de leques aluviais e (2) sistema tipo Laguna-Barreira (Figs. 12 e 13):

(1) Sistema de leques aluviais: este sistema engloba as fácies sedimentares formadas próximo às encostas das terras altas, a partir de processos gravitacionais e aluviais de transporte do material. Os sedimentos gradam destes elúvios e colúvios nas regiões proximais, até os depósitos nitidamente aluviais, associados, em geral, a canais anastomosados nas regiões mais distais. As características composicionais, texturais e estruturais das fácies geradas no sistema de leques aluviais dependem da natureza da área-fonte, incluindo a composição das rochas e a energia de relevo. Estes depósitos continentais começaram a se formar provavelmente ainda durante o terciário, e os processos responsáveis por sua gênese mantiveram-se ativos durante todo cenozóico.

(2) Sistema Laguna/Barreira I: corresponde ao mais antigo sistema deposicional do tipo “laguna-Barreira” da Província Costeira do RS. Desenvolveu-se como resultado de um primeiro evento transgressivo-regressivo pleistocênico. A barreira I (“Barreira das Lombas”) cresceu ao longo de uma faixa com cerca de 250 km de extensão, com orientação NE-SW, principalmente a partir da acumulação de sedimentos eólicos que se ancoraram, preferencialmente, em altos do embasamento. Em seu extremo NE esses altos são representados pelas rochas gondwânicas da Bacia do Paraná e, em direção SW, pelas rochas cristalinas do Escudo Pré-Cambriano.

As fácies sedimentares atualmente aflorantes na Barreira I correspondem a areias quartzo-feldspáticas avermelhadas, de granulação fina a média, muito bem arredondadas, semi-consolidadas, que apresentam elevado conteúdo de matriz síltico-argilosa de origem diagenética.

O sistema lagunar I: ocupou as terras baixas situadas entre a barreira I e os terrenos mais antigos, formados principalmente pelas rochas sedimentares paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná e pelos terrenos pré-cambrianos da região de Porto

Alegre, Viamão e Guaíba. A região abrange boa parte das bacias do rio Gravataí e do complexo fluvial do Guaíba.

A carga sedimentar trazida pelos rios acumulou-se dentro do Sistema Lagunar I, em ambientes de sedimentação lagunar, fluvial e paludial.

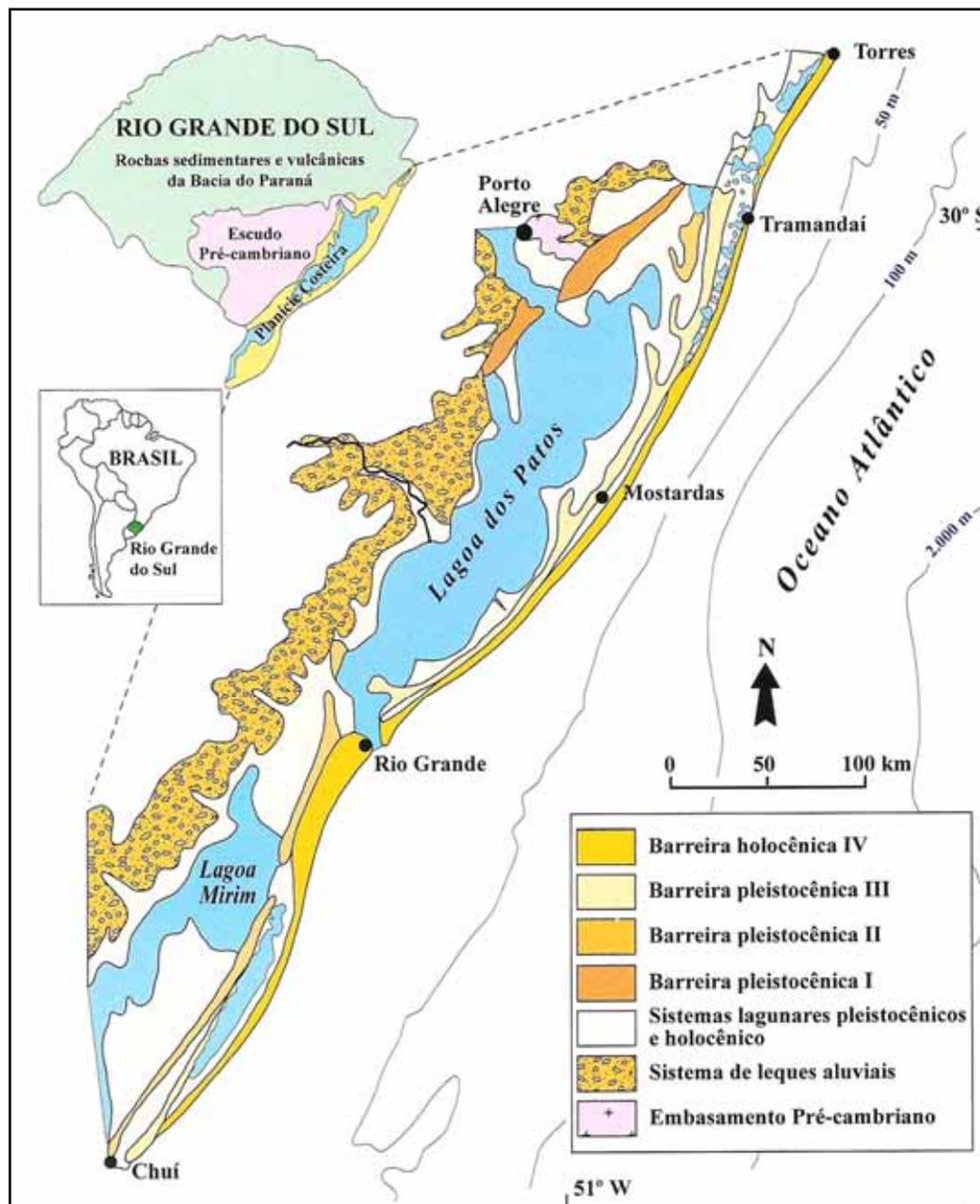


Figura 3.12 - Mapa geológico simplificado da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (Extraído de Tomazelli e Vilwock, 1996).

Essa região sofreu a influência dos vários eventos transgressivos-regressivos que se sucederam durante o Quaternário. Assim, o pacote que se acumulou no espaço geomorfológico do Sistema Lagunar I reflete esses diferentes eventos envolvendo depósitos aluviais, lagunares lacustres e paludiais de diversas idades.

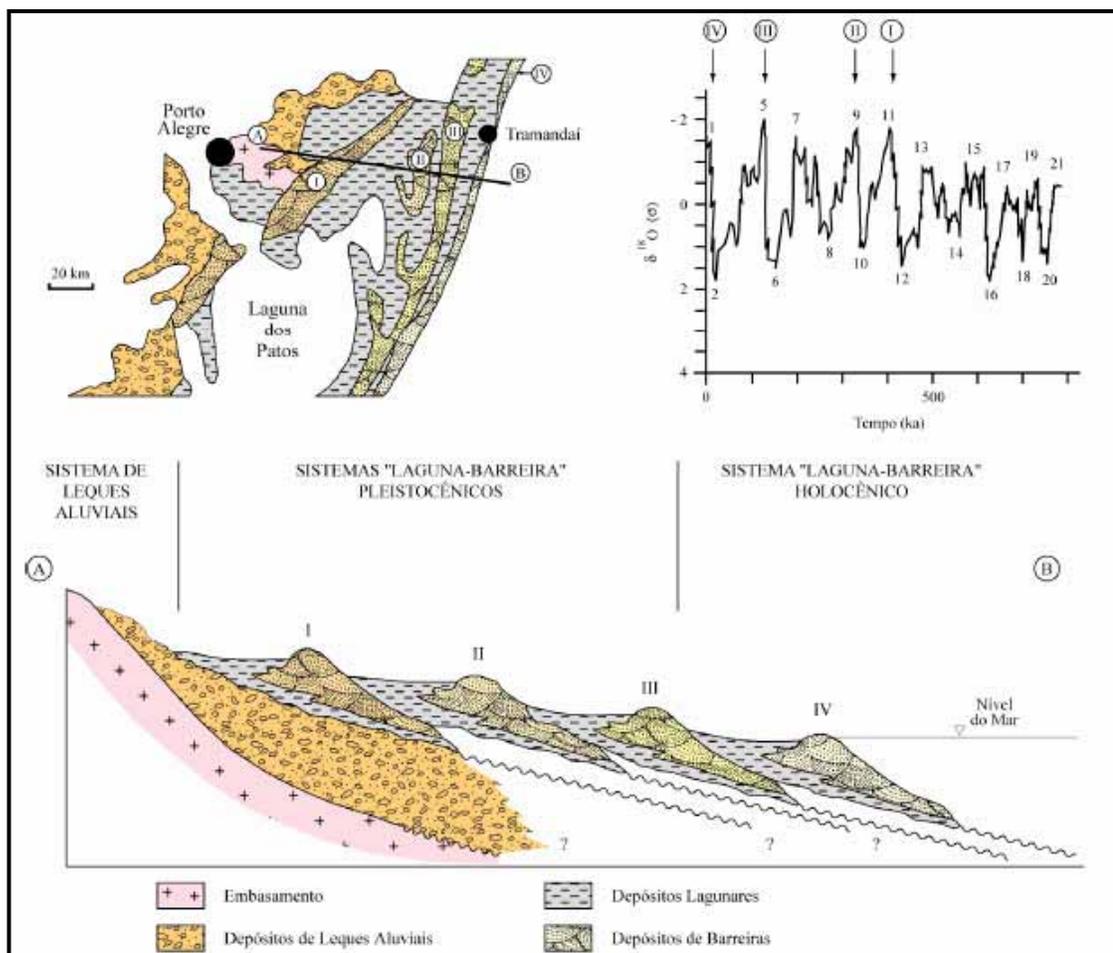


Figura 3.13 - Perfil esquemático, transversal aos sistemas laguna-barreira, aproximadamente na latitude 30° sul. A curva isotópica de oxigênio (Imbrie et al., 1984) inserida no desenho correlaciona as barreiras com os últimos picos da curva, (conforme Tomazelli, 2000).

(3) Sistema Laguna-Barreira II: resultou de um segundo evento transgressivo-regressivo pleistocênico. Este sistema corresponde ao primeiro estágio na evolução da “Barreira Múltipla Complexa” (Villwock 1977, 1984), cuja individualização foi responsável pelo isolamento da atual Lagoa dos Patos e pela Lagoa

Mirim. Esse autor o denominou de “Sistema Lagunar Patos-Mirim”. As fácies praias e eólicas da Barreira II correspondem a areias quartzo-feldspáticas, castanho-amareladas, bem arredondadas e envoltas por matriz argilosa de natureza diagenética. Essas fácies refletem a sedimentação nos ambientes deposicionais que se desenvolveram nesta região de retrobarreira, no tempo em que o Sistema Laguna Barreira II permaneceu ativo e durante os eventos transgressivos-regressivos posteriores. Durante a rápida transgressão do Sistema II, as águas do corpo lagunar avançaram sobre os sedimentos do sistema de Leques Aluviais, retrabalhando-os e esculpindo um terraço de abrasão que se estende por boa parte da margem oeste da planície costeira.

As características litológicas dos sedimentos acumulados no sistema lagunar II são muito semelhantes às do sistema lagunar III, descritos a seguir.

(4) Sistema Laguna-Barreira III: A Barreira III esta associada a um terceiro evento transgressivo-regressivo pleistocênico e encontra-se bem preservada no presente. Seu desenvolvimento, responsável pela implantação final do sistema lagunar Patos-Mirim, foi de fundamental importância na evolução geológica da PCRS.

Na parte setentrional da planície costeira, ao norte da região de Osório, estes depósitos encontram-se apoiados na base da escarpa da Serra Geral onde se interligam com tálus e outros depósitos de encosta pertencente ao Sistema de Leques Aluviais. Já na porção média (entre Osório e Rio Grande), os depósitos atuaram como uma verdadeira barreira, isolando do lado do continente, na região retrobarreira, um importante sistema lagunar (Sistema Lagunar III), hoje ocupado pela Lagoa dos Patos. Na porção meridional da planície, entre Rio Grande e Chuí, os depósitos correspondentes à Barreira III estendem-se igualmente de forma contínua, inicialmente ancorada nos depósitos da Barreira II, e, mais ao sul, isolando um estreito sistema lagunar posicionado entre as duas barreiras, onde hoje nasce e corre o Arroio Chuí.

De acordo com Tomazelli *et al.* (1982) e Tomazelli (1985), a Barreira III é constituída, fundamentalmente, por fácies arenosas, de origem praias e marinho raso, recobertas por depósitos eólicos. Os sedimentos praias são compostos por areias

quartzosas claras de granulação fina, bem selecionada e com estratificações bem desenvolvidas. Em alguns afloramentos ocorre grande quantidade de tubos fósseis (*Ophiomorpha*) e de moldes de conchas. As areias eólicas normalmente apresentam coloração avermelhada e aspecto maciço.

Vários ambientes deposicionais do tipo lagunar, paludal e fluvial, alguns dos quais ainda existem hoje, estabeleceram-se na depressão isolada parcialmente pela barreira II e, principalmente, pela barreira III. Em geral, os depósitos formados nesses ambientes são compostos por areias siltico-argilosas, pobremente selecionadas, de coloração creme, com laminação plano-paralela mostrando concreções calcáreas e ferruginosas disseminadas.

(5) Sistema Laguna-Barreira IV: Desenvolveu-se durante o Holoceno, como conseqüência da última grande transgressão Pós-Glacial, há cerca de 5 ka. Nesta época o nível do mar alcançou, aproximadamente, 4 a 5m acima do atual (Villwock & Tomazelli, 1989, 1998) e possibilitou a formação de uma barreira transgressiva que progradou durante a fase regressiva que se seguiu. Esta progradação desenvolveu-se principalmente através da construção de cordões litorâneos regressivos (*beach ridges*). As areias praias são predominantemente quartzosas, de granulação fina a muito fina e, em alguns locais, apresentam elevada concentração de minerais pesados, incluindo cascalhos bioclásticos.

O espaço de retrobarreira foi ocupado, no pico transgressivo holocênico, por grandes corpos lagunares que, acompanhando a posterior progradação da barreira, evoluíram para um complexo de ambientes deposicionais. Dentro deste conjunto podem ser destacadas a Lagoa Mangueira, mais ao sul; a Lagoa do Peixe, na parte intermediária; e o rosário de Lagoas interligadas existentes no Litoral Norte.

O Sistema Lagunar da parte Norte do litoral foi descrito por Tomazzelli & Villwock (1991). Esses autores mostram que essa região é composta por um conjunto complexo de ambientes e subambientes deposicionais que incluem: corpos aquosos

costeiros, sistemas aluviais, sistemas deltaicos e sistemas paludiais. Ao longo do tempo estes ambientes coexistiram lado a lado, ou então gradaram temporal ou espacialmente uns nos outros.

3.6 – Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas no Neogeno.

Esta revisão baseia-se fundamentalmente do trabalho de Fontana (1996a), tese de doutorado no Programa de Graduação em Geociências do Instituto de Geociências da UFGRS, e que representa até o presente momento, o estado de conhecimento público referencial sobre a sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas.

3.6.1 - Sequência Oligoceno Superior - Mioceno Inferior.

Esta unidade estratigráfica situa-se entre **21 e 17/16 Ma** (Neo-Oligoceno-Eomioceno) e é caracterizada pelas biozonas nanofósseis **N550-N570**, estas biozonas da Bacia de Pelotas são descritas nos trabalho de Gomide (1989) e Anjos-Zerfass et al (2008). Na área do poço RSS-2, figura 3.14, pode ser individualizada a sequência N550-N570 (Mioceno Inferior) que abrange as regiões da plataforma, talude e bacia profunda. A erosão da discordância da base exerceu intenso truncamento nas camadas que compõem o trato de sistemas transgressivo daquela sequência sotoposta Oligoceno Superior. Sobre a superfície discordante observa-se a deposição, em *downlap*, dos estratos do provável trato de nível de mar baixo. O trato de nível de mar baixo está constituído por um possante leque de assoalho da bacia, inteiramente retrabalhado pela ação das correntes de fundo.

Na base do talude, assentaram-se os típicos depósitos de escorregamento e de fluxo de detritos, de textura caótica, que constituem o leque de talude *stricto sensu*. Na seção sísmica, na posição do talude, observa-se a presença de um vale inciso que escavou profundamente a seção sedimentar inferior. Em seguida, ao final da fase de mar

baixo, depositou-se uma espessa cunha de mar baixo, com *downlap*, sobre os leques de talude e de assoalhos da bacia e, com *onlap*, sobre a borda da plataforma.

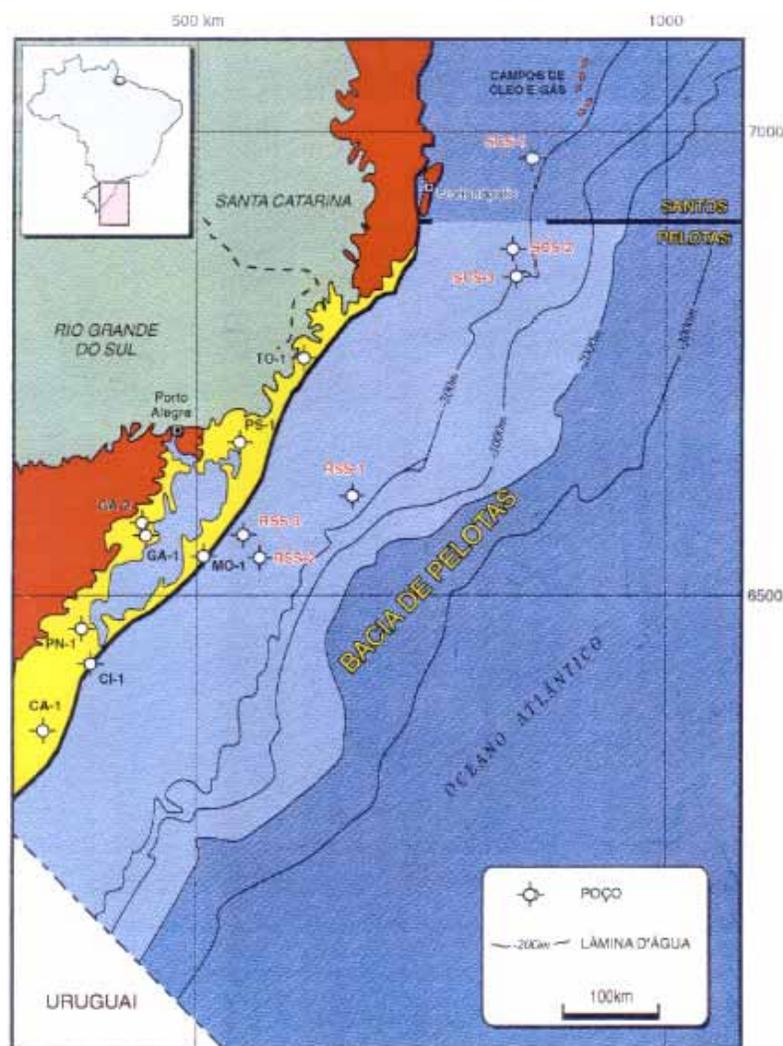


Figura 3.14 - Localização dos poços de sondagens, segundo Fontana (1996).

Sucederam-se os depósitos do trato de sistemas transgressivo da sequência Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (N550-N570), assentados, com *onlap*, da plataforma interna para a planície costeira. A sequência termina com a deposição de um espesso trato de nível de mar alto, constituído, provavelmente, de folhelhos de rápida deposição, os quais, durante o assentamento, incorporam uma grande quantidade de

água, que é eliminada posteriormente, no processo de compactação normal da sequência sedimentar. Esta saída forçada da água da estrutura dos folhelhos segmenta as camadas argilosas, através do aparecimento de miríades de micro fraturas/falhas, todas de carácter não tectónico.

3.6.2 - Sequência Mioceno Inferior - Mioceno Médio.

Esta sequência inclui-se no período entre **17/16 Ma e 15,5Ma** (Eomioceno-Mesomioceno) e é caracterizada pelas biozonas de nanofósseis **N570-N580**. Seu limite inferior está representado por um vale inciso, preenchido, provavelmente, pela progradação ocorrida durante o trato e nível de mar baixo. A sequência tem ocorrência restrita à plataforma, afinando progressivamente na direção da planície costeira. Apresenta sismo-fácies de refletores plano-paralelos, segmentados por falhas de pequeno rejeito, que assentam com *onlap* progressivo no sentido da plataforma rasa e com *downlap* sobre a discordância sotoposta, no sentido do talude. Pelas evidências do perfil elétrico do poço RSS-2, pelo menos seu refletores basais devem compor o trato de sistemas de nível de mar baixo, com uma discordância de idade Mesomioceno (N580) e na plataforma externa e talude, com uma discordância mais recente Neomioceno (N630), formada ao tempo em que ocorreu um dos grandes rebaixamentos eustáticos na margem sudeste brasileira, há, aproximadamente, 10 Ma.

As fácies elétricas e o perfil composto do poço mostram um pacote de areia na base da sequência, de provável origem fluvial e admitido como sendo o resultado do preenchimento de um vale inciso durante o trato de nível de mar baixo. O padrão geral é de *fining-upward*, culminando nos folhelhos de máxima inundação/seção condensada. A seguir, sem bruscas mudanças nas fácies elétricas, observa-se o empilhamento dos folhelhos correspondentes ao trato de nível de mar alto.

3.6.3 - Sequência Mioceno Médio - Mioceno Superior (Mioc Med - Mioc Sup).

Esta sequência corresponde ao período **15,5 a 10 Ma** (Mesomioceno-Neomioceno) e é caracterizada pelas biozonas de nanofósseis **N580-N630**. Na bacia de Pelotas, na área dos poços RSS-1 RSS-2, houve uma severa limitação horizontal e vertical na extensão desta sequência, devido a intensa erosão da discordância do topo da própria sequência, de idade **N630** (aproximadamente 10 Ma, Neomioceno). Na região do poço RSS-2 esta sequência não foi individualizada.

Na área do poço RSS-1, esta sequência está restrita à plataforma e à parte superior do talude, sendo truncada, junto ao talude, pela discordância da base da sequência sobreposta Mioc Sup - Plioc. As sismofácies mostram refletores paralelos, contínuos a descontínuos, em geral de amplitude média na região da plataforma e inclinados na parte superior do talude, sugerindo forte progradação naquela região. Todo conjunto pode constituir um trato sistemas de nível de mar baixo/transgressivo indiferenciado. O perfil do poço mostra uma monótona sucessão de folhelhos, com eventuais intercalações de calciarenitos, gerando um padrão de eletro-fácies extremamente variável, som uma intensa oscilação dos valores de radioatividade, que não permitem uma tentativa de marcação de limites da sequência.

A sequência Mioceno Médio-Superior desenvolveu-se durante um longo intervalo temporal, aproximadamente entre 15,5 (13,5) e 10,5 Ma. Sua origem, e principalmente a do seu limite inferior, pode estar associada às severas mudanças climáticas ocorrida no Mesomioceno. Segundo Shackleton & Kennet (1975) e Kennet et al. (1975) apud Keller & Barron (1983), dados de isótopos de Oxigênio indicam um rápido declínio das temperaturas durante o Mesomioceno, presumivelmente em resposta a um crescimento da capa de gelo na Antártica (fato este que teria induzido uma rápida queda eustática). Neste caso, a idade destes eventos é mais nova (13,5 Ma) do que a suposta idade da discordância da base desta sequência, sendo esta a data admitida para o

estabelecimento dos padrões básico da moderna circulação de fundo (Keller e Barron, 1983).

Por outro lado, o soerguimento da elevação Lord Howe, provocando o fechamento da passagem das águas profundas da Antártica ao noroeste da Nova Zelândia e a colisão da Austrália com a Indonésia, eventos presumivelmente ocorridos Meso-Mioceno (Keller e Barron, 1983), podem ter sido, associados aos eventos glaciais, as componentes tectônicas responsáveis pela intensificação das correntes de fundo, pela mudança nas taxas de produtividade de organismos em diversas regiões do globo e pelo estabelecimento de limites erosivos nas sequências formadas naquela época.

Na plataforma de Florianópolis a sequência Mioceno Médio - Mioceno Superior (Mioc Med - Mioc Sup) alcança sua maior expressão. Tem, por base, uma discordância muito erosiva, que trunca as seqüências de ordem maior que compõem a seqüência sotoposta, conforme foi visto. Na bacia profunda depositou-se um espesso pacote sedimentar considerado como leque de assoalho de bacia, apresentando sismofácies distintas, tais como: **a- caótica**, sendo depositado em locais isolados, uma junto à base do talude e outra em bacia profunda, sugerem deposição associada a escorregamento e deslizamento de massa, a partir da plataforma, via talude, com assentamento de blocos inteiros na base do talude e na bacia profunda; **b- plano paralelas**, sugerindo deposição lenta e continuada, também fazendo parte do trato de mar baixo. Segue-se um espesso pacote estratal interpretado como trato de nível de mar baixo/trato transgressivo indiferenciado, que avança desde o início da bacia profunda, no sentido da plataforma intermediária até atingir a plataforma rasa e **c- plano-paralelos** encontrados a leste do bloco maior, pode representar turbiditos retrabalhados por correntes de contorno, com deposição concomitante ou anterior à dos blocos escorregados.

3.6.4 - Sequência Mioceno Superior - Plioceno

Esta unidade estratigráfica se situa entre **10 e 5,5 Ma** (Neomioceno-Plioceno) e é datada pelas biozonas de nanofósseis **N630-N650**. Na área do poço RSS -1 uma acentuada superfície de erosão serve de base para esta sequência. A ocorrência de inúmeras falhas de pequeno rejeito, fruto do escape forçado da água presa nos folhelhos, causa um aspecto descontínuo às reflexões na plataforma intermediária. Um trato de nível de mar baixo/trato transgressivo indiferenciado é admitido como base da sequência, ao longo de quase toda a plataforma. Sucedendo-lhe uma nítida superfície de máxima inundação/seção condensada, contínua desde a plataforma rasa até quase o início do talude, sobre a qual depositou-se, com *downlap*, um espesso (metade, em tempo, da sequência na área plataformal) pacote de folhelhos de pró-delta interpretado como trato de nível de mar alto.

No talude inferior, indo para a plataforma, pode-se observar o *onlap* progressivo das litologias do que seria o trato de sistemas transgressivo. No talude superior instalou-se parte do trato de nível de mar alto com sismofácies caóticas, com reflexões descontínuas e discordantes, provavelmente representando estratos depositados inicialmente contínuos e posteriormente deformados por escorregamento, nesta posição do talude. A feição mais surpreendente desta sequência Mioceno Superior-Plioceno ocorre na bacia profunda. Trata-se de um dos mais espessos (mais ou menos 600 metros) leques de assoalho de bacia dentre todos os que foram considerados como tal nas sequências sísmicas estudadas. Ele foi depositado, com *onlap*, sobre a base do talude, com sismofácies entre caótica e sem reflexões.

Como já foi dito, a formação de hiatus em regiões profundas a nível global no Oligoceno e Neogeno pode estar intimamente associada às mudanças que ocorrem no padrão de circulação das águas oceânicas, com a intensificação das correntes marinhas profundas, formadas a partir da implantação da corrente circumpolar Antártica e fruto,

também da criação e destruição de barreiras tectônicas como o rompimento ou abertura do Estreito de Drake e o isolamento térmico da Antártica (Keller & Barron, 1983).

A formação do limite erosivo que é base da sequência Mioceno Superior-Plioceno (N630-650), pode estar associada aos grandes eventos glácio-eustáticos e tectônicos ocorridos, em nível global e regional, ao redor dos 10 Ma (Neomioceno), idade aproximada do limite inferior desta sequência. Um cenário de resfriamento global entre 10 e 9 Ma (Neomioceno), levou à formação do chamado 5° hiato dentro do Neogeno (Mioceno + Plioceno), (Keller e Barron, 1983), cuja intensidade do processo erosivo associado parece ter sido a maior dentre todos os demais eventos do Eo e Mesomioceno. Segundo os autores acima, quase todas as sequências do Atlântico e do Pacífico leste-equatorial, apresentam este hiato temporal. As cartas de ciclos de Vail e Hardenbol (1979) e Haq et al. (1988) apontam uma grande queda eustática, respectivamente, entre 10-9 e 10,5 Ma (Neomioceno, no Tortoniano).

Na linha das causas tectônicas, esta discordância-limite da base da sequência Mioceno Superior - Plioceno pode ter origem nos intensos movimentos tectônicos com atividade ígnea associada, ocorridos na Cordilheira Andina entre 10-12 Ma (Meso/Neomioceno, no Serravaliano/Tortoniano) a chamada tectônica de dobramentos Quechua, que produziu uma queda marcante na sedimentação de bacias argentinas e foi responsável pelo maior soerguimento ocorrido nos Andes (Malumián & Ramos, 1984). É desta idade, 10-12 Ma, também, uma mudança na direção de espalhamento da Placa Pacífica. Noble et al. (1974) apontam um intenso tectonismo com vulcanismo associado, entre 10-13 Ma (Meso/Neomioceno) nos Andes peruanos. Na mesma direção trabalham Megard et al. (1984) e Noble et al. (1990). Os resultados de seus estudos indicam a ocorrência de intensos episódios tectônicos e vulcânicos ao redor dos 9 Ma (Neomioceno) e entre 12 e 8 Ma. (Meso e Neomioceno), respectivamente. Portanto, é provável que uma combinação dos efeitos glaciais e tectônicos tenham sido o mecanismo causador da queda eustática, responsável pela implantação da erosão na discordância da sequência Mioceno Superior-Plioceno.

3.6.5 - Sequência Plioceno-Holoceno

Esta sequência se desenvolveu entre **5,5 Ma** e o recente e é balizada pela biozona de nanofósseis **N650**. A base da unidade é constituída por uma superfície de erosão acentuada ao longo de toda sua extensão. Na plataforma rasa, à esquerda e à direita do poço RSS-1, é visível a presença dos vales incisos, preenchidos por sedimentos do espesso trato de nível de mar baixo/transgressivo indiferenciado que cobre toda a plataforma. Na verdade, pelo menos o preenchimento dos vales incisos e alguns poucos refletores que mostram *onlap* e *downlap* em curtas distâncias sobre a discordância da base, podem ter sido originados durante a fase de nível de mar baixo. No entanto, como o ambiente geral é de plataforma e não há subsídios relevantes fornecidos pelo perfil do poço (como mudanças bruscas na radioatividade ou a identificação de rochas de granulometria grossa de origem fluvial) a separação entre os tratos de nível de mar baixo e transgressivo é arriscada. Além disso, por tratar-se de uma sequência muito espessa, envolvendo um intervalo temporal de aproximadamente 5 Ma, ela pode conter várias outras sequências de ordem maior. Nestas condições a sequência Plioceno-Holoceno a denominação mais apropriada seria a de uma sequência composta, e a descrição dos tratos de sistemas deposicionais torna-se um tarefa difícil. O depósito no pé do talude parece ter sido assentado em uma área específica, entre o início do talude e a bacia profunda, sofrendo uma deposição lenta e estratificada, a julgar pelos refletores plano-paralelos, ao contrário da base do leque de assoalho de bacia, de características deposicionais caóticas, associadas a fluxos gravitacionais ou, à correntes de fundo. Os sucessivos leques de assoalho de bacia estão muito mais associados a um conjunto de sequências de alta frequência de nível de mar baixo, do que constituindo um único extenso e espesso leque de assoalho de bacia. O mesmo deve acontecer com a porção depositada sobre a plataforma, muito provavelmente representada pelo empilhamento de conjunto de sequências de frequência maior, de nível de mar baixo, transgressivo e de nível de mar alto.

3.7- Condições do clima no Terciário.

Segundo Zachos et al. (2001), desde 65 milhões de anos atrás (Ma), o clima da terra tem sofrido uma evolução significativa e complexa. Os detalhes das mudanças são obtidos através de investigações em testemunhos de sedimentos de alto mar que mostram correlações entre eventos climáticos, tectônicos e bióticos (fig.3.15).

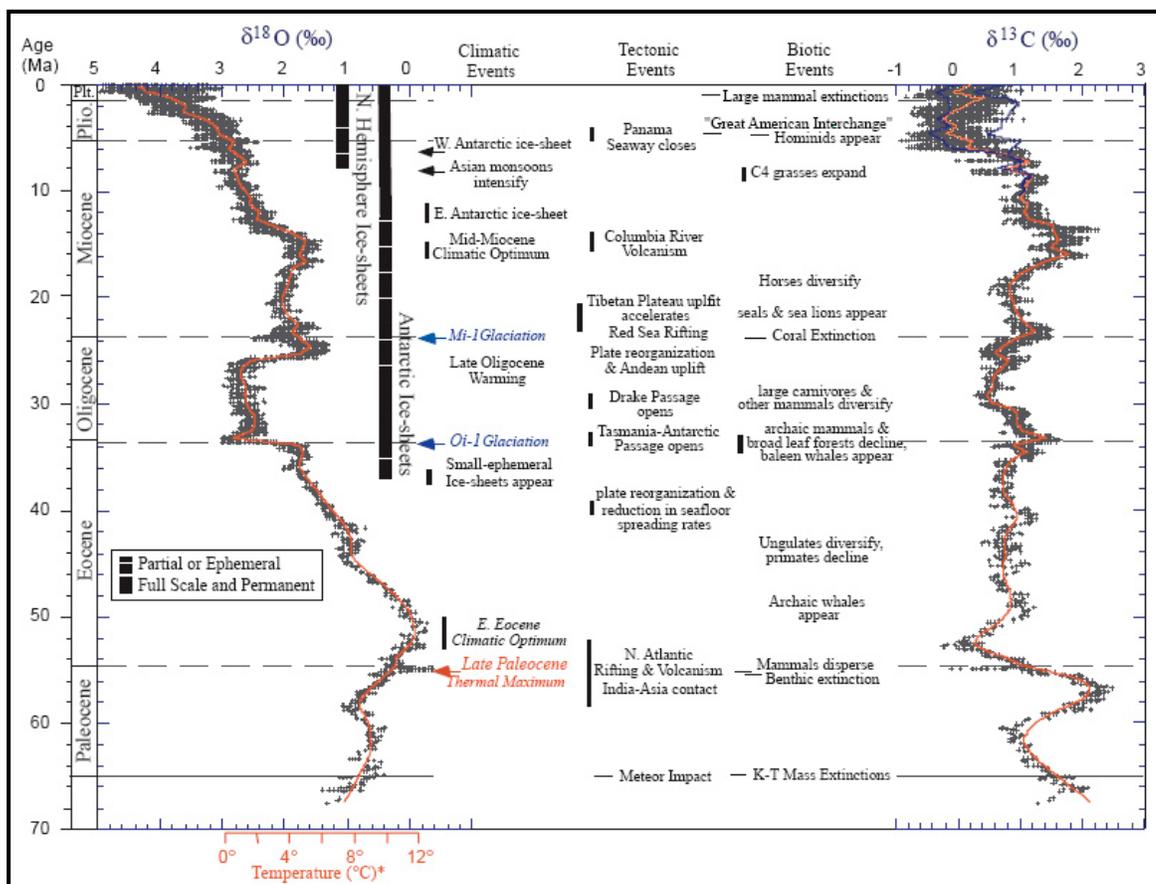


Figura 3.15 - Registros globais de isótopos de oxigênio e carbono de mar profundo de com base em dados compilados a partir de mais de 40 sites DSDP e PDO. As seções sedimentares das quais os dados foram gerados são classificadas como pelágicas com litologias que são predominantemente de granulação fina e ricas em carbonatos (50%), conforme Zachos et al. (2001).

Essa evolução inclui as tendências graduais de aquecimento e resfriamento impulsionados por processos tectônicos numa escala de tempo de 10^5 a 10^7 anos, ciclos

periódicos movidos por processos orbitais numa escala de 10^4 a 10^6 anos de ciclicidade e raras e rápidas mudanças climáticas extremas com duração de 10^3 a 10^5 anos.

Kennet (1982) apresentou uma revisão da história paleoclimática do Neogeno baseada em estudos paleoceanográficos. Esses estudos mostraram que a evolução do clima do Mioceno foi fortemente dependente do padrão de circulação das águas profundas causadas pelo reajustamento de placas tectônicas. O resfriamento global no Mioceno Médio (14 Ma em diante) resultou em uma expansão significativa da placa de gelo do leste da Antártica. O crescimento desta placa de gelo está relacionado com o isolamento termal da Antártica devido a criação da Corrente Circumpolar Antártica no Oligoceno. Desde a expansão da placa de gelo do leste da Antártica, o clima global não retornou às temperaturas do Mioceno Inferior e parte do Mioceno Médio. O episódio do resfriamento iniciou uma grande mudança na superfície da terra. Mais recentemente tem sido sugerido que o resfriamento do Mioceno foi relativamente um processo gradual (Woodruff & Savin, 1991) e ocorreu através de 2 a 3 ciclos glaciais-interglaciais.

3.7.1 - O clima no Paleoceno

Durante o Paleoceno (65 - 55 Ma), o continente da Antártica estava na posição polar, embora nenhuma glaciação significativa existisse no continente, também a Austrália e a Antártica estavam juntas. A temperatura da superfície do mar era relativamente alta (Shackleton & Kennett, 1975). As águas profundas eram também quentes, por causa das altas temperaturas das águas superficiais adjacentes à Antártica.

3.7.2 - O clima no Eoceno

Durante o Eoceno Inferior ao Eoceno Médio (aproximadamente há 53 Ma), a Austrália começou seu afastamento para norte da Antártica, criando um oceano entre os dois continentes. Esta separação teve profunda consequência na circulação global, clima e evolução biótica (fig. 3.16). A profunda bacia formada a sudoeste, na Tasmânia se

elevou durante o Eoceno como resultado do espalhamento. O fluxo da corrente Circum-Antártica foi bloqueado pelas massas continentais e pela elevação da Tasmânia e pelo Estreito de Drake.

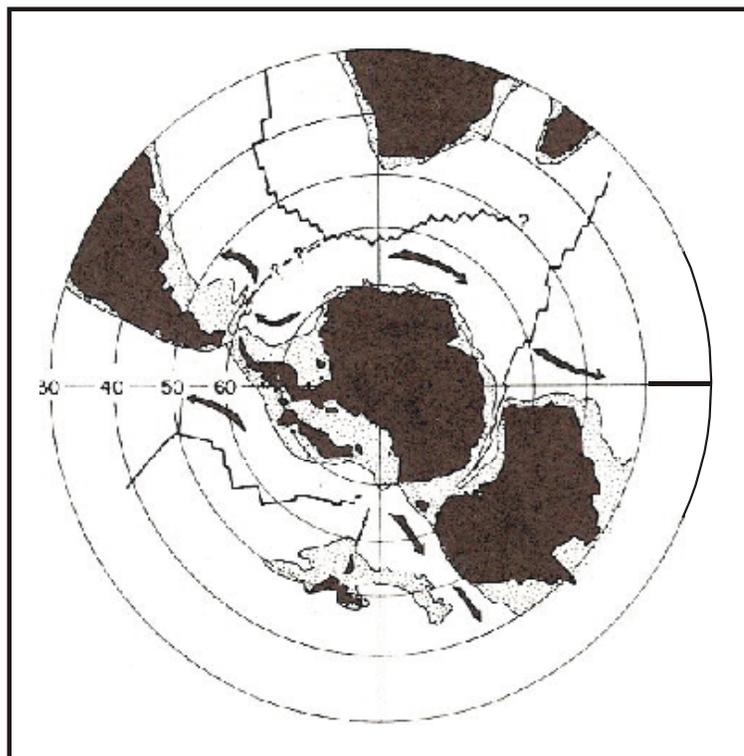


Figura 3.16 - Reconstrução do oceano sul e a circulação da água de fundo sugerida durante o Eoceno Inferior (53 Ma). Uma elevação se formou entre a Austrália e a Antártica anunciando o início da deriva da Austrália para o norte, segundo Kennet (1977).

3.7.3 - O clima no Oligoceno.

No Oligoceno a Austrália continuou seu movimento para norte em relação à Antártica, figura 3.17. O Estreito de Drake entre a América e a Antártica se abriu. A iniciação da Corrente Circum-Antártica ocorre a partir destes eventos, com o isolamento da Antártica dentro de um anel de águas frias (fig. 3.18).

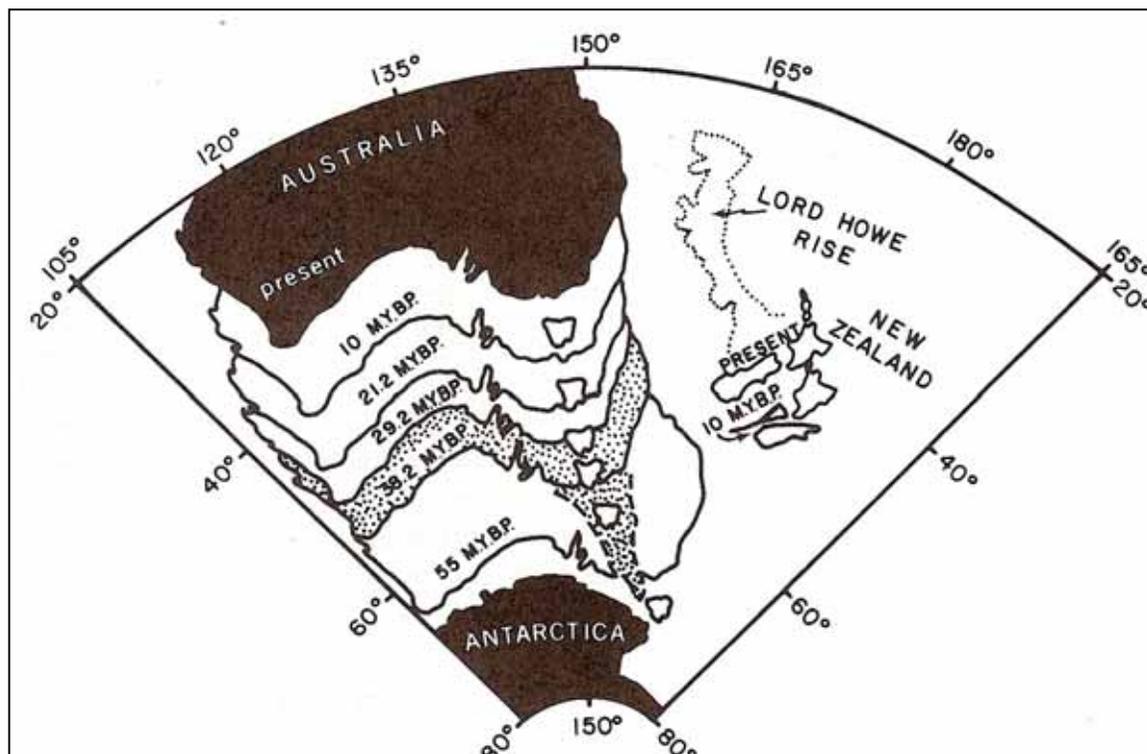


Figura 3.17 - Sucessivas posições da Austrália relativa à Antártica à medida que a Austrália se movia para norte durante o Cenozóico. A área pontilhada representa a elevação da Tasmânia, (Kennet, 1977).

3.7.4 - O clima no Mioceno.

No Mioceno Inferior, há cerca de 22 Ma, as bacias oceânicas tinham assumido seus modernos formatos, ou então com proporções semelhantes (Schnitker, 1980). O desenvolvimento da corrente Circum-Polar Antártica durante o Oligoceno criou uma isolamento termal da Antártica pela dissociação da circulação subtropical quente em circulação subpolar fria.

Essa isolamento termal da Antártica levou o crescimento da glaciação e finalmente ao desenvolvimento do manto de gelo da Antártica no Mioceno Médio e a expansão do gelo marinho. Entretanto, no Mioceno Inferior não havia o manto de gelo, o Ártico estava provavelmente livres de gelo e a Antártica, enquanto prosseguia a extensiva cobertura de gelo, não tinha sido desenvolvido um significativo manto de gelo.

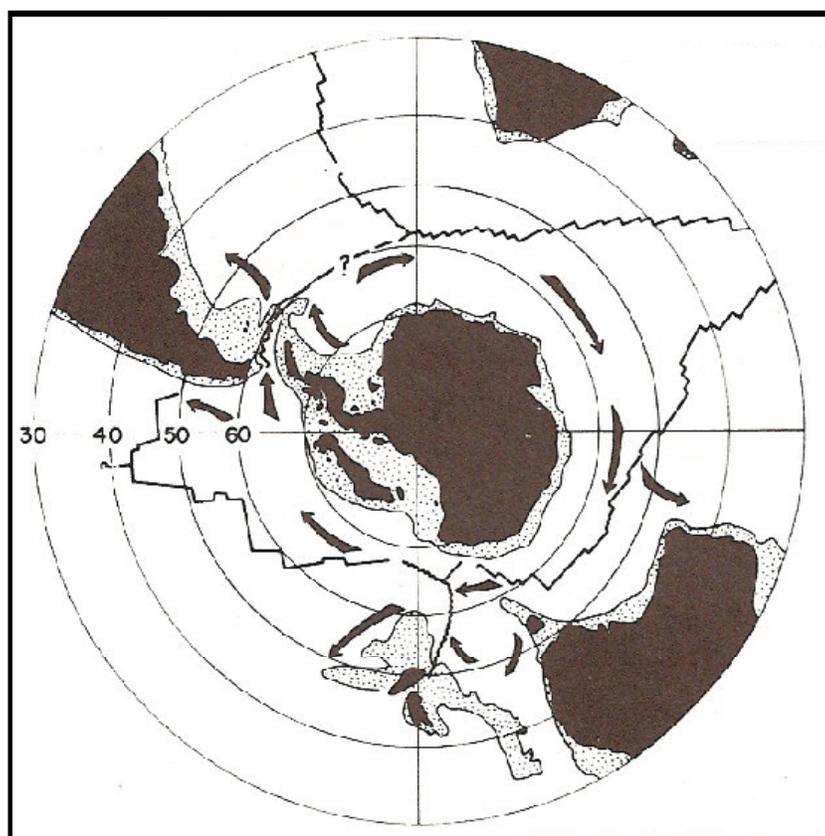


Figura 3.18 - Reconstrução do oceano sul e circulação das águas de fundo no limite Paleogeno-Neogeno. A Austrália e a elevação da Tasmânia Sul estão agora bem separadas da Antártica, e o Estreito de Drake está aberto. A desobstrução das massas de terra, a esse tempo, permitiu a formação do sistema de circulação de massa de água circum-Antártica, (Kennet, 1980).

O Mioceno Médio representou o próximo crucial estágio do desenvolvimento do clima global, a este tempo (cerca 14 Ma) a maioria da manto de gelo antártico se formou. Este evento é marcado por um acentuado aumento nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos planctons calcários e nos foraminíferos bentônicos. Este período certamente reflete em

parte ao principal período de crescimento do manto de gelo, tanto quanto a queda da temperatura superficial na costa da Antártica. Shackleton & Kennett (1975) concluem que no Mioceno Superior, as temperaturas do fundo estavam próximas ao congelamento e que o manto do este da Antártica tinha alcançado aproximadamente sua presente dimensão. Desde o Mioceno Médio, o regime climático da terra tinha sido de um modo glacial. Durante este intervalo, o manto de gelo Antártico foi uma feição permanente.

O clima global foi frio durante a maior parte do Mioceno Superior e o transporte de sedimento pelo gelo e o cinturão de sedimentos biogênicos silíceos continuou sua expansão para norte.

O final do Mioceno foi marcado por três importantes eventos:

- 1 - uma mudança nos níveis de carbono ocorrendo quase simultaneamente com o estabelecimento do resfriamento global;
- 2 - uma regressão significativa e bem definida do nível do mar, e
- 3 - a isolamento da bacia do mediterrâneo, conduzindo a uma enorme lâmina de sal.

O acréscimo da atividade glacial na Antártica tem sido também citada como a principal causa do rebaixamento do nível do mar durante o final do Mioceno (Kennett, 1967; Vail et al., 1977a). A regressão da fase final do Mioceno ocorreu em muitas áreas costeiras mais rasas dos oceanos.

A queda do nível do mar no Mioceno Superior pode ter causado um dos mais espetaculares eventos geológicos no cenozóico - a isolamento do mar do Mediterrâneo durante do estágio Messiniano. Durante este intervalo de tempo o Mediterrâneo foi transformado em uma série de grandes lagos nos quais foram precipitando uma extensa e espessa sequência de evaporitos.

Há cerca de 5 Ma ao começo do Plioceno, quando a bacia do Mediterrâneo estava permanentemente preenchida, as condições normais marinhas foram restabelecidas e oozes carbonáticas marinhas profundas e as argilas hemipelágicas foram depositadas novamente (Van Couvering, 1977).

3.7.5 - O clima no Plioceno.

Ao início do Plioceno, as condições ambientais no oceano do sul começaram a se aproximar daquelas do Quaternário. Mais altas taxas de produtividade de biogênicos silíceos que durante o Mioceno sugeriram ainda intensificação da circulação. Mas ainda foi conspícua mais baixa do que os níveis máximos ocorridos durante o Quaternário (Tucholke et al. 1976).

A glaciação Antártica pode ter sido menos intensa do que aquela durante o Mioceno Superior. Uma retração do gelo ao início do Plioceno (Shackleton and Kennet, 1975; Berggren & Haq, 1976) resultou em uma transgressão marinha. Evidências geológicas no continente antártico também indicam um conspícuo decréscimo no volume do gelo seguindo-se um episódio glacial crescente datado como superior a 4.2 Ma (Mayewski, 1975).

Os limites dos sedimentos pliocênicos transportados pelo gelo foram ainda mais ao sul do que aqueles transportados durante o Quaternário, sugerindo uma glaciação menos intensiva (Kennett, et al., 1975). As condições climáticas globais foram no geral mais quentes durante o Plioceno Inferior e Médio, comparadas àquelas do Mioceno Superior e do Plioceno Superior ao Quaternário. Foi no Plioceno Superior - cerca de 3 Ma - que o evento mais significativo do Plioceno ocorreu, que foi a formação do manto de gelo Hemisfério Norte.

3.8 - Drenagem e tectônica de placas na América do Sul no Cenozóico.

Potter & Hamblin, 2006 identificaram oito princípios dos grandes sistemas de drenagem para explicar o seu desenvolvimento, sendo que quase todos estão relacionados com a tectônica de placas. A tectônica determina o principal relevo da bacia de drenagem (localização das terras altas e baixas e suas elevações), o formato e a orientação da bacia, e também o padrão do rio dentro da bacia. Segundo os autores, o ciclo de Wilson, iniciado por um *hot spot* (figura 3.19), e seguido de *domo*, *rift* continental, braço de rio, pequeno oceano em abertura, grande oceano com margem passiva, fechamento de um pequeno oceano com margem ativa (oceano-continente, microcontinente ou continente-continente), nova direção do basculamento continental e assimetria de um sistema de drenagem, englobam, em grande escala, grande parte dos aspectos da drenagem de um grande rio.

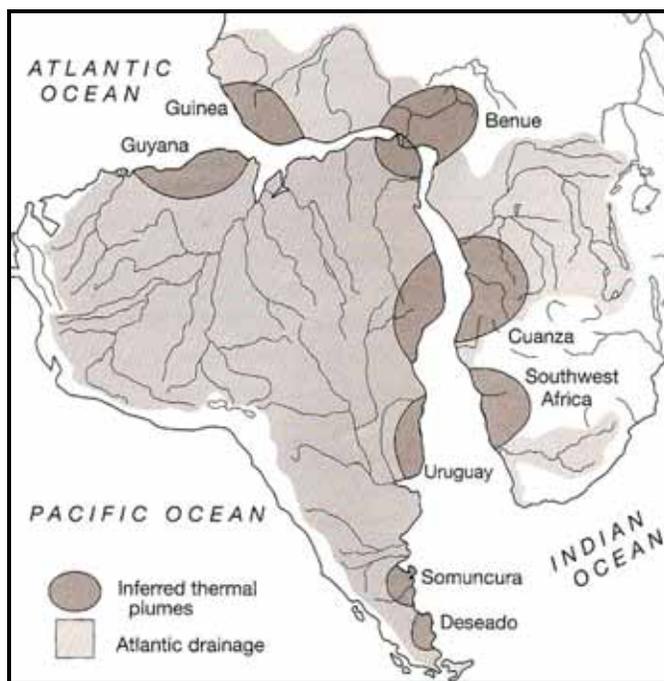


Figura 3.19 - Plumas termais e drenagem gondwânica, a partir do Cretáceo, segundo Potter & Hamblin, (2006).

Quando a pluma se eleva no continente, os efeitos dinâmicos e termais podem produzir uma elevação acima de 2 Km, na superfície central do domo, Cox (1989). E essa elevação pode ter iniciado o padrão de drenagem que se observa atualmente. Quando ocorre um afastamento de placas continentais, a porção do flanco do domo não riftiada é caracterizada por um sistema de rios que drenam em direção ao novo continente, como é o caso dos sistemas de drenagem Paraná e Uruguai, fig. 3.20. Por outro lado, os braços falhados do sistema de rifte conduzem a drenagem, em direção ao novo oceano, como exemplo, a drenagem do Rio da Prata.

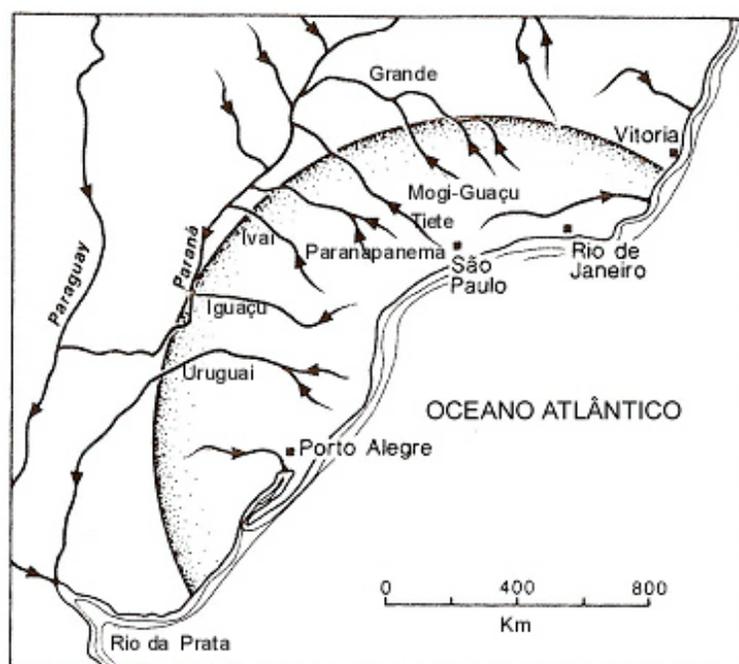


Figura 3.20 - Padrão de drenagem no sudeste da América do Sul com a pluma superimposta, exceto ao sul, próximo a Porto Alegre. A drenagem de flanco de domo é predominante, (modificada de Cox, 1989).

Segundo Potter (1997), a história dos principais rios da América do Sul (figura 3.21A), no Mesozóico e Cenozóico, é dominada por dois eventos: a separação do continente da África e pelo soerguimento andino no Mioceno Médio. Geotectonicamente a América do Sul é dividida em duas partes: (1) uma vasta plataforma estável constituída de rochas pré-cambrianas exposta (escudos) e suas coberturas sedimentares, e (2) a

cadeia andina na borda oeste (figura 3.21B). A drenagem atual e a maioria da paleodrenagem é relacionada a essa divisão em escala continental. Atualmente, cerca 93% da drenagem da América do Sul é direcionada para o Atlântico e para o Caribe, propiciando um dos melhores exemplos no mundo inteiro, de controle de drenagem e paelodrenagem pela tectônica de placas.

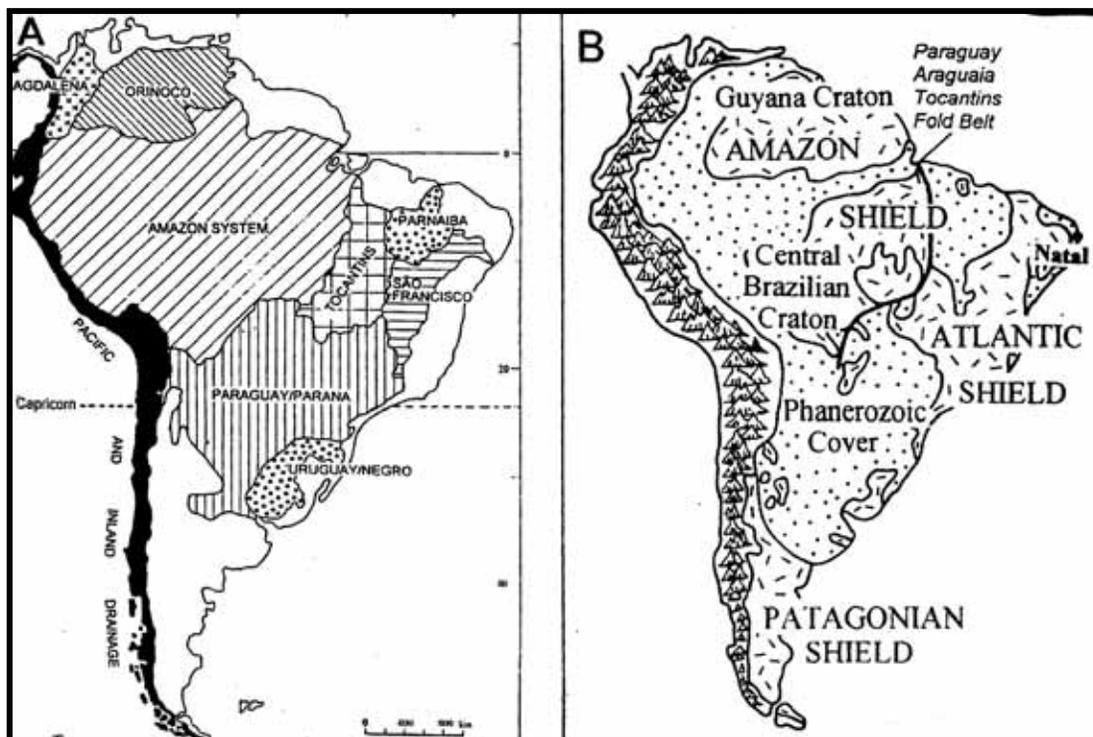


Figura 3.21A - Drenagem para o Pacífico (em negro) e as maiores bacias de drenagem, todas direcionadas para o Atlântico e para o Caribe. B - Principais elementos tectônicos, (conforme Potter, 1997).

A separação da América do Sul da África foi acompanhada do desenvolvimento de amplos soerguimentos, riftiamentos e aulacóginos, e esses três fatores foram chaves para a drenagem pós-separação. Existem seis amplos soerguimentos e cinco aulacóginos ou riftes perpendiculares à costa da margem passiva da América do Sul (figura 3.22). A convergência de placas é o mais importante fator na drenagem continental porque sua influência em um grande rio se estende muito além da área de deformação. Existem duas consequências distintas: a) no campo próximo da drenagem, dentro da orogênese e, b)

efeitos no campo longe da colisão pelo basculamento. Em relação ao ítem b, citam os autores que os efeitos são de dois tipos: colisão de oceano-contidente ao qual reverte o basculamento em direção à margem oposta à colisão (*trailing margin*) e em frente a região da orogênese, ao passo que a colisão continente-contidente produz basculamento em direções opostas às terras altas resultantes formadas pelas suturas. Então, quando uma margem continental passiva é impactada por outra placa oceânica ou continental, o sistema velho do rio é substituído por outro. No continente americano existe uma drenagem para leste em direção a margem passiva dos oceanos Atlântico e Ártico, por causa da convergência oceano-contidente ao longo do oeste da América do Sul e pela combinação de acreção de microplaca e convergência na América do Norte. Ambas as Américas fornecem um modelo ideal de margem convergente com forte assimetria de drenagem continental (figura 3.23).

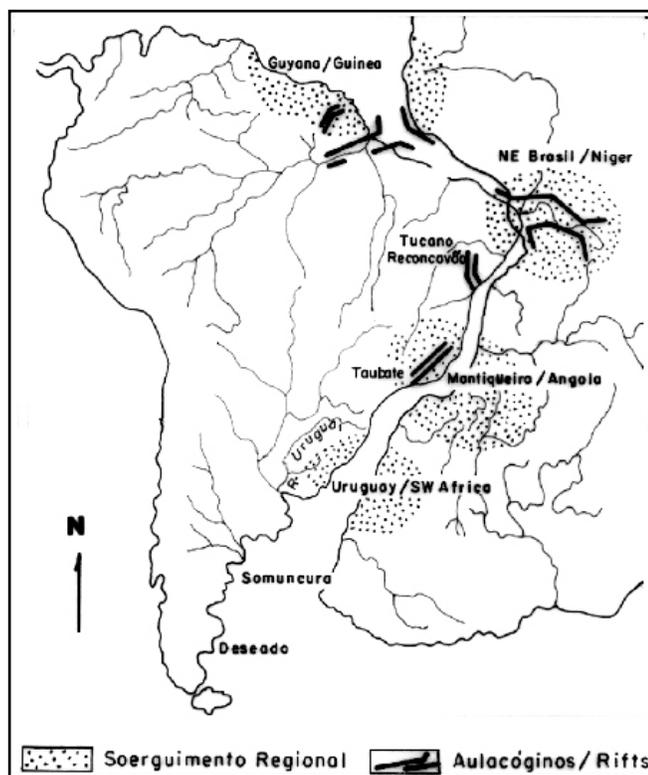


Figura 3.22 - Soerguimentos, aulacóginos e riftes relacionados com a abertura do Atlântico, modificada de Lisboa et al. (2001).

O basculamento regional é um dos fatores tectônicos de controle dos grandes rios. Causa migração lateral no fluxo quando o basculamento é em direção diferente do curso inicial da corrente. O retro-basculamento pode originar um pequeno lago inicial e inversão da corrente quando a inclinação é em direção a nascente da drenagem e causará um acelerada erosão quando a inclinação é em direção à foz da drenagem. Na América do Sul, a reversão do alto curso do Rio Amazonas ocorreu durante o Mioceno Médio (Hoorn, 1994 apud Potter & Hamblin, 2006). Segundo a autora, novos dados sedimentológicos e palinológicos de sedimentos terciários da região superior do rio Amazonas sugerem que os sedimentos sejam depósitos fluvio-lacustres de idade Miocênica Média a Superior. Eles foram gerados como resultado do soerguimento da Cordilheira Andina e constituem os sedimentos mais antigos do sistema rio Amazonas. Inicialmente, durante o Mioceno Médio nenhuma conexão existia entre o paleo Amazonas e o Atlântico.

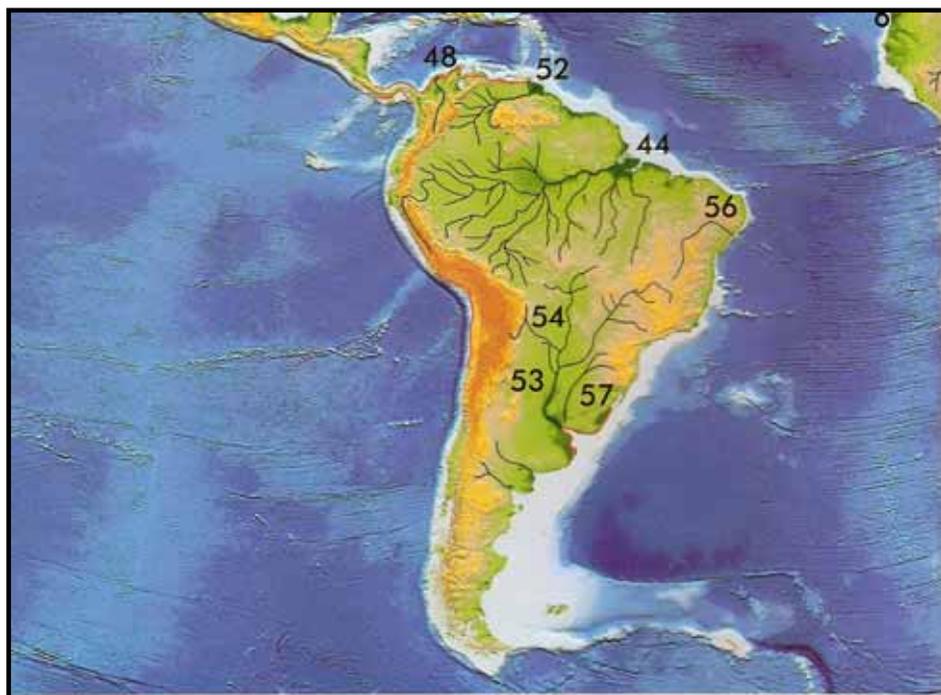


Figura 3.23 - Drenagem no continente sul americano demonstrando forte assimetria conforme Potter & Hamblin (2006).

Entretanto no começo do Mioceno Superior, depósitos clásticos do rio Amazonas no Oceano Atlântico provam a existência da conexão. A análise da direção de transporte, composição dos minerais pesados e pólenes de origem andina são as mais importantes evidências para comprovar a proveniência da cordilheira dos Andes.

Segundo Zalan (2004) a margem ocidental do Gondwana constituiu-se em uma margem ativa desde o Proterozóico até o final do Paleozóico, e assim continuou sendo durante o Mesozóico e Cenozóico, agora como margem andina e placa Sul-Americana. Muito embora os eventos desse tipo de margem (subduções, arcos magmáticos, colagens, deformação compressional) tenham ocorrido intermitentemente ao longo dessas duas eras, e em pontos específicos dessa extensa região, duas fases orogênicas podem ser destacadas. A fase pré-Andina engloba vários eventos orogênicos entre o Cretáceo e o Paleoceno tais como a fase Mochiva (Neo-Albiano), a fase Peruana (Santoniano) e a colisão e acreção do terreno Cordilheira Ocidental na Colômbia (74-65 Ma). A orogenia Andina apresenta dois picos de atividade tectônica, a fase Incaica (53-34 Ma), (evento 43) conforme observado na figura 3.24, devido às altas taxas de convergência entre as Placas Farallon e Sul-Americana e a fase Quechua do Neo-Oligoceno ao Recente (26-0 Ma) (evento 44).

Cooper et al. (1995) reportam um pico notável de atividade concentrada em 11 Ma. Esta última fase corresponde à deformação, soerguimento e erosão da cordilheira Oriental da Colômbia. O cinturão de dobramento e cavalgada sub-andinos, que se estende da Argentina até a Venezuela, teve o seu desenvolvimento tectônico máximo nestes 11 Ma, com reflexos até na Bacia do Acre. Um outro resultado importante deste processo miocênico foi a drenagem continental dos Andes para o Atlântico formando com isso os gigantescos cones submarinos dos deltas dos rios Amazonas e Orinoco, ambos iniciados a partir de 11 Ma.

Mckee e Noble (1982) apud Fontana (1996) acreditam que haja uma relação entre as unidades estratigráficas maiores e os seus limites, e os pulsos tectônicos (figura

3.25) com o vulcanismo associado na região centro-sul do Peru, e em geral, na cordilheira Andina ocidental.

CRONO	Ma	FASES DESTE ARTIGO		Orogenias Sul-Americanas	Fases de Subsidência Terrestres	
		PLATAFORMA REATIVAADA	DERIVA CONTINENTAL			
QUATERNÁRIO	0,0					
PLIOCENO	1,75					
MIOCENO	5,30	PLATAFORMA REATIVAADA	DERIVA CONTINENTAL	44	11	
	23,5				15	
OLIGOCENO						
EOCENO	33,7					
	53,0			43	42	45
PALEOCENO	65,0					49
						65

43 Orogenia Andina-Fase Incaica
 44 Orogenia Andina-Fase Quechua

Figura 3.24 - Relação parcial de eventos tectono-sedimentares que afetaram a evolução das bacias sedimentares brasileiras no Cenozóico, adaptada de Almeida (1969), figura modificada de Zalan, 2004.

Tais eventos deformantes compressivos, como aquele supostamente ocorrido entre 5 e 6 Ma (Messiniano), chamado de fase Tectônica Quechua III, podem ter contribuído, junto com a glácio-eustasia (talvez com menor participação), na formação dos limites erosivos das sequências miocênicas já descritas pelo grande rebaixamento eustático existente na carta de Haq et al. (1988) aos 5,5 Ma.

Segundo Mégarid et al. (1984) a partir da cordilheira ocidental andina até a bacia de Ayacucho, há uma relação entre as principais unidades estratigráficas e os pulsos tectônicos compressivos de maior intensidade.

Além dos eventos próximos a 80 Ma (Peruviano) e 40 Ma (Incaico), houve a ocorrência dos eventos Quechua I entre 18 e 20 Ma (Eomioceno), representados por uma

ampla superfície de erosão, Quechua II e Quechua III, próximos, respectivamente a 10 Ma (Neomioceno) e a 5 Ma (Messiniano).

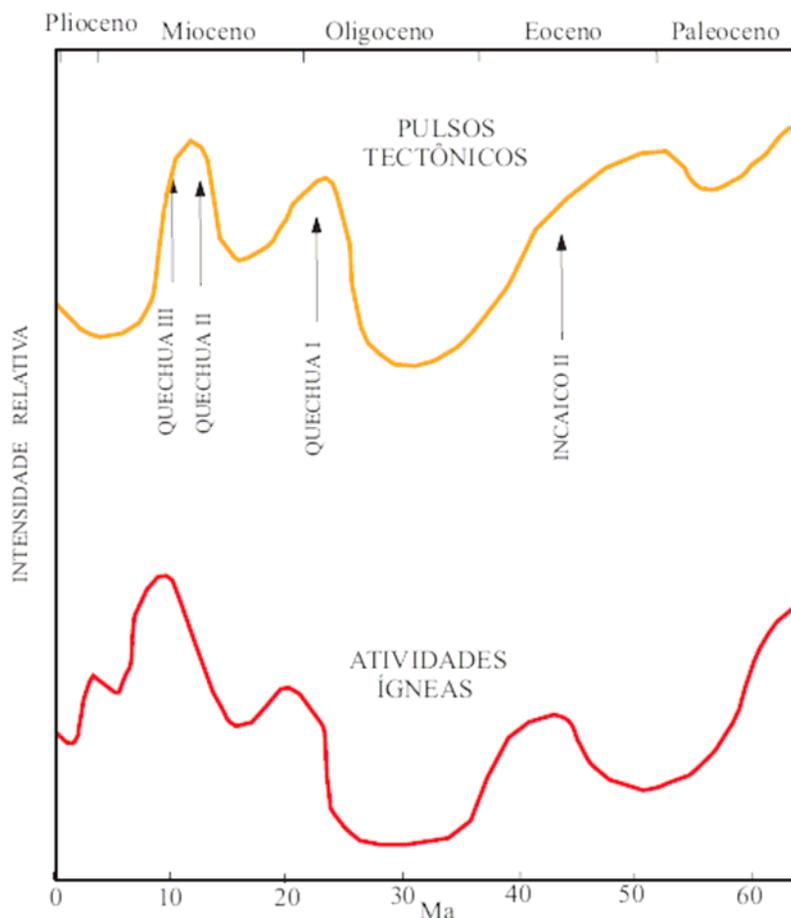


Figura 3.25 - Diagrama mostrando os principais pulsos de atividades tectônicas e magmáticas do Cenozóico, reconhecidas nos Andes peruanos (adaptada de Noble et al., 1990, apud Fontana 1996).

3.8.1 - Esboço do desenvolvimento da drenagem no Rio Grande do Sul.

Este item está baseado fundamentalmente no trabalho de Lisboa et al. (2001). A partir de 1970, com a plena aceitação da tectônica de placas, foram formulados modelos

globais modernos capazes de estabelecer padrões gerais de soerguimentos através do tempo e do espaço nas diversas áreas dos continentes (Summerfield, 1991).

Neste contexto, o desenvolvimento a longo prazo da drenagem do Estado do Rio Grande do Sul, está associada, a partir do Cretáceo à evolução de uma margem continental passiva. A sequência soerguimento, rifteamento e ruptura continental que levou à formação desta margem continental passiva é fundamental na tentativa de estabelecer um esboço do desenvolvimento da rede de drenagem atual do Estado.

Potter (1997) aplicou pela primeira vez, de modo sistemático, o novo modelo global ao desenvolvimento da drenagem da América do Sul no Mesozóico e no Cenozóico, embora outros autores como Asmus et. al. (1972) e Ojeda et al. (1981) tenham aplicado o modelo da tectônica de placas ao desenvolvimento das bacias costeiras brasileiras. Constata que a separação da América do Sul da África foi acompanhada de amplos soerguimentos, rifteamentos e aulacógenos, três fatores chave no desenvolvimento da drenagem pós ruptura. Há seis amplos soerguimentos e cinco aulacógenos ou riftes paralelos à costa de margem passiva da América do Sul, Cox (1989), Summerfield (1991) que afetaram os padrões de drenagem regionais da América do Sul.

O desenvolvimento da rede de drenagem atual do Rio Grande do Sul está inserido neste modelo global do desenvolvimento da drenagem nos fragmentos do continente Gondwana a partir do Cretáceo.

Em um contexto regional Ab'Saber (1969), associa o desenvolvimento de uma drenagem primordial com padrão radial irregular, a partir da deformação moderna da superfície de aplainamento de Caçapava, dirigida para todos os quadrantes marginais do Escudo Sul-rio-grandense, da qual a drenagem atual é herança. Na intersecção de dois núcleos de deformação moderna independentes, o do Escudo e o do Planalto Basáltico, vieram a se formar linhas de drenagem importantes, da qual o Jacuí é a herança mais

notável e complexa. Nesta faixa de fragilidade, os fenômenos de denudação marginal tiveram excelente campo tendencial para o seu desenvolvimento desde o fim do Paleogeno até aos tempos atuais.

Para o estabelecimento de um esboço sequencial do desenvolvimento dos sistemas atuais de drenagem do Estado do Rio Grande do Sul é importante tomar como ponto de partida o Soerguimento do Uruguai - SW da África, Potter (1997), em cujo flanco se insere o sistema de drenagem do rio Uruguai, o maior e mais importante do Estado. Esta distribuição espacial deve ter sido herdada a partir da ombreira inicial do rifte da América do Sul, que quase que certamente criou uma paleopendente para noroeste, causando o longo circuito deste rio a partir da linha de costa inicial rifteada Potter (1997). Portanto, em relação ao Soerguimento do Uruguai, o sistema de drenagem do rio Uruguai é consequente e controlado pela paleopendente inicial do Soerguimento, fig.3.26. O termo consequente é usado no sentido de Lobeck (1939). Um rio consequente é aquele cuja posição é resultado de uma pendente inicial de uma área terrestre. A forte assimetria e forma semi-anelar dos afluentes da margem esquerda diferentemente dos da direita, do rio Jacuí (Alto Jacuí, Antas-Taquari, Caí e Sinos), paralela ao rio Uruguai, igualmente se deve ao controle por este soerguimento (Figura 3.26).

Rios de porte que têm hoje o seu curso predominantemente retilíneo e fogem aparentemente ao padrão geral semi-anelar imposto pelo Soerguimento do Uruguai são o Jacuí e o Camaquã, cujos cursos atuais são alinhados na direção EW e se dispõem de forma obsequente em relação à paleopendente inicial do Soerguimento do Uruguai Fig.3.26. O termo obsequente é usado aqui no sentido de Lobeck (1939). Um rio obsequente é aquele que flui na direção oposta ao mergulho das formações e oposto à pendente que condicionou o rio original consequente. A geometria atual predominantemente retilínea destes cursos d'água é anômala em relação ao restante das feições descritas. Pode ser explicada por modificações pretéritas que resultaram na forma atual destes sistemas de drenagem.

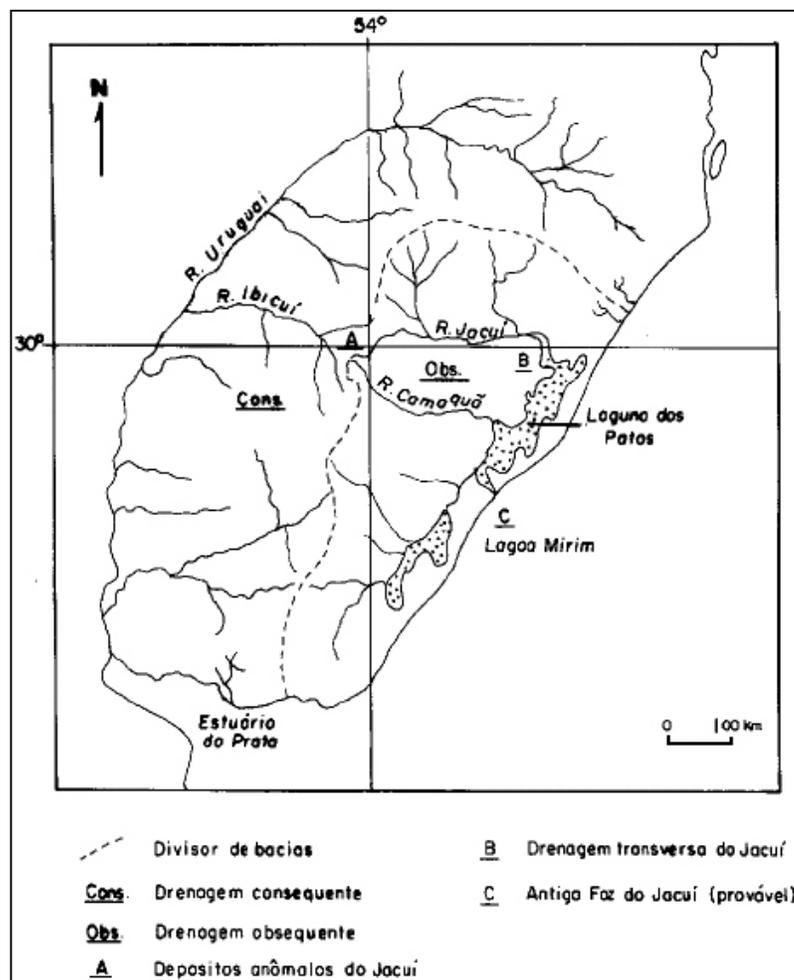


Figura 3.26 - Relações genéticas da drenagem do Rio Grande do Sul com o Soergimento do Uruguai, segundo Lisboa et al. (2001).

Estas modificações ocorreram por processos de captura, Ab'Saber (1969) e Lisboa & Castro (1998) e por afogamento recente do baixo curso destes sistemas no sistema lagunar costeiro Willcock e Tomazelli (1995). Lisboa & Castro (1998) localizam e documentam capturas ocorridas nas cabeceiras do Camaquã (capturado) e Jacuí (capturante) que modificaram a forma das cabeceiras destes dois sistemas de drenagem, encurtando a bacia do Camaquã que no passado se estendia mais para Oeste.

Nesta linha de evidências, a observação da relação atual das cabeceiras dos rios Jacuí e Ibicuí (fig 3.26) com depósitos aluviais anômalos das cabeceiras do Jacuí em A,

sugerem captura das cabeceiras do Jacuí pelo Ibicuí, ainda não estudada e comprovada. Então, o Jacuí poderia se estender para W–SW, com forma semi anelar contornando o núcleo do Soerguimento do Uruguai, no limite Oeste do Escudo Sul-rio-grandense .

Outro aspecto a considerar é o afogamento destes dois sistemas de drenagem pela Lagoa dos Patos em época bem recente, com deltas atuais modernos representando depósitos pouco expressivos.

O sistema Jacuí-Guaíba é transverso às estruturas do Escudo na direção NW–SE (Pontas de Itapuã e Formiga) (Figura 3.26 em B), fato bem observável em mapas geológicos e no terreno. Não se conhecem depósitos antigos na orientação atual EW destes rios. Com base nestas duas evidências, de acordo com Lisboa et al. (2001), aventa-se a hipótese de um antigo baixo curso semi anelar do Jacuí atualmente afogado na Lagoa dos Patos, cuja saída para o Atlântico seria onde está o atual Canal de Rio Grande em C (Figura 3.26). Os depósitos correlativos destes sistemas de drenagem corresponderiam a parte da coluna sedimentar depositada principalmente no Cone de Rio Grande, na Bacia de Pelotas.

Estas hipóteses, convenientemente testadas, poderão contribuir para definir as áreas fonte de parte do pacote sedimentar depositado no Cone de Rio Grande hoje objeto de debates.

Sistemas de drenagem obsequentes menos importantes e de idade inicial mais recente que os do Camaquã e Jacuí, têm suas bacias de drenagem menos alteradas pelos processo de captura que afetaram os primeiros. São aqueles rios e arroios da denominada Fachada Atlântica por Ab’Saber (1969), de Norte para Sul: Mampituba, Três Forquilhas, Maquiné, Basílio, Velhaco do Norte, Pelotas, Piratini, Grande e Jaguarão.

Por fim os sistemas de drenagem mais modernos são aqueles canais insequentes desenvolvidos na planície costeira: Tramandaí, Capivari, Chuí e por outros menores.

4 - EVIDÊNCIAS DE PALEODRENAGEM AO SUL DA MARGEM CONTINENTAL SUL-RIO-GRANDENSE REALÇADAS POR SÍSMICA DE REFLEXÃO E SUAS RELAÇÕES COM A DRENAGEM CONTINENTAL

Para relacionar a interpretação dos dados de sísmica de reflexão obtidos em perfis sísmicos na Plataforma Continental, objeto principal deste trabalho, com a paleodrenagem na parte continental é feita a revisão de alguns conceitos essenciais. **Drenagem atual** corresponde à hoje existente, visível e estabelecida na atual bacia hidrográfica. **Paleodrenagem** é aquela que geralmente tem uma ligação com a drenagem atual, mas não necessariamente, e que é evidenciada através de registros geológicos como: paleocanais, canais abandonados e depósitos tipicamente fluviais de fundo de calha. **Drenagem ancestral** corresponde a uma drenagem que não mais existe, da qual não se tem registros do seu segmento, mas sim há indícios do registro paleogeográfico do resultado de sua ocorrência, como por exemplo, a presença de um delta marinho, que leva à inferência sobre a drenagem que contribuiu para a formação de um delta (Potter & Hamblin, 2006).

Durante a análise das linhas sísmica, uma vez encontrada a feição identificada como provável paleovale, inicia-se o processo de dimensionamento da feição. Os softwares utilizados permitem calcular a distância entre os dois pontos considerados extremos, utilizando a fórmula da distância euclidiana pois são conhecidas as coordenadas no sistema UTM. A informação vertical do sismograma corresponde à variável tempo de propagação da onda sísmica no material, sendo neste caso o tempo duplo. Da mesma forma que é apresentada a distância no sentido horizontal, é informada a variação de tempo no sentido vertical. Ao ser colocado o cursor em uma posição pontual do sismograma, é informada a posição horizontal através de coordenadas e a posição vertical em tempo de propagação. É comum observar-se uma escala gráfica em alguns sismogramas em trabalhos publicados. As escalas gráficas utilizadas em cartas planimétricas e planialtimétricas são adequadamente aplicadas pois podem indicar a medidas em qualquer direção de observação. Os sismogramas representam um perfil da região levantada, e este perfil mostra duas diferentes unidades: uma unidade no sentido horizontal (distância expressada em

metros) e outra unidade no sentido vertical (tempo em milissegundos). Por essa razão julgo ser incoerente colocar uma escala gráfica no sismograma, exceto quando for possível converter a informação vertical do tempo em profundidade. As imagens das feições sísmicas dos paleovales deste trabalho mostrarão as distâncias entre os extremos, a diferença de tempo entre topo e o fundo de calha e em algumas será também indicado o tempo do fundo da calha. As coordenadas do centro da feição serão indicadas nas plantas de situação. Para a análise da paleodrenagem, a ordem de elaboração da apresentação dos resultados é baseada na idade geológica dos eventos. Desta forma a descrição das ocorrências, ou seja, dos eventos individualizados pela sísmica de reflexão, segue a ordem cronológica, do mais antigo para o mais recente.

4.1 - Feições sísmicas do Oligoceno Superior - Mioceno Inferior.

A linha sísmica 0231-0484 situada na margem continental, precisamente no limite da plataforma externa e começo do talude, mostra duas (2) feições sísmicas classificadas como cânions submarinos, denominados doravante de cânion 1 e cânion 2. Estas feições, suas localizações e dimensões são mostradas pelas figuras 4.1 a 4.7.

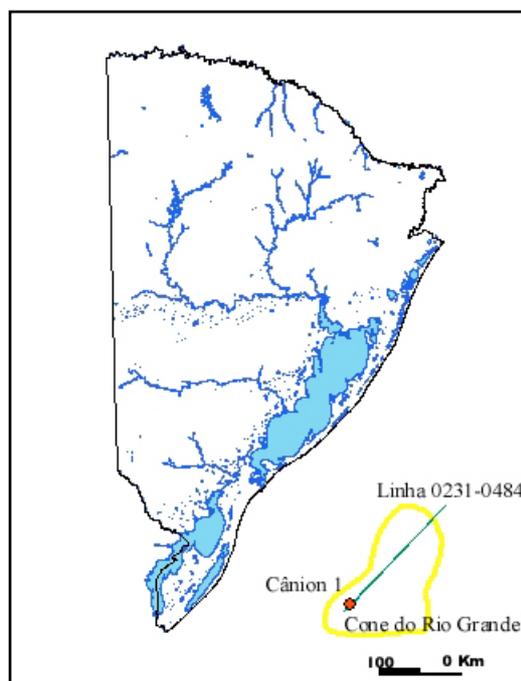


Figura 4.1 - Situação do cânion 1 em relação a linha 0231- 0484 e ao Cone do Rio Grande. Coordenadas: 508483 , 6295547.

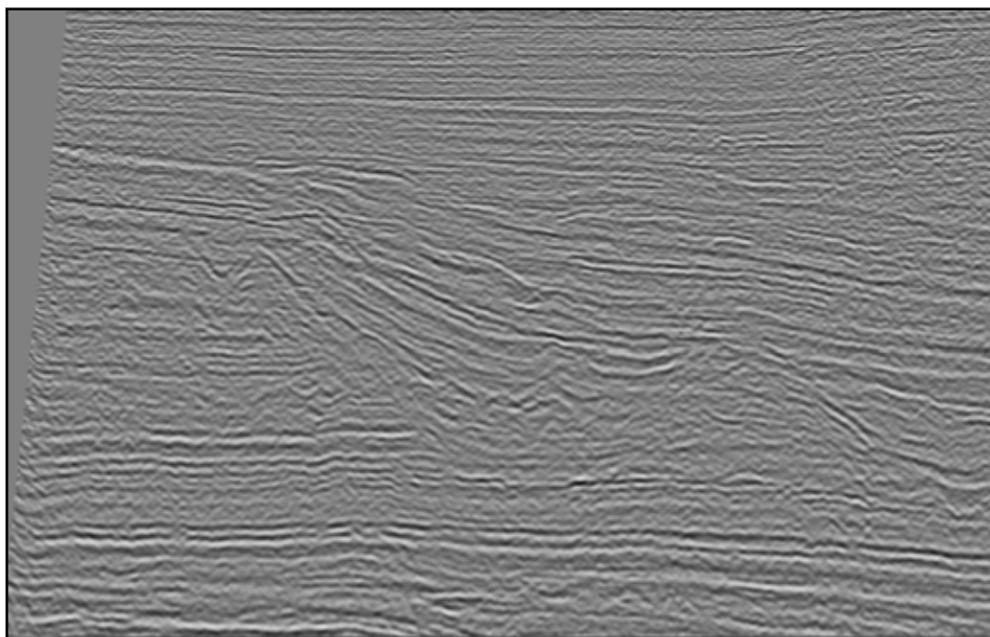


Figura 4.2 - Imagem em tons de cinza não interpretada do cânion 1, na linha sísmica 0231-484.

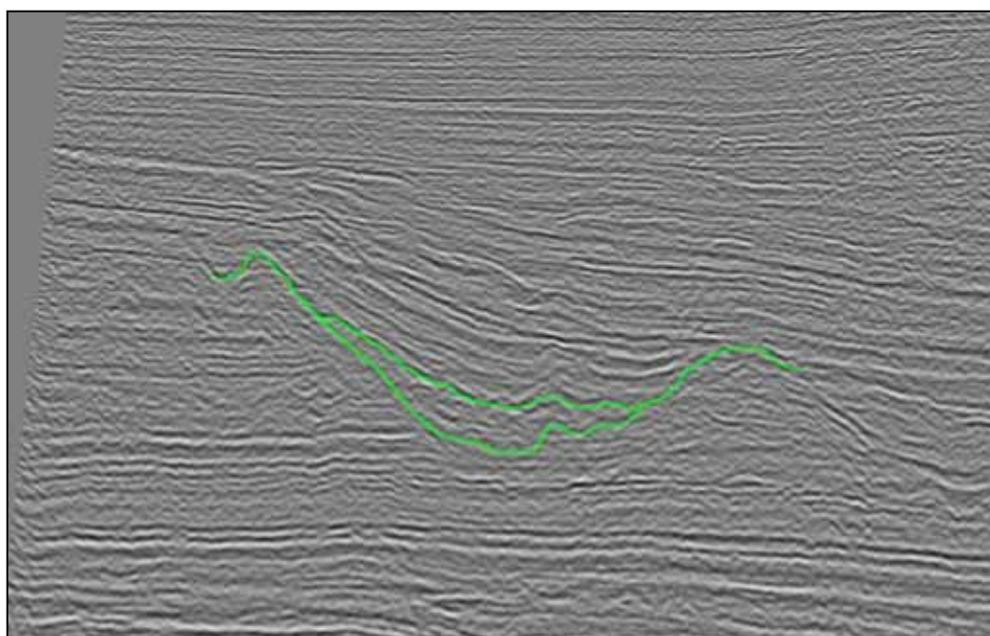


Figura 4.3 - Cânion 1 com a sua superfície limite interpretada.

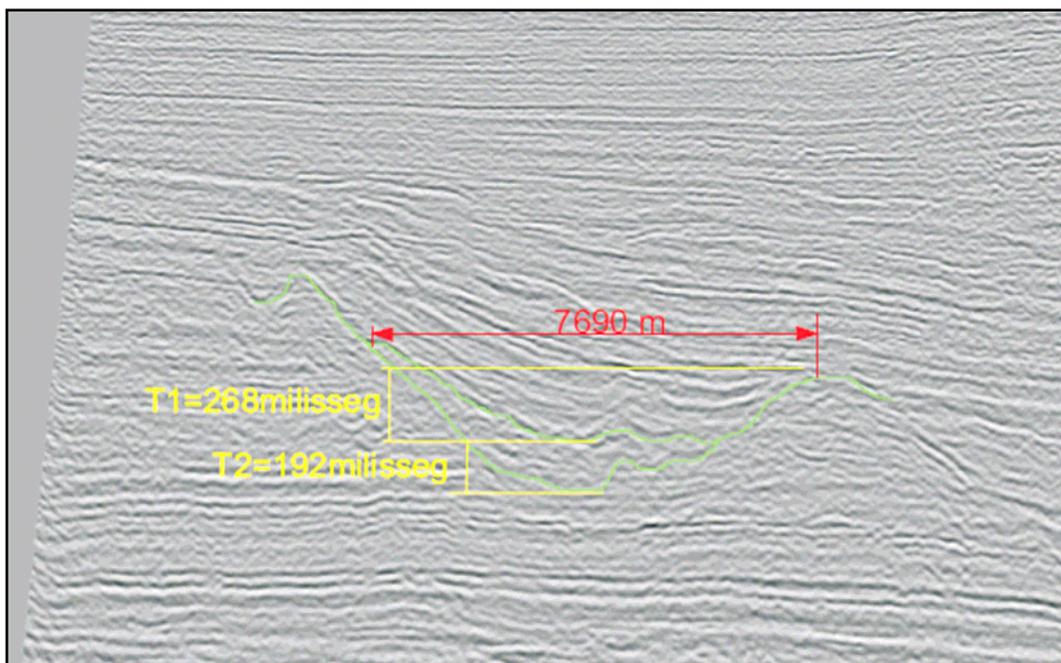


Figura 4.4 - Dimensões do cânion 1. Largura do cânion na imagem = 7690m. $T1 = 268$ milissegundos e $T2 = 192$ milissegundos. Considerando que o tempo sísmico é duplo e adotando uma velocidade sísmica média = 1700 m/seg para os sedimentos, estima-se a profundidade em relação ao tempo $T1$ como 227,80 metros e para o tempo $T2$ como 163,20 m. Resultando uma profundidade total de 391 metros. Tempo do fundo de calha 2750 milissegundos.

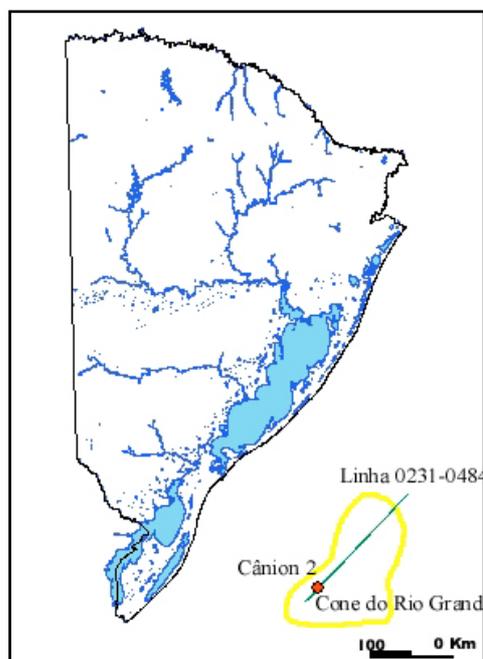


Figura 4.5 - Localização do cânion 2 na linha 0231-484 e em relação ao Cone do Rio Grande. Coordenadas: 516107, 6303709.

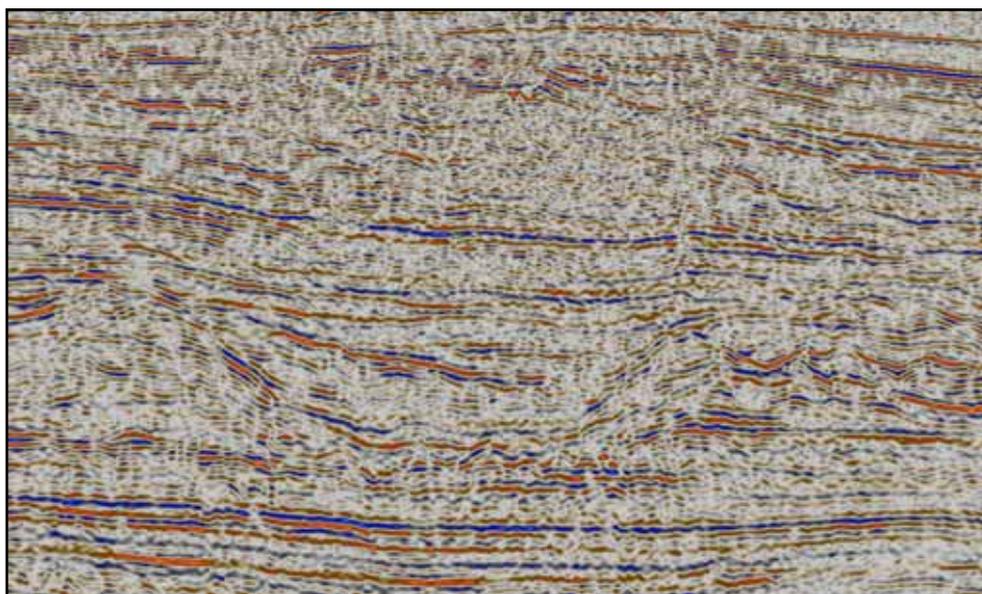


Figura 4.6 - Imagem do cânion 2 da linha sísmica 0231-484 com palheta colorida.

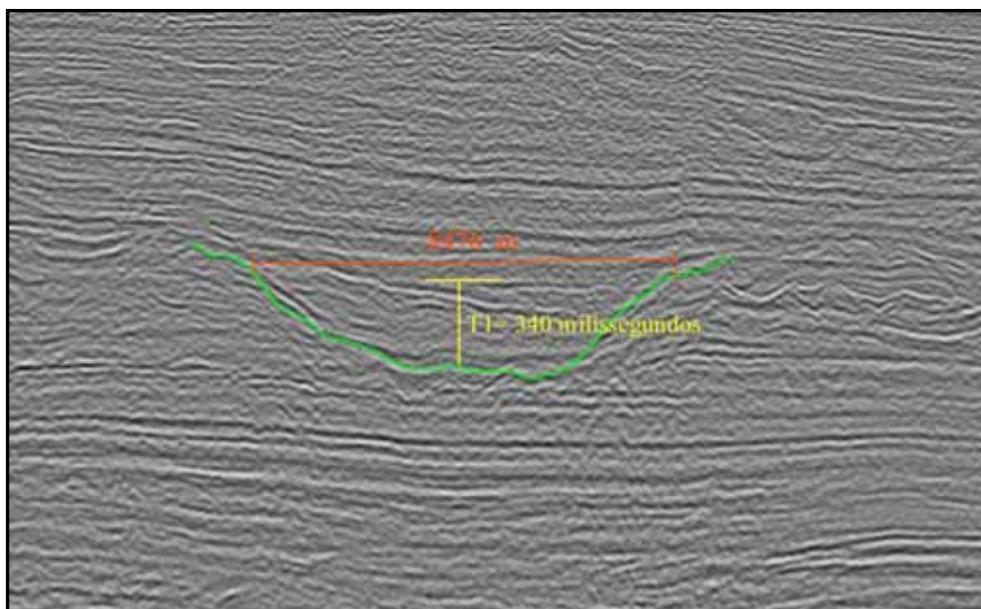


Figura 4.7 - Dimensões do cânion 2. Largura na imagem = 8476 metros. Profundidade estimada calculada sobre o tempo duplo de 340 milissegundos e velocidade da onda sísmica nos sedimentos de 1700 metros/segundo, em 289 metros. Tempo do fundo da calha: 2780 milissegundos.

A formação dos cânions submarinos pode ter diversas origens: erosão por correntes de turbidez, falhamentos, terremotos, erosão subaérea, escorregamentos subaquosos e modificações biológicas, são alguns dos processos que podem explicar o desenvolvimento de cânions submarinos. Os modelos mais aceitos implicam num começo subaéreo e submarino (Cainelli, 1992), apud Karam (2005), onde os cânions são considerados continuação, em direção ao mar, dos sistemas de drenagens continentais formados pela erosão das bordas continentais emergentes e da parte superior do talude durante o rebaixamento do nível relativo do mar (Posamentier & Vail, 1988). De acordo com estes autores, quando o nível relativo do mar desce, a desembocadura dos rios se aproxima da borda da plataforma.

A carga sedimentar tem competência para transpor através da plataforma rasa (*shoreface*) através dos canais “*bypass*” (canais que servem apenas para o transpasse do sedimento em rota da plataforma para a bacia) ou dos vales incisos e é depositada na plataforma externa/talude superior. Este deslocamento dos depocentros provoca a instabilidade da borda da plataforma, iniciando os movimentos de massa, figura 4.8. Os colapsos retrogressivos subsequentes levam a formação de significantes cortes e à incisão dos cânions na borda da plataforma. A retração erosiva do talude ocorre sob condições de reduzido suprimento sedimentar, mas continua a disponibilidade de potencial gravitacional e outras fontes de energia marinha. O desenvolvimento do cânion ocorre devido à instabilidade do talude e ao conseqüente colapso localizado (fig. 4.8, passo 1).

A desestabilização é acentuada pela deposição ativa na borda da plataforma e talude superior, seguindo a progradação costeira ou queda relativa do nível do mar. Cânions embrionários são nucleados quando os sedimentos são transportados e falhados, formando uma nova borda de plataforma ou calhas e cicatrizes devido ao deslizamento do talude superior (Fig. 4.8, passo 2). Se o reduzido suprimento sedimentar precede ou acompanha colapsos, deslizamentos retrogressivos de longa duração podem alargar cicatrizes de escorregamentos, esculpindo cânions juvenis (Fig. 4.8, passo 3). O reduzido suprimento sedimentar no talude quando acompanhado do processo transgressivo e/ou da expansão da plataforma e afogamento, acompanhando a expansão e maturação do cânion. O cânion, nesta

circunstancia, torna-se uma feição propensa a nova erosão por ondas internas, tempestades, correntes de marés e fluxos turbidílicos.

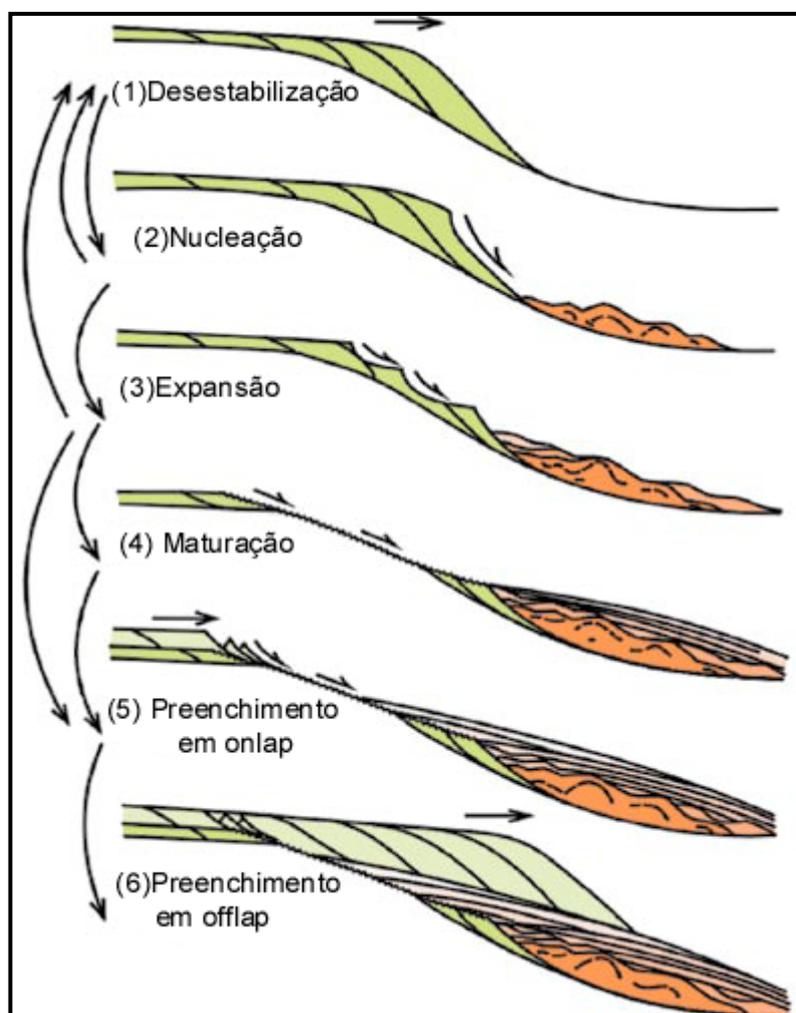


Figura 4.8 - Diagrama esquemático de erosão e preenchimento de um cânion submarino em um talude deposicional clástico. As setas indicam as modificações comuns do caminho evolucionário completo (modificado de Galloway, 1998).

Pelo geral são poucos os cânions maduros que tem condições de dominar a rede de drenagem submarina, justamente quando poucos rios dominam a drenagem subaérea. Grandes cânions podem escavar recuando até a plataforma (Fig. 4.8, passo 4). Se grandes volumes de sedimentos são interceptados e desviados da plataforma ou sistemas de transportes costeiros, um sistema de leques com arquitetura em *onlap* em direção à desembocadura do cânion pode se desenvolver (Fig. 4.8, passo 5). O reduzido gradiente do cânion devido ao *onlap* e agradação na base do talude leva ao preenchimento progradacional final do cânion, o qual ocorre quando o suprimento

sedimentar diminui a eficiência do transporte gravitacional de massa. Deste modo, a completa sucessão de preenchimento do cânion consiste de uma sucessão inferior em *onlap* recoberta por uma sucessão em *offlap* (figura 4.8, passo 6), Galloway (1998).

Ao interpretar a origem dos cânions identificados na linha 0231- 484, relaciono três hipóteses prováveis para a explicação de suas formações e respectivo ambiente paleogeográfico.

4.1.1 - Hipótese 1

Nesta hipótese considera-se que a origem dos cânions estaria vinculada à presença da drenagem na plataforma em consequência da queda do nível mar (regressão marinha), ou seja, em um estágio de mar baixo. Em tal situação os cânions teriam se formado durante o rebaixamento do nível do mar, estágio paleogeográfico que é confirmado no trabalho de Abreu (1998), figura 4.9, na qual em destaque estão os andares do Oligoceno Superior e Mioceno Inferior da Bacia de Pelotas, onde é notadamente salientando as condições de mar baixo, através das curvas relativas do nível do mar, principalmente no Eochattiano e Neoaquitaniano. A queda eustática pode ser associada à glaciação Antártica do Oligoceno Superior-Mioceno Inferior referida por Leckie & Webb (1983), Zachos (2001) e Troedson & Riding (2002). A figura 3.11B do capítulo 3, página 118, carta estratigráfica da Bacia de Pelotas, segundo Bueno et al. (2007), mostra para idade Oligoceno Superior/Mioceno Inferior, uma não deposição ou simplesmente erosão submarina na plataforma.

Em bacias com margem tipo plataforma/talude, como a plataforma em estudo, ocorre a formação de vales incisivos ou canais *bypass* e a erosão do prisma costeiro devido à queda do nível relativo do mar. Os vales incisivos ou os canais *bypass* servem de conduto para os sedimentos erodidos, que são transportados até a porção superior do talude. Devido ao maior gradiente no talude, os sedimentos sofrem escorregamentos e fluxos de massa, originando as cicatrizes de escorregamento, figura 4.10. Os cânions submarinos são formados no talude, especialmente em frente aos principais rios que chegam à costa.

Os escorregamentos e fluxos de detritos, por transformação de fluxo, originam correntes de turbidez, que descem pelo talude, preferencialmente pelos cânions, transportando os sedimentos para as partes mais profundas.

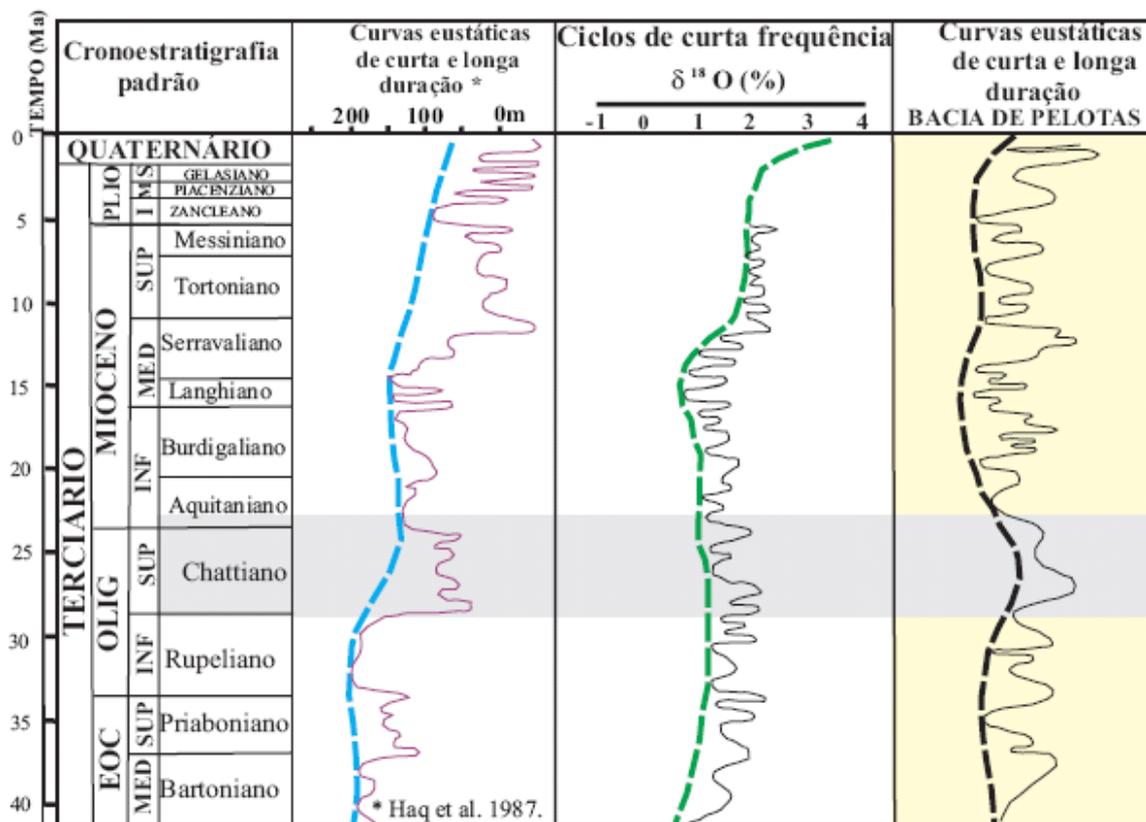


Figura 4.9 - Curvas eustáticas de longa e curta duração para o Terciário Médio e Superior, em destaque as variações da Bacia de Pelotas no Chattiano e Eoaquitano, modificada de Abreu (1998).

Os cânions identificados na linha 0231- 484 podem seguir o modelo esquemático de deposição proposto por Normark (1978). Neste caso é prevista a alimentação do cânion por drenagem, e são reconhecidas 3 diferentes divisões morfológicas para as superfícies em leque originadas pela deposição:

- (1) leque superior, que usualmente é caracterizado pelos leques dos vales de diques marginais.
- (2) leque médio, onde a deposição rápida no final do vale do dique constrói uma série de canais distributários, e

(3) o leque inferior, o qual aparentemente não apresenta qualquer relevo topográfico importante e pode corresponder ao ambiente do sopé do talude ou do assoalho da bacia.

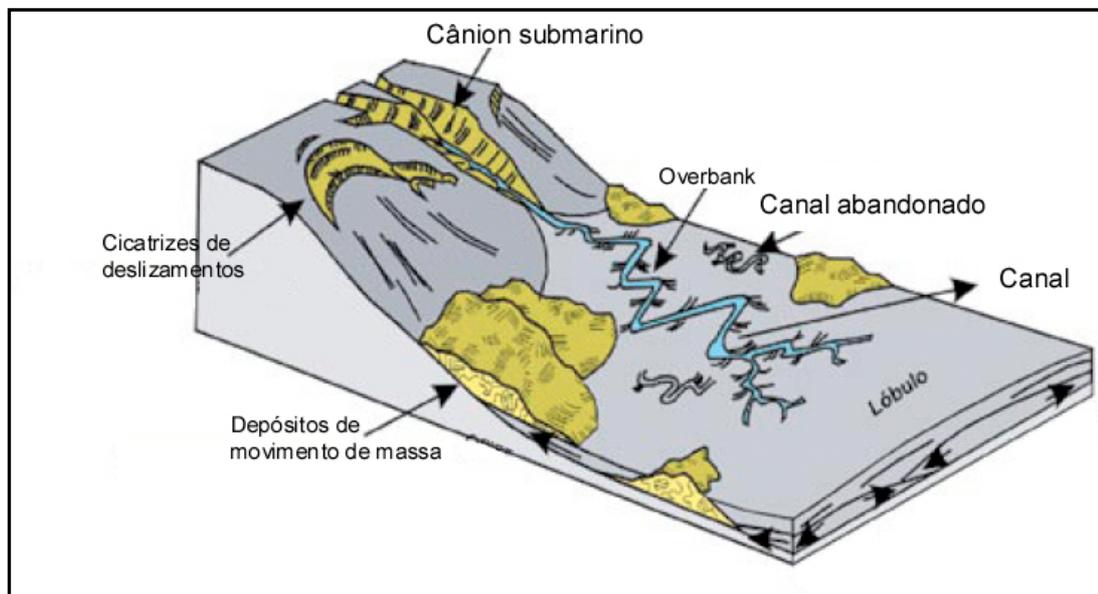


Figura 4.10 - Elementos que compõem o sistema turbidítico incluindo cânion submarino e feições de canal abandonado, áreas de depósitos de overbank e lóbulos, cicatrizes de deslizamentos, resultando em depósitos de movimento de massa modificada de Normark et al. (1993).

Assim podemos caracterizar que a hipótese 1 está fundamentada na existência de um sistema de drenagem localizada na porção continental, a qual durante a queda do nível do mar se desloca em direção à plataforma externa / borda do talude, sendo, portanto, esta migração, o principal agente de formação do cânion. Seria esperado, obviamente, que as linhas situadas para oeste, próximas e paralelas à linha 0321-484, como as linhas 0034 -0004 e 0034-0255, mostrassem evidências das drenagens que deram origem aos cânions.

A observação detalhada destas linhas e principalmente nos locais frontais as posições dos cânions da linha 0231-484, não mostra feições de drenagens, ou mesmo continuidade retrogradativa dos cânions. O que se observa nas faixas frontais aos cânions é uma determinada regularidade dos refletores, praticamente uma disposição plano paralela, (figura 4.11 e figura 4.12).

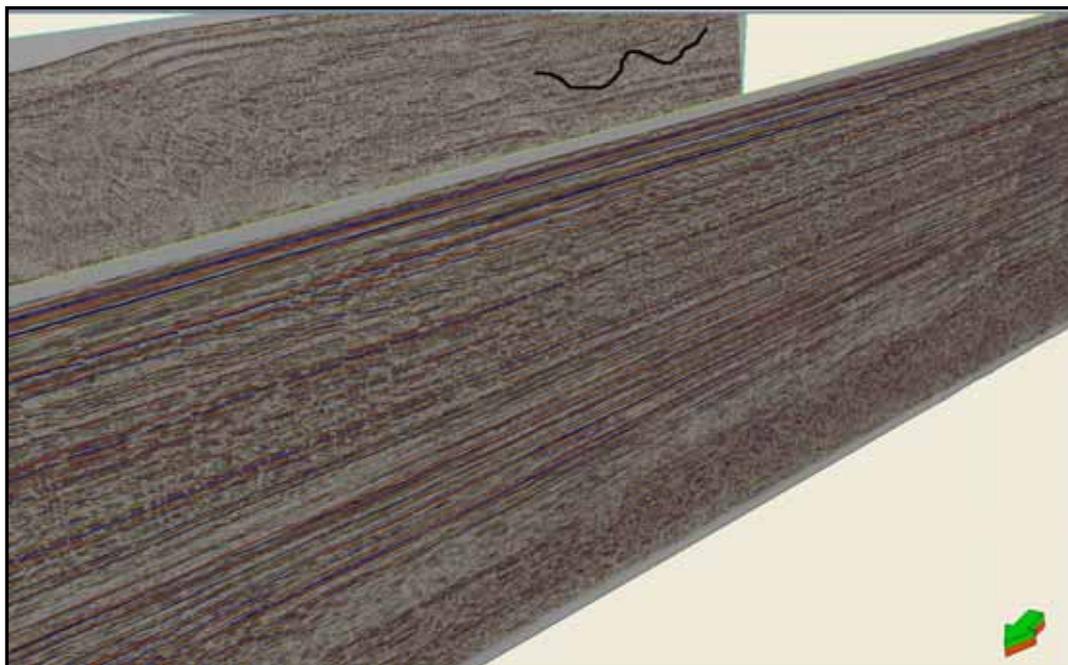


Figura 4.11 - Em primeiro plano linha 0034-0225, com refletores plano paralelos na região frontal aos cânions da linha 0231-484 assinalados em preto em segundo plano. A seta indica a direção do norte da quadrícula.

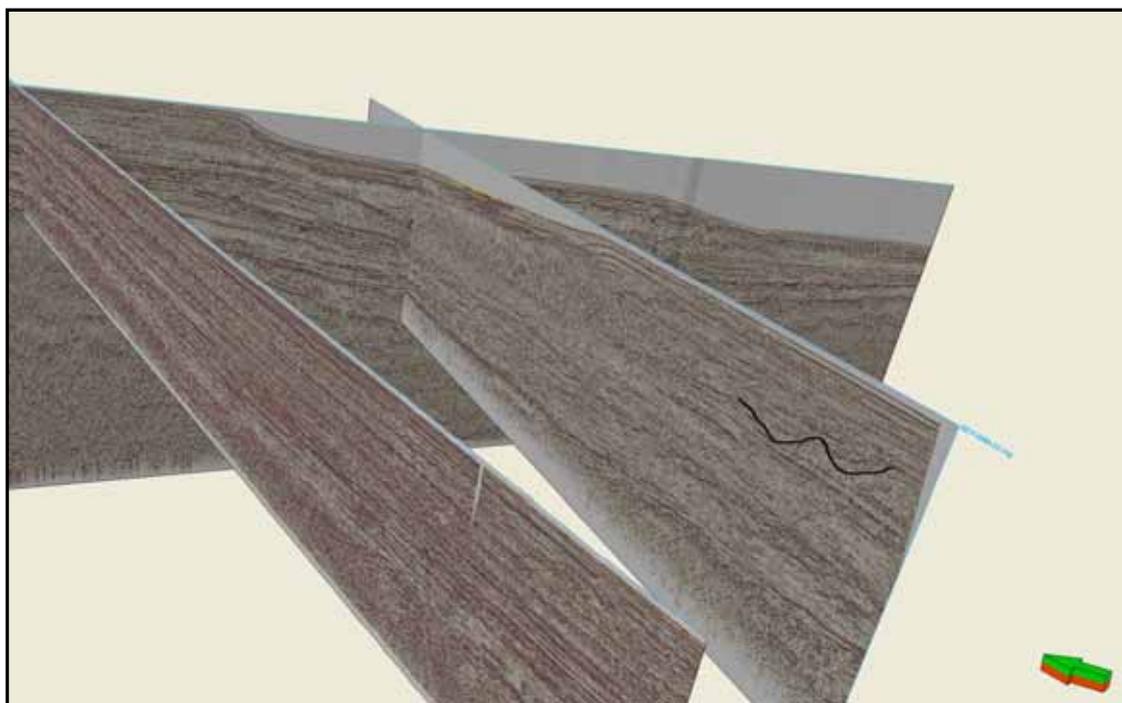


Figura 4.12 - Linha 034-0225 em primeiro plano, 031-484 em segundo e 0239-370 em interseção.

A inexistência de evidências de paleovales associados aos cânions é, portanto, um questionamento natural para a proposta de origem dos cânions pelo avanço da drenagem em direção à plataforma.

A ausência dos canais de drenagem observáveis em linha sísmica, partindo-se da hipótese que tenham existido preteritamente, pode ser explicada pelo modelo proposto em Posamentier (2001) e Catuneanu (2006).

Segundo os autores, os processos deposicionais e produtos do trato de sistemas de mar alto recobrem em *downlap* a superfície de máxima inundação. O conteúdo desses sedimentos forma o prisma de mar alto que é constituído por depósitos fluviais, costeiros e praias.

A drenagem continental atinge a zona costeira, originando geralmente um vale inciso na superfície de prisma de mar alto. Conforme Posamentier (2001), o vale inciso é configurado se a incisão do rio é de tal profundidade que mesmo em regime de cheia o fluxo não atinge os bancos do rio e nesta condição a planície aluvial fica sem deposição. A medida que ocorre um rebaixamento do nível do mar, e se instala gradativamente o trato de sistemas de mar baixo, a drenagem começará a penetrar na plataforma pela exposição subaérea da mesma.

A atuação da drenagem na superfície exposta da plataforma pode ocorrer de duas maneiras excludentes:

1- ao atingir a plataforma a drenagem utiliza sua extensão com superfície de transpasse, (*bypass*), ou seja, apenas como caminho ou rota dos sedimentos da plataforma para o assoalho da bacia. Neste caso os canais são de pequena magnitude, e provavelmente difíceis de serem observados em sísmica de grande penetração e baixa resolução, como é o caso do material sísmico utilizado neste trabalho.

Não é gerado vale inciso porque existe um equilíbrio entre a declividade da incisão fluvial no prisma de mar alto e a declividade da plataforma exposta. As figuras 4.13 e 4.14 A mostram a situação de prevalência do canal *bypass*.



Figura 4.13. Fotografia aérea oblíqua mostrando o prisma costeiro de mar alto de idade pleistocênica, que se dispõe por detrás e a cima da linha de costa de regressão forçada do Great Salt Lake, Utah. A seta branca localiza a incisão fluvial a qual limita o prisma de mar alto. A profundidade da incisão decresce para jusante (pendente abaixo) à medida que o gradiente da terreno se torna em equilíbrio com o perfil do grade fluvial, para além do sopé do prisma de mar alto, modificada de Catuneanu (2006).

2 - ao atingir a plataforma a drenagem executa uma incisão fluvial profunda de modo que é gerado vale inciso. Segundo os autores citados, os estudos sugerem que nas áreas com quiescência tectônica, seguramente os vales incisos se formam se a plataforma exposta tiver uma declividade mais elevada do que o grade do perfil do vale fluvial no prisma de mar alto, figura 4.14 B.

Entre as duas maneiras de penetração da drenagem na plataforma exposta, *bypass* ou vale inciso, as características da área de estudo sugerem que a penetração por *bypass* seja a situação paleográfica mais indicada.

Na bibliografia é citada uma outra maneira aventada para a não preservação dos vales incisos ou mesmo dos canais *bypass*, que é a proposta por Ashley & Sheridan (1994).

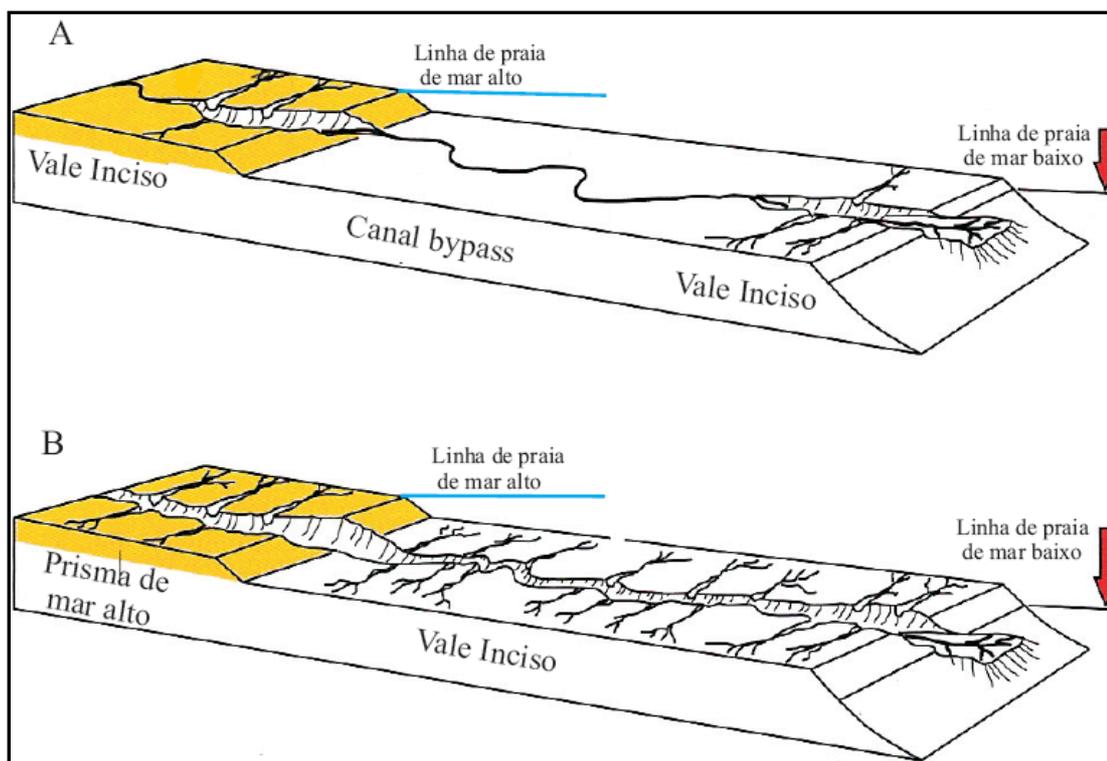


Figura 4.14. (A) - Plataforma e perfil fluvial em equilíbrio de declividades, propiciando zonas de canal bypass na plataforma. (B) - Plataforma com declividade superior ao perfil fluvial gerando vales incisos, modificada de Catuneanu (2006).

Após o trato de sistemas de mar baixo de sistemas de mar baixo, durante a subsequente elevação do nível do mar, o sedimento superficial na planície aluvial é retrabalhado pelas ondas e marés. As taxas de translação da linha de praia devido à elevação do nível do mar ao longo da plataforma podem variar de 1 a 3 m ao ano, em uma inclinação estimada na plataforma de 0,006 - 0,00016 (20' 38" - 0' 33"), e elevação do nível do mar de 1 a 10 mm/ano. Walker (1992) argumenta que de 5 a 15m (profundidade típica do nível de base das ondas) pode ser removido pela erosão marinha durante a elevação do nível do mar, e portanto, somente as porções mais profundas dos vales seriam provavelmente preservadas no registro geológico. A destruição dos canais pelo transgressão marinha é uma possibilidade também a ser considerada.

4.1.2 - Hipótese 2

Nesta segunda hipótese a formação dos cânions seria causada pelos movimentos de fluxo de sedimentos na plataforma externa. Segue o modelo proposto por Peres (1993) e que foi utilizado para explicar as características e evolução dos turbiditos ricos em areia de água profunda de idade Oligoceno-Mioceno na Bacia de Campos.

Essa hipótese é relacionada principalmente por ser independente da existência de paleodrenagem na plataforma.

Os cânions se formariam em fases diferentes do processo de geração de turbiditos alimentados pelos sedimentos da plataforma. A estrutura básica necessária para o desenvolvimento do sistema inclui os seguintes elementos:

- (1) - deposição de um grande volume de clásticos supridos pela bacia durante a fase de acumulação das unidades sedimentares da plataforma.
- (2) - pulsos tectônicos localizados que modificam a declividade da plataforma externa e que inicializam o fluxo de massa.
- (3) - uma relativa queda do nível do mar, que causa exposição subaquática dos sedimentos da plataforma com retrabalhamento em ambiente raso e de alta energia

Esses três elementos básicos são igualmente importantes para o desenvolvimento do sistema de turbiditos alimentados pela plataforma, mas a posição do nível do mar controla as fases progradacional, agradacional e retrogradacional do sistema.

A fase progradacional se inicia quando uma quantidade significativa de sedimentos são transportados predominantemente por correntes de turbiditos. Esse fluxo é criado por escorregamentos de grande escala provocados por pulsos tectônicos (exemplo: halocinese), que deformam a plataforma externa, aumentam a sua declividade e conseqüentemente levam ao colapso dos materiais não consolidados da mesma. As paredes das escarpas dos escorregamentos muito

íngremes e instáveis são propensas a desenvolver subsequentes fluxos que escavam cânions relativamente largos na plataforma externa, figura 4.15.

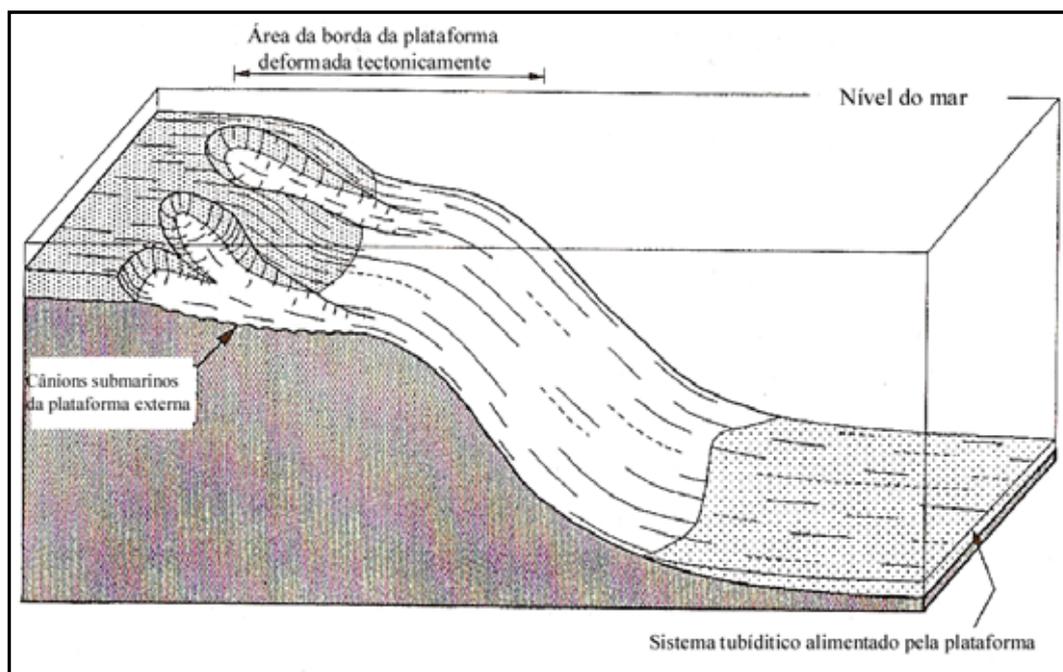


Figura 4.15 - Bloco diagrama, sem escala, mostrando cânions submarinos que se desenvolvem por escorregamentos em borda de plataforma deformada tectonicamente, segundo Peres (1993).

Assumindo o retorno de uma fase de quiescência tectônica o sistema depende da continuação do rebaixamento do nível do mar para exposição progressiva de grandes áreas dos sedimentos à ação dos processos erosivos de alta energia como tempestades e ação do nível base das ondas.

As fases agradacional e retrogradacional não são importantes na formação dos cânions e por isso não serão comentadas.

Em relação ao estudo realizado por Peres (1993) na Bacia de Campos, pode-se citar que há coincidência de elementos com os dados da área de estudo na Bacia de Pelotas. Houve um pulso tectônico andino, figura 3.25, página 151, Orogenia Quechua I, no Eomioceno, a qual poderia ocasionar uma alteração na plataforma e instabilizar os sedimentos não consolidados. Ocorreu, da mesma forma, um rebaixamento do nível do mar, documentado por Abreu (1998), cujo período de ocorrência é o mesmo. Evidentemente, não há como comprovar a existência de um

rico pacote de sedimentos das unidades constituintes da plataforma externa na Bacia de Pelotas.

4.1.3 - Hipótese 3.

Esta hipótese apresenta uma característica diferente das duas outras anteriores, pois enquanto aquelas apresentam-se, entre outros fatores, dependentes das quedas eustáticas globais do nível do mar, esta é independente. Ocorre, portanto, no trato de sistemas de mar alto.

Fetter et al. (2009) realizaram pesquisa na bacia de Santos referente ao estabelecimento deposicional do gigantesco reservatório turbidítico e evolução paleogeográfica da bacia. Segundo os autores, as principais tendências da composição detrítica indicam que a evolução geodinâmica da margem continental tem exercido controle no suprimento de areia para os sistemas de águas profundas. Este controle foi imposto pela interação de três processos geodinâmicos:

- 1- recuo da escarpa das elevações litorâneas,
- 2- plumas mantélicas relacionadas ao soergimento dinâmico e atividade magmática, e
- 3- reativação tectônica das principais zonas de falhas do embasamento.

Discutem os autores que a energia necessária para promover o processo de transporte da massa turbidítica pode ser derivada de dois tipos de sistemas segundo (Normark & Piper, 1991, e Mutti et al., 2003):

- 1-energia potencial do relevo litorâneo mais a energia cinética da carga do rio, e
- 2-energia potencial do gradiente do *front* deltaico mais a energia do colapso do *front* deltaico.

A energia potencial suprida pelo relevo costeiro é produto de processos geodinâmicos, enquanto que a energia potencial dos gradientes da plataforma e do frente do delta estão relacionados fundamentalmente a processos estratigráficos.

Por sua vez, a energia cinética das cheias dos rios é um produto de processos climáticos, quer seja devido ao degelo ou excesso de chuvas, enquanto a energia cinética do colapso do fronte do delta pode ser liberada por atividade tectônica e/ou instabilidade do talude.

Com relação a terceira hipótese não há menção na bibliografia sobre a existência de acentuado relevo e escarpas nas proximidades dos cânions. Também não é citada a ocorrência do efeito de pluma mantélica na idade de formação dos mesmos. O evento de reativação do embasamento cristalino pode ser associado e coincidente com o processo de formação dos cânions.

Ao analisar as três hipóteses, a hipótese número 1, é a mais consistente, ou seja, associada à queda eustática do nível do mar, com a formação de cânions acionados por drenagem. A inexistência de drenagem observável em sísmica deve ter sido causada tanto pelas características da formação dos canais fluviais de transpasse, que não são incisos, como também pela ação das ondas quando da retomada da elevação do nível do mar subsequente. Há também que ser levado em consideração, a possibilidade dos paleovales não terem sido observados na interpretação, em função das resoluções tanto horizontal como vertical das linhas sísmicas dos dados do trabalho, as quais seriam insuficientes para detectar os mesmos. As informações sobre as resoluções não são conhecidas. Os parâmetros de aquisição de dados sísmicos, tanto no mar quanto em terra, tanto em 2D quanto em 3D, são determinados de acordo com o tamanho da feição que se quer detectar.

4.1.4 - A drenagem continental atual no Estado do RS e as feições sísmicas do Oligoceno Superior-Mioceno Inferior.

A interpretação da linha sísmica 0231-0484 levou a identificação de dois cânions de idade Oligoceno Superior-Mioceno Inferior. Como foi descrito anteriormente estes cânions se formaram quando do avanço da linha de costa em direção à plataforma externa-borda superior do talude à medida que se instalava o trato de sistemas de mar baixo.

Da mesma forma, postulamos a hipótese que a drenagem na plataforma em direção ao talude foi o principal motivo para o acionamento do processo de formação dos cânions

Isso colocado, faz-se necessário analisar as atuais direções de drenagem predominantes no continente e que provavelmente poderiam ter sido influentes na formação dos cânions.

As drenagens continentais que podem atuar na plataforma sul-rio-grandese são provenientes de áreas do Estado do Rio Grande do Sul e do Uruguai.

Pode-se identificar no Rio Grande do Sul cinco direções predominantes de drenagem, ou vetores predominantes de drenagem, figura 4.16.

Vetor Oeste - drenagem com direção oeste, sendo predominante o Rio Uruguai que em seu trecho intermediário gradativamente inflete para sudoeste. No extremo norte Rio Grande do Sul os afluentes da margem esquerda do Rio Uruguai correm para norte e à medida que o rio principal se estende para o interior do continente os afluentes correm para oeste. A tendência para oeste, oposta à margem atlântica é seguida pelos principais rios de Santa Catarina (Canoas), Paraná (Iguaçu, Ivaí e Paranapanema), São Paulo (Tiete, Mogi-Guaçu), e sul de Minas Gerais (Grande). Esta tendência foi herdada em consequência da província basáltica ocorrida entre 135 a 130 Ma (Peate et al. 1990 apud Abreu 1998), Bueno et al. (2007), formação Serra Geral da Bacia do Paraná, deflagrada pela pluma mantélica no *hotspot* Tristão da Cunha. O sentido contrário ao Atlântico também é observado na província basáltica de Etendeka na Namíbia e Angola destacando-se os rios Zambezi e Cubango (Cox, 1989). Estes rios são geneticamente consequentes pois seguem a pendente oeste (América) e leste (África), do relevo inicialmente dômico, mesmo alguns deles tendo suas nascentes muito próximas do Atlântico Sul.

Vetor Sul-Leste - drenagem situada na porção central e leste do RS. O sentido de drenagem para o sul é herdada pela pendente do bordo sul da província basáltica e correm neste sentido os rios Jacuí, Taquari (Antas), Caí e Sinos. Estas drenagens mudam seu sentido de fluxo para leste na região geomorfológica da atual Depressão Periférica, em função principalmente da presença do relevo do escudo Uruguai-

Sul-rio-grandense. Nas proximidades de Porto Alegre estas drenagens vencem a barreira do embasamento cristalino, provavelmente encaixando-se nos falhamentos de direção noroeste, seguindo seu percurso no sentido sul-sudeste. Ao sul deste área localiza-se a drenagem do Rio Camaquã, cuja direção se assemelha muito ao percurso oeste-leste do Rio Jacuí, também infletindo para sudeste no seu terço final. A tendência final predominante destes vetores parece ser para sul.

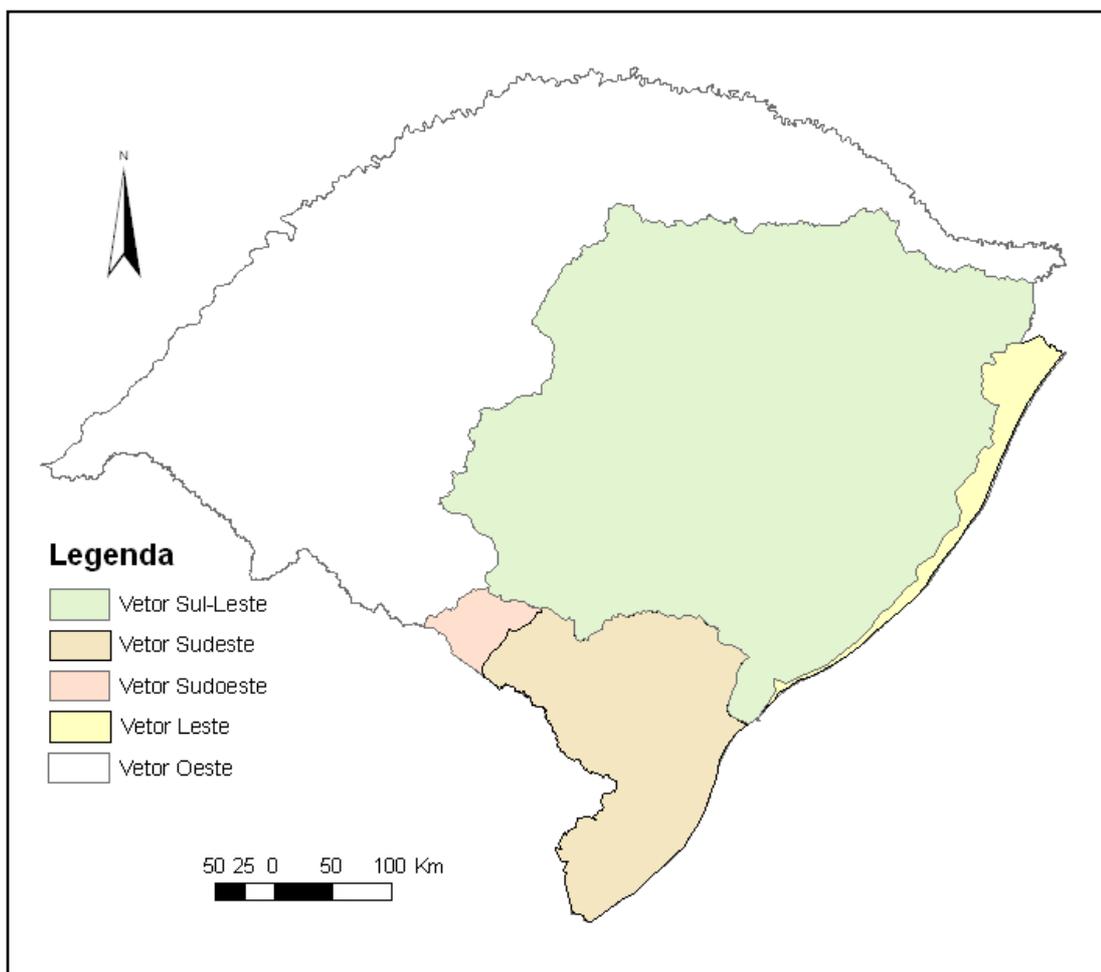


Figura 4.16 – Localização em superfície dos principais vetores de drenagem atuais no Estado do Rio Grande do Sul.

Vetor Sudeste - no extremo sul do Estado o vetor predominante de drenagem é direcionado no sentido sudeste. Compõem esta drenagem os Rios Piratini e Jaguarão, Arroio Basílio e Arroio Grande.

Vetor Sudoeste - região situada em porção intermediária do limite do Estado do RS com o Uruguai, tendo como drenagem principal as nascentes do Rio Negro e seus

afluentes. O rio Negro atravessa Uruguai na direção sudoeste indo ao encontro do Rio Uruguai no extremo sudoeste daquele país.

Vetor Leste - situado no litoral do RS, onde há muitas lagoas e predomínio de rios no extremo norte, onde estes rios correm para leste.

Com relação à origem do cânion 1, sugere-se que ela está relacionada com a atual rede de drenagem sudeste e associada também à drenagem proveniente do Uruguai (figura 4.17), sendo principal rio o Cebolati que tem direção nordeste e outro rio importante situado mais a norte é o Taquari. A projeção da direção destes dois rios e as projeções do Rio Jaguarão e terço superior do Rio Piratini parecem convergir para um ponto único central situado na região do Baixo Taim.

Rosa (2007) e Rosa et al. (2008) constataram na região do Banhado do Taim a ocorrência de uma anomalia gravimétrica negativa (mapa Bouguer) e no mapa magnetométrico anomalias com orientação E-W, inclusive junto à anomalia Bouguer negativa. Segundo os autores, a análise dessas anomalias permitiu interpretar a existência de fraturas preenchidas por intrusões de rochas básicas. Entre essas fraturas ocorre uma depressão no embasamento granítico, que se estende para leste e para norte, e que poderia controlar a ocorrência de paleodrenagem nesta região. Sugere-se que as drenagens provenientes do Uruguai associados ao rio Jaguarão utilizassem esse rebaixo do embasamento e por ele alcançassem a plataforma juntamente com o rio Piratini. Os sedimentos trazidos por estas drenagens foram deflagradoras do cânion 1 em regime de mar baixo, (fig. 4.17).

Neste trabalho, sugere-se que a principal fonte desencadeadora do cânion 2 e supridora dos sedimentos foi o sistema de drenagem do vetor sul-leste. Neste contexto, a paleodrenagem do sistema **vetor sul-leste** erodiu as bordas da escarpas da Formação Serra Geral, na época situadas mais a sul do que no presente, (Fontana, 2002), e também, à margem direita, outras formações da Bacia do Paraná e do Escudo. Estes processos de denudação foram responsáveis pela abertura da Depressão Periférica Gaúcha, no Teciário Superior, Ab' Saber (1969), Justus et al. (1986). Mais ao sul o rio Camaquã exerceu importante papel no processo de denudação das rochas do embasamento.

No estágio de mar baixo, Oligoceno Superior - Mioceno Inferior, a projeção desta paleodrenagem ocupava a plataforma exposta, atingindo a plataforma externa-talude superior, deflagrando a formação do Cânion 2 (fig. 4.17).

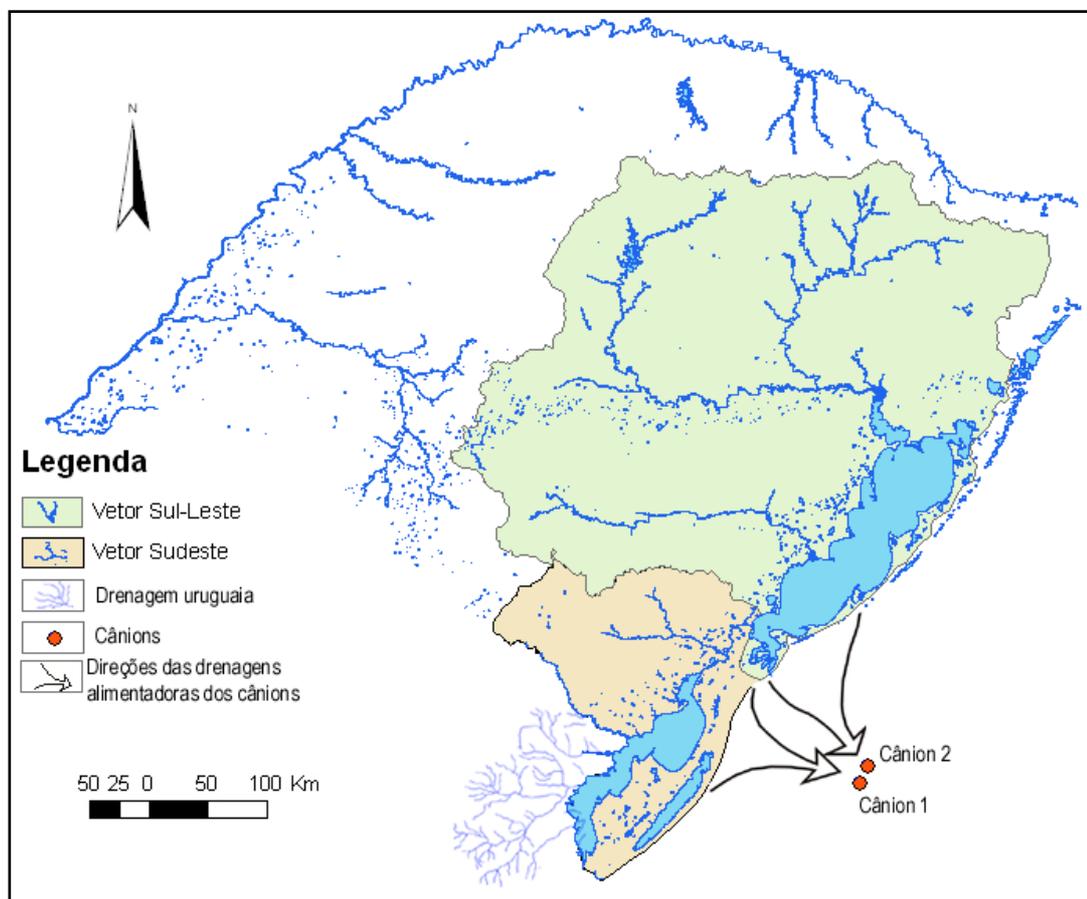


Figura 4.17 - Principais vetores de drenagens alimentadores dos cânions. O cânion 1 foi suprido pela drenagem sudeste e pela drenagem provinda do Uruguai. E o cânion 2 teve como fonte supridora as drenagens provindas do sistema sul-leste.

4.1.5 - Os cânions submarinos da linha 032-484 e o pacote de sedimentos do Cone do Rio Grande.

Baseado no trabalho Normark (op. cit), a morfologia, estrutura e padrão de sedimentação dos leques submarinos em diferentes configurações geográficas e geológicas sustentam um modelo padrão de crescimento que pode ser aplicado aos depósitos de turbiditos. A maioria dos leques submarinos apresentam três divisões morfológicas conhecidas (página 164), figura 4.18 e figura 4.8 passo 5. A linha sísmica 0239-0370 (figura 4.19) com disposição aproximadamente perpendicular à linha de costa (dip) permite identificar as paleo feições morfológicas do fundo

submarino da idade Oligoceno-Mioceno, como a plataforma, talude e bacia, figura 4.20.

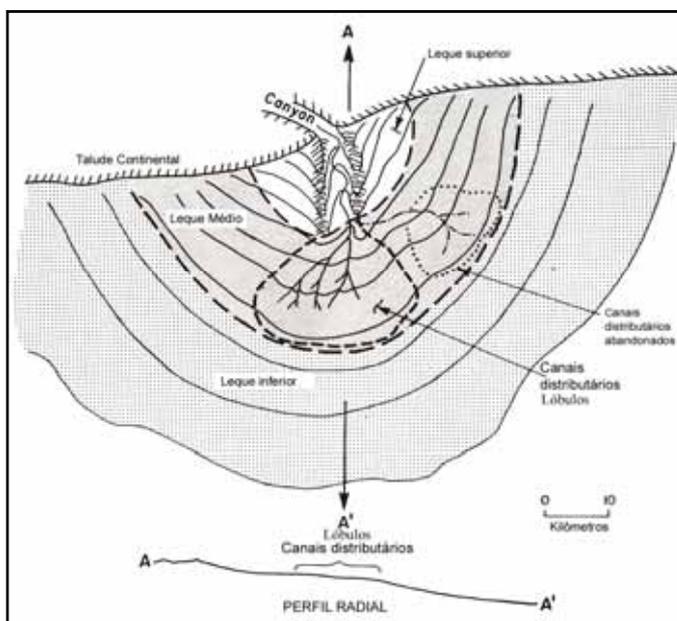


Figura 4.18 - Divisões morfológicas do modelo de depósito de turbiditos abastecidos por cânion, modificado de Normark (1978).

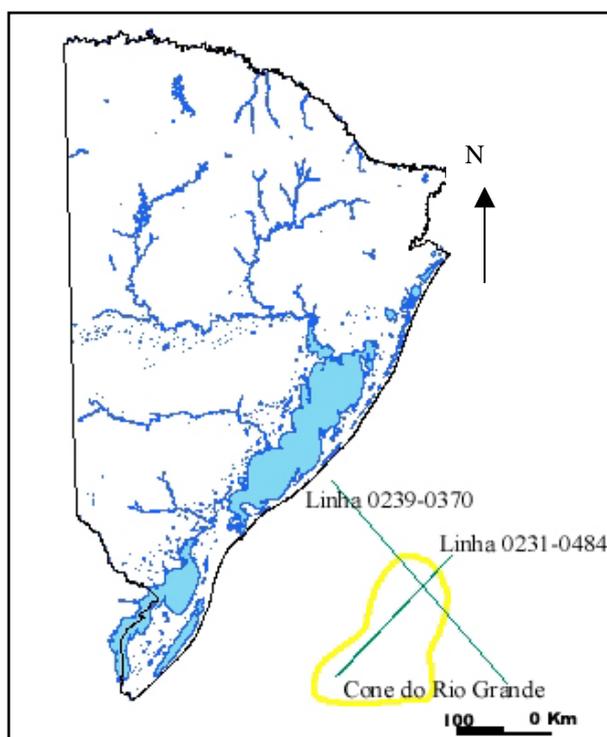


Figura 4.19 - Localização das linhas 0239-0370 (dip) e 0231-0484 (strike) em interseção.

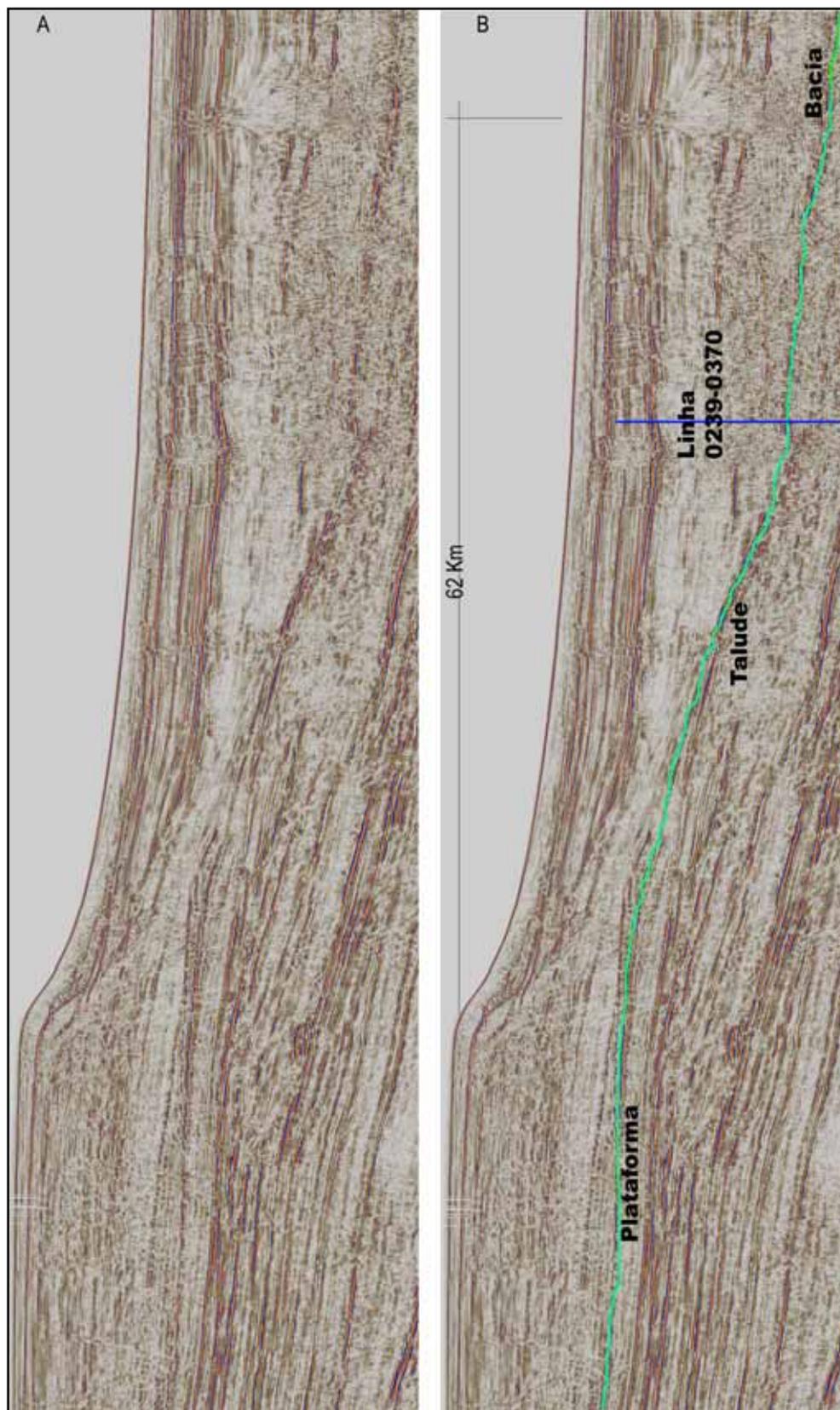


Figura 4.20 -(A) Cena da linha 0239-370 não interpretada e (B) interpretada: indicando paleos plataforma, talude e bacia, de idade Oligoceno-Mioceno e posição da linha 0231-0484.

A figura 4.20 mostra um pacote de sedimentos sobre a linha do sopé do talude e sobre a linha da base da bacia, com disposição não regular. Ao passo que a figura 4.21 evidencia, através dos refletores idênticos, que as superfícies refletoras dos cânions da linha 0231-484 e da plataforma, talude e bacia da 0239-0370 são os mesmos.

Baseado nesta observação, embora considerando o afastamento geográfico da linha 0239-0370 e os cânions, é possível supor, que os sedimentos que compõem a base do sopé do talude e a base da bacia foram trazidos pelos cânions, depositados em forma de leque, e constituíram a base do pacote sedimentar denominado de Cone do Rio Grande, no estágio inicial de mar baixo (*early low stand*), na época Oligoceno Superior-Mioceno Inferior.

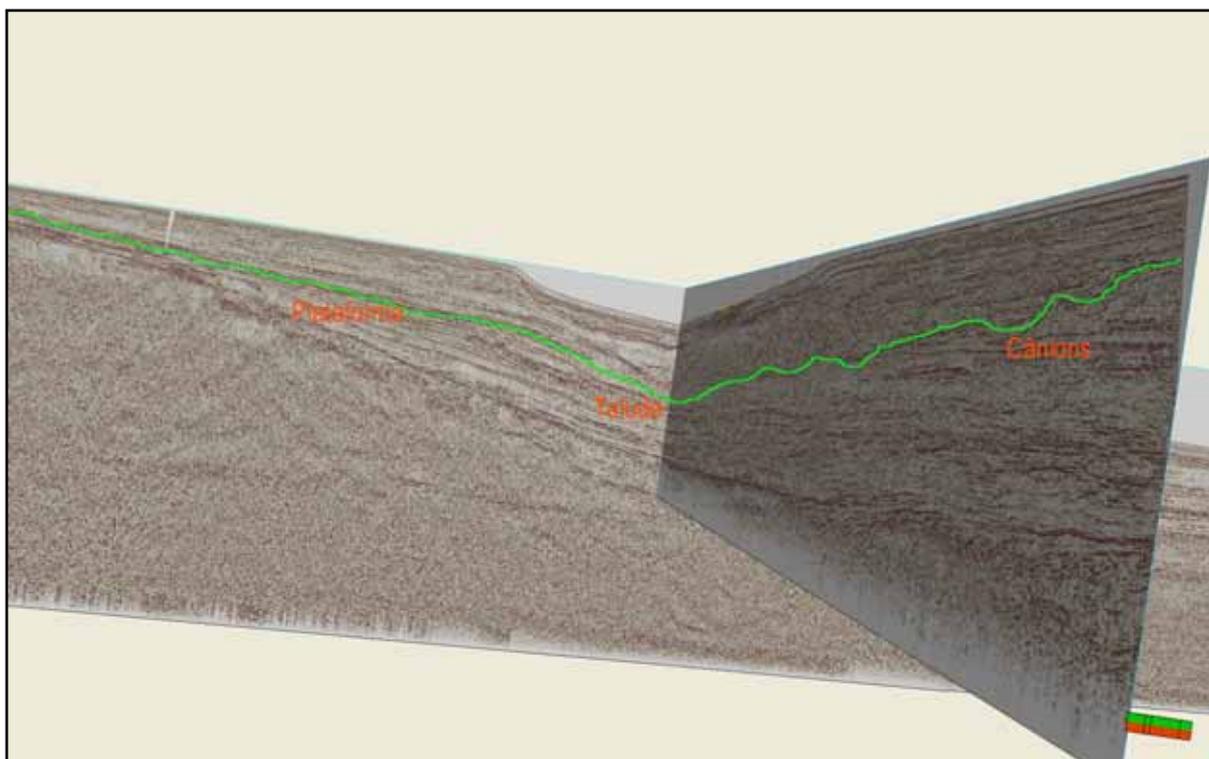


Figura 4.21 - Imagem sísmica da interseção das linhas 0239-0370 à esquerda e 0231-0484 à direita. A linha verde identifica a superfície refletora de idade Oligoceno Superior - Mioceno Inferior dos cânions (linha 0231-0484) e plataforma e talude (linha 0239-0370).

4.2 Feições sísmicas do Mioceno Médio ao Plioceno (N630 - N640- N670).

Silveira & Azambuja Filho (2000) interpretaram linhas sísmicas *dip* e *strike* situadas desde a plataforma interna até a externa na mesma área de estudo deste trabalho. Identificaram cinco feições de paleodrenagem de idades miocênicas e pliocênicas, figuras 4.22, 4.23 e 4.24.

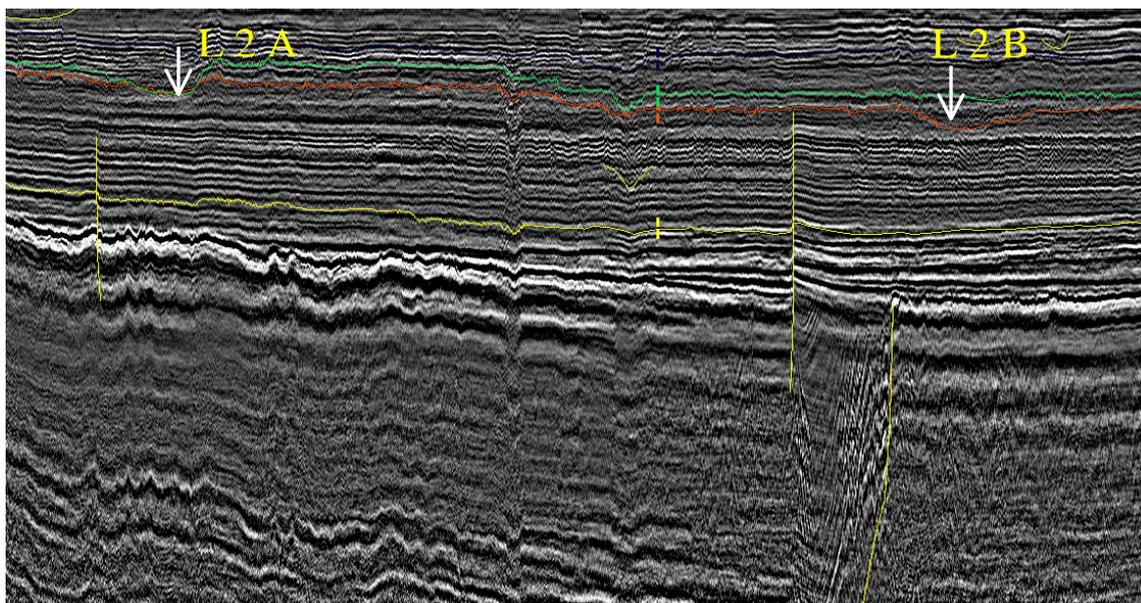


Figura 4.22 - Feições de paleodrenagem da linha sísmica 0034-0002 identificados por Silveira & Azambuja Filho (2000). A linha vermelha representa a zona de nanofóssies N630 com idade Mioceno Médio a Superior. E a linha verde a zona N640 com idade Mioceno Superior. (L2A=canal A da linha 0002 e L2B=canal B da linha 0002).

Um fato notável é que os autores trabalharam com grande exagero vertical na visualização das seções sísmicas, ou seja, a escala vertical de tempo duplo da onda sísmica ficou muito exagerada se comparada com a dimensão horizontal da extensão das linhas.

De uma outra maneira, podemos citar que as dimensões verticais (tempo) ao representar aparentemente as profundidades estariam dispostas em uma escala grande, ao passo que as dimensões horizontais que envolvem centenas de quilômetros estariam em uma escala pequena. Este procedimento favorece ou realça o encurvamento das feições.

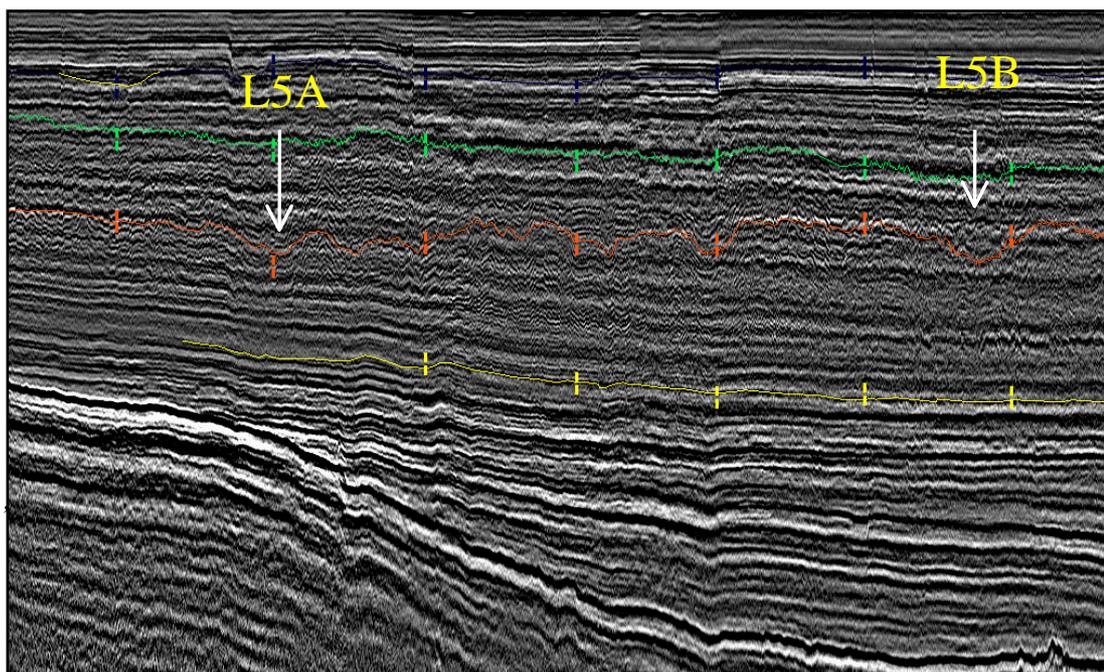


Figura 4.23 - Feições de paleodrenagem da linha 0034-0005 observados por Silveira & Azambuja Filho (2000). (L5A= canal A da linha 0005 e L5B=canal B da linha0005).

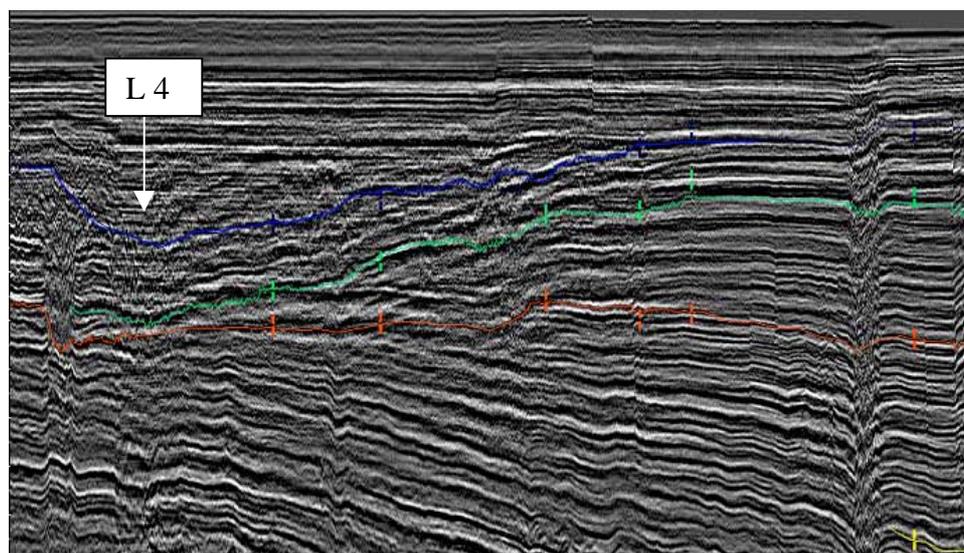


Figura 4.24 - Paleodrenagem L 4 da linha 0034- 0004 conforme Silveira & Azambuja Filho (2000). A linha azul representa a zona de nanofósseis N670, Eoplioceno.

Com base na interpretação sísmica dos autores citados, foram feitas as análises das linhas da área de estudo situadas ao longo da plataforma. A figura 4.25 mostra a localização das feições de paleodrenagens identificadas de idade Mioceno Médio ao Plioceno.

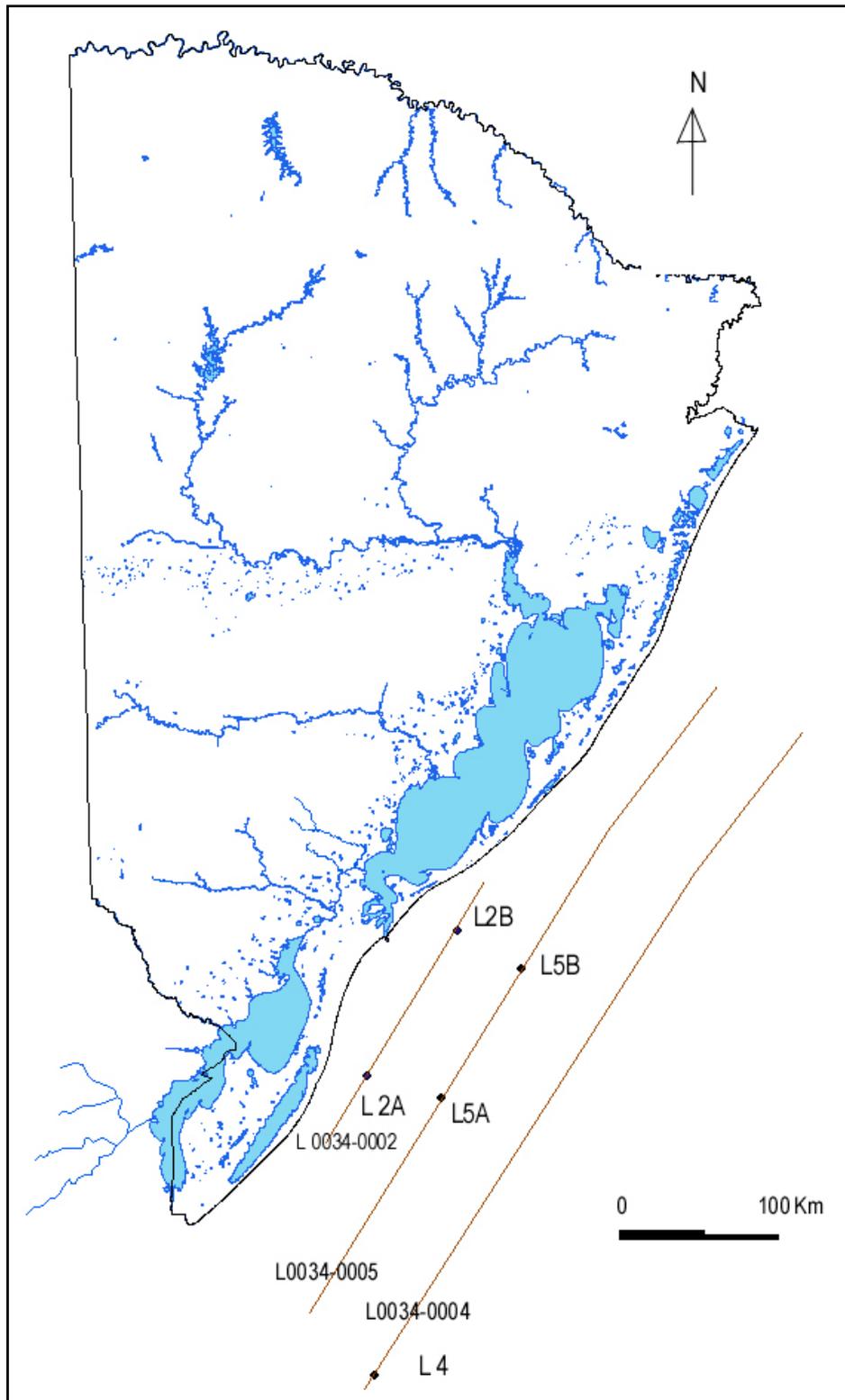


Figura 4.25 - Localização das feições de paleodrenagens identificadas de idade Mioceno Médio-Superior ao Plioceno nas linhas sísmicas da plataforma.

4.2.1 - Análise das feições sísmicas do Mioceno Médio a Superior (N630), Mioceno Superior (N640) e Eoplioceno (N670).

As feições sísmicas de paleodrenagens da linha 0034-0002 identificados na figura 4.22, quando observadas em cena sem elevado exagero vertical se tornam difíceis de serem delimitadas. Por essa razão as feições sísmicas L2A e L2B da linha 0034-0002 mostradas nas figuras 4.26 e 4.27 e 4.28, mantêm ainda exagero vertical elevado.

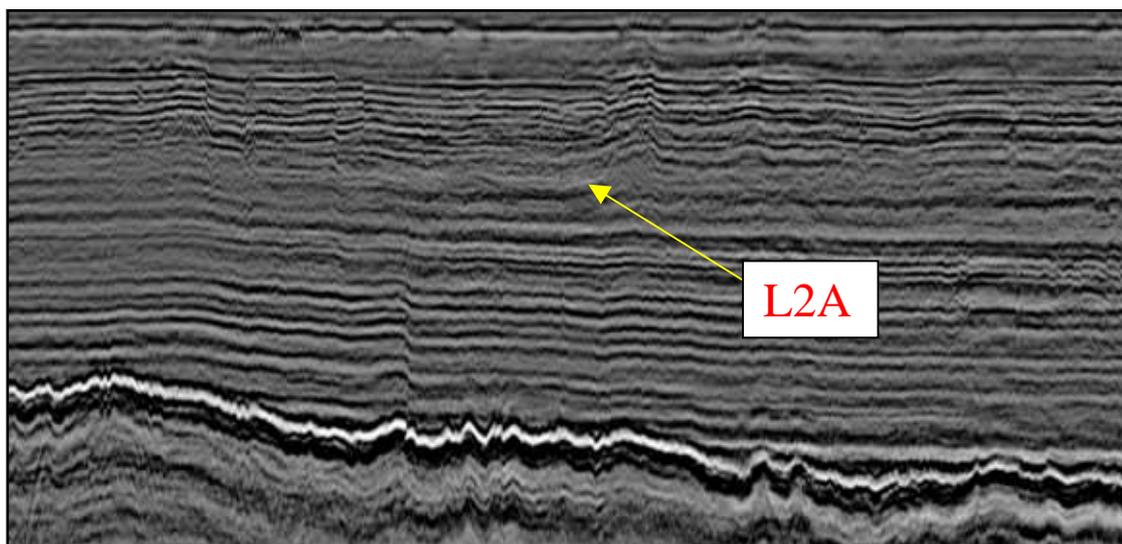


Figura 4.26- Feição de paleodrenagem L2A de idade Mioceno Médio a Superior (N630), da linha 00034-0002.

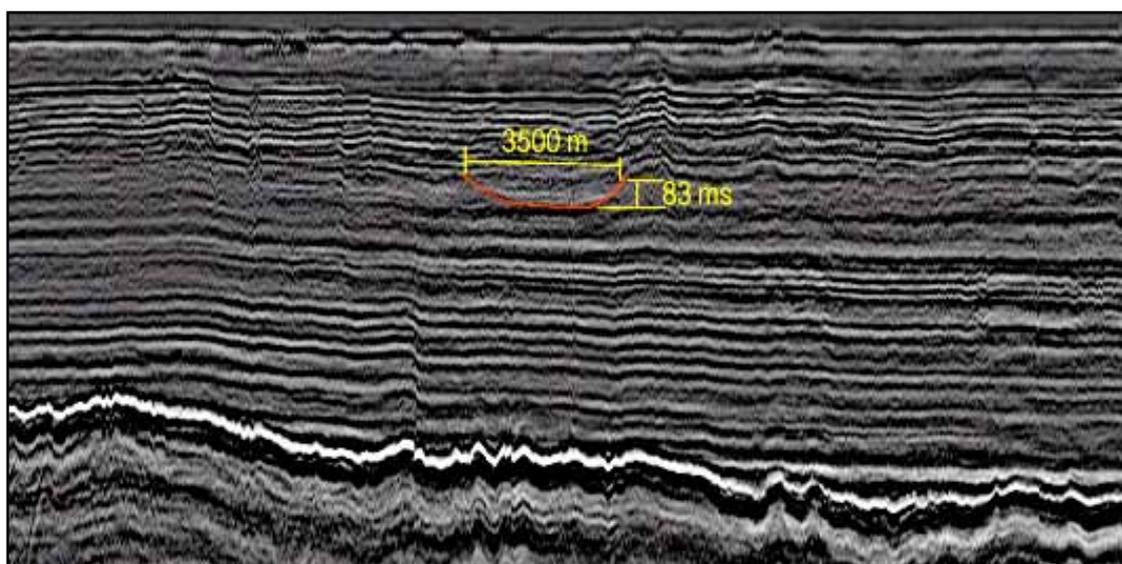


Figura 4.27 - Feição de drenagem L2A da linha 00034-0002 interpretada. Largura de 3500m e profundidade estimada de 70,55 m.

A figura 4.28 mostra a identificação e interpretação da feição de paleodrenagem L2B, identificado por Silveira & Azambuja Filho (2001).

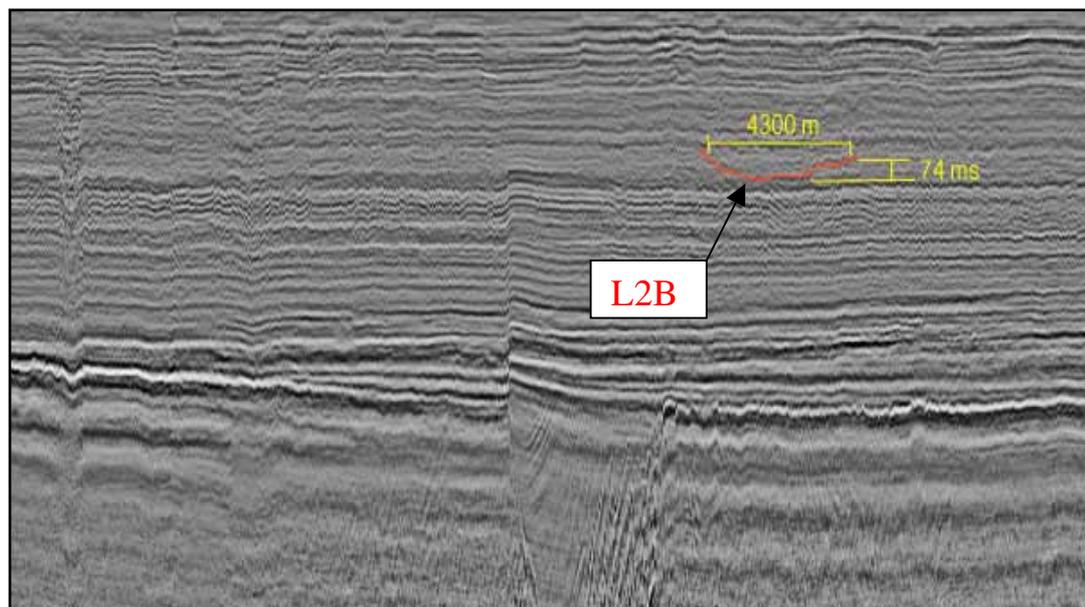


Figura 4.28 - Interpretação da feição de paleodrenagem L2B de idade Mioceno Médio a Superior. Largura de 4300 metro, profundidade estimada de 62,9 metros.

As feições de paleodrenagem da linha 0034 - 0005, L5A e L5B, podem ser observados sem a necessidade de ser utilizado um elevado exagero vertical. As figuras 4.29 e 4.30 mostram os canais já interpretados.

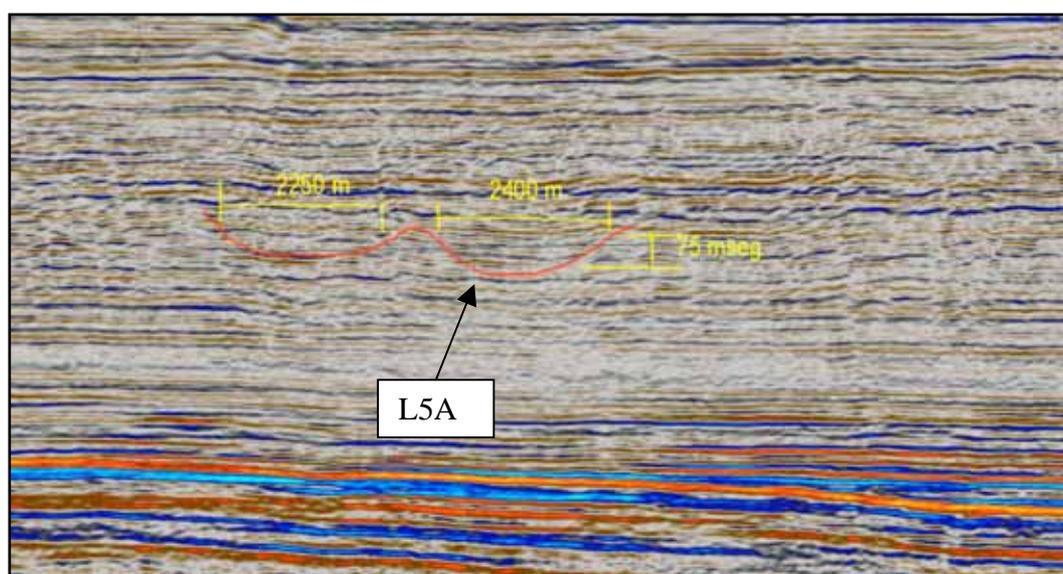


Figura 4.29 - Feição L5A interpretada, mostrando dois vales com larguras de 2250 e 2400 metros. A profundidade estimada do vale mais profundo é 63,75 metros.

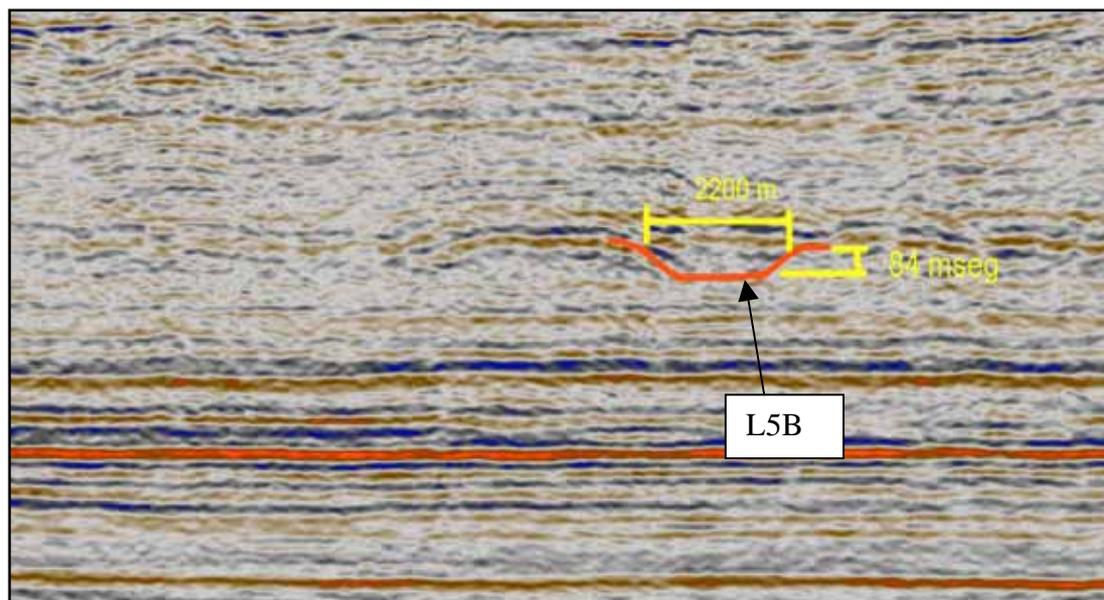


Figura 4.30 - Feição de paleodrenagem L5B, interpretada com largura de 2200m e profundidade de 71,40 metros.

As feições de drenagem L 4 da linha 0034 - 0004, figura 4.24, são sem dúvida, os paleovales melhores definidos nas linhas sísmicas da plataforma, na área de estudo. Na imagem sísmica é possível identificar superfícies de truncamento e recobrimento em *onlap*. É também observável a migração temporal dos paleovales para norte, pois a linha sísmica tem disposição paralela à linha de costa, figuras 4.31, 4.32 e 4.33.

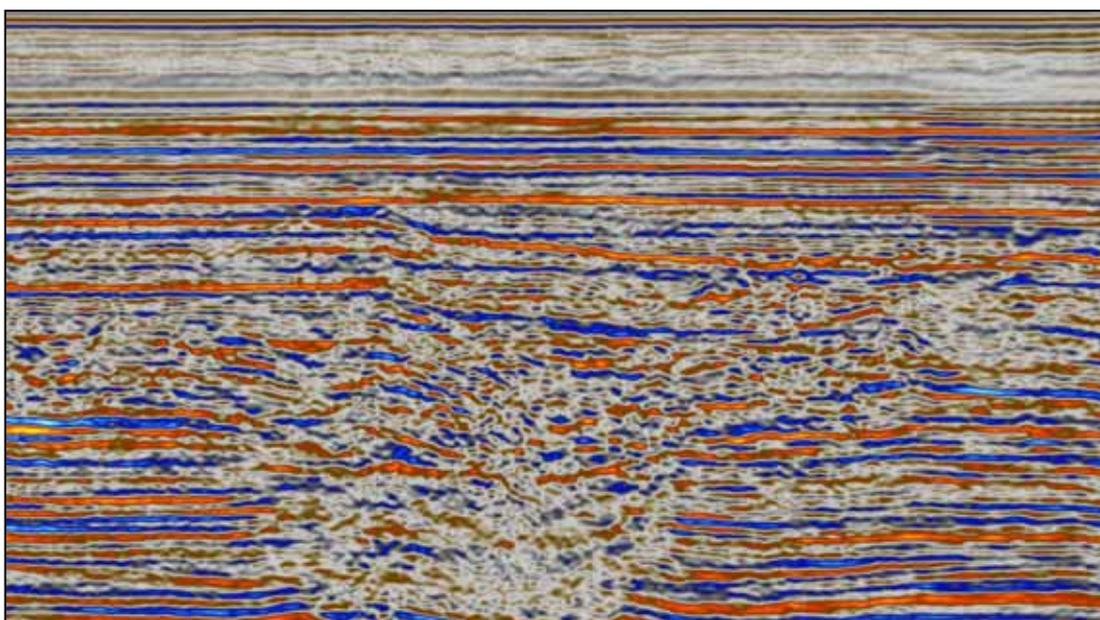


Figura 4.31 - Imagem sísmica das feições de paleodrenagens da linha 0034-0004.

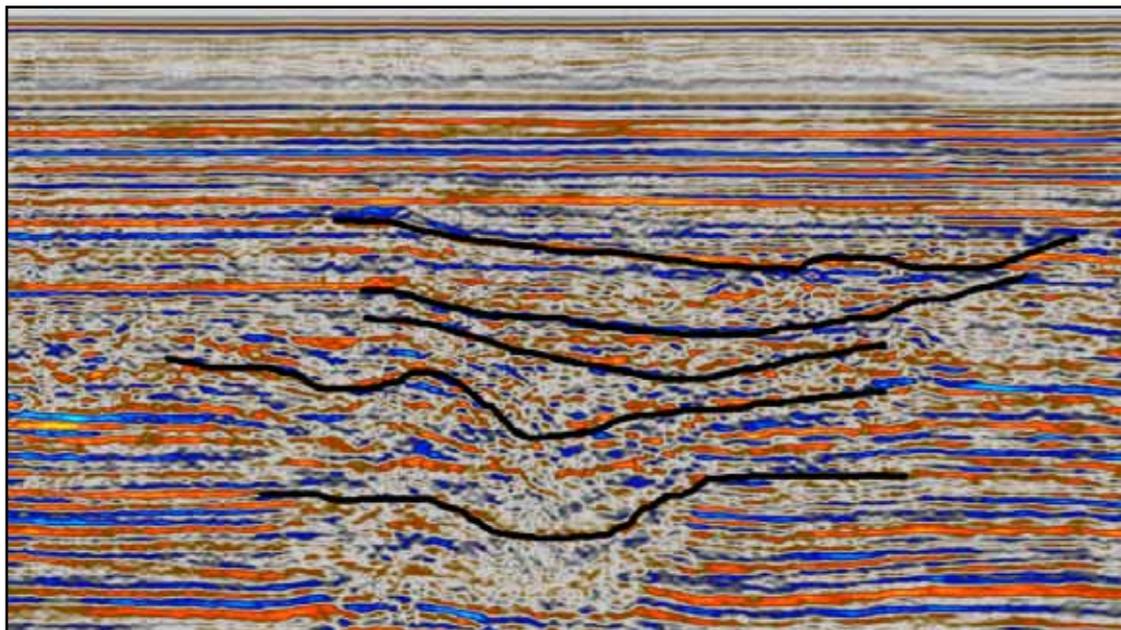


Figura 4.32 - Feições de paleodrenagens da linha 0034 - 0004 interpretadas. Destacando a migração temporal para norte ao longo da linha sísmica que tem disposição paralela à linha de costa atual. Coordenadas do centro: 390319 e 6168840.

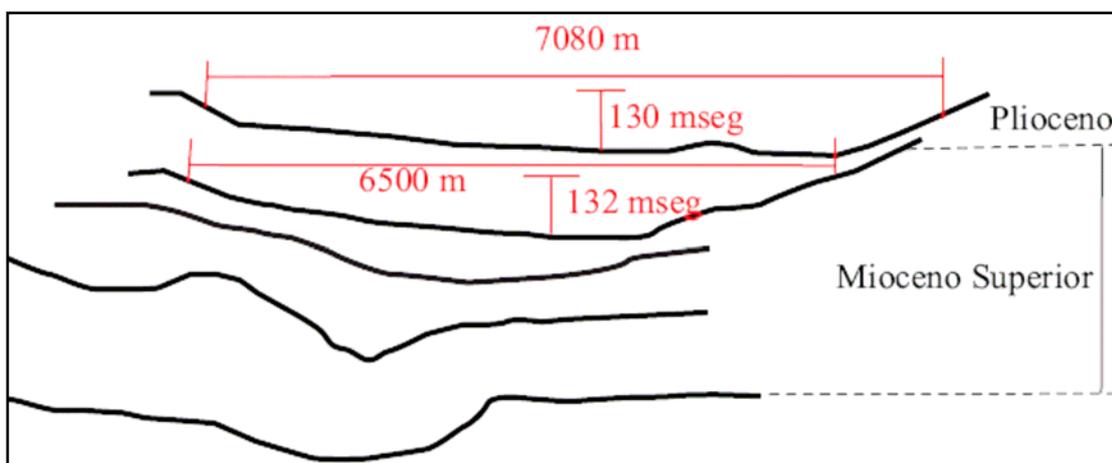


Figura 4.33 - Apresentação das feições de paleodrenagens da linha 0034 - 0004 com extensões. As larguras dos vales superiores são de 7080 e 6500 metros, e as profundidades estimadas em 110,5 e 112,2 metros respectivamente. As três feições inferiores são do Mioceno Superior (N 640) e as duas superiores do Plioceno (N 670). Tempo do fundo de calha do paleovale inferior: 1200 milissegundo.

Ao contrário do que foi verificado com relação no intervalo Oligoceno-Mioceno Inferior, as feições de paleodrenagem do Mioceno Médio-Superior puderam ser observadas nas seções sísmicas da plataforma, conforme Silveira & Azambuja Filho (2000), figuras 4.22, 4.23 e 4.24.

A plataforma estava exposta, isto é demonstrado na figura 4.8, onde nos andares Serravaliano e Tortoniano observa-se tanto nas curvas globais de Haq et al. (1987), como nas curvas do trabalho de Abreu (1989) para a Bacia de Pelotas, um estágio de mar baixo.

Do ponto de vista climático ocorre no período referido o fenômeno da consolidação da porção leste do manto de gelo antártico, Shackleton & Kennet (1975), Kennet (1882), Zachos et al. (2001), em consequência da formação do sistema de circulação de massas de água circum-Antártica do Oligoceno, (Kennet, 1980), capítulo 3, fig 3.15, refletindo em uma elevação no índice $\delta^{18}\text{O}$, verificado nas duas figuras 3.15 e 4.9.

Eventos tectônicos do Mioceno Médio referidos por Mckee e Noble (1982), Hoorn (1994), Cooper et al. (1995), Zalan (2004) e Potter & Hamblin (2006) referem-se a Orogenia Andina com pico notável de atividade concentrada em 11 Ma, gerando deformações e soerguimentos (pulsos Quechua II e III, fig. 3.25) e causando a drenagem continental dos Andes para Atlântico. O resultado destas colisões e soerguimentos foi o basculamento em direções opostas às terras altas resultantes formadas pelas suturas, Potter & Hamblin (2006), com reflexo em bacias sedimentares próximas e produzindo gigantescos cones submarinos como o do delta do Amazonas.

O fato do registro sísmico das linhas da plataforma indicarem a ocorrência de paleocanais, no intervalo Mioceno Médio-Superior, deve-se provavelmente ao basculamento na margem passiva resultante do soerguimento andino. Ao aumentar a inclinação do terreno, a drenagem escavou mais profundamente na plataforma, Schumm. (1993), fig. 4.34, caso c, mantendo a morfologia de canal pouco afetada pelos processos energéticos destrutivos da ação das ondas, quando da instalação dos estágios transgressivos subsequentes.

As feições sísmicas do período Mioceno Superior - Plioceno (N640) podem ser observadas nas figura 4.22, (L2A) e figura 4.24, (L 4).

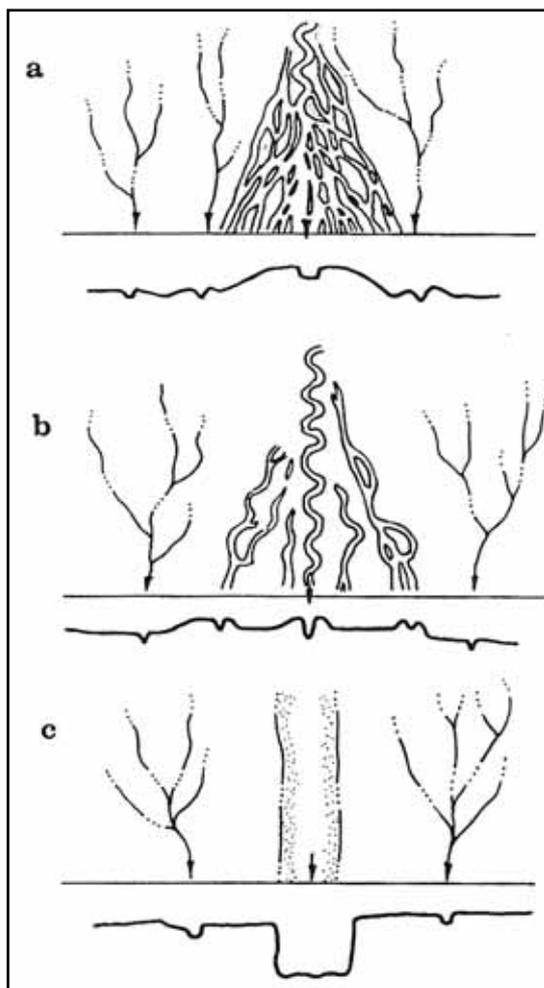


Figura 4.34 - Vista superior e perfil transverso de três situações diferentes na plataforma, (a) declive da plataforma é suave e produz um leque deltaico, (b) declividade da plataforma é similar à declividade da zona costeira e o canal se estende ao longo da plataforma construindo diques marginais e sendo submetido a processos de avulsão e (c) a declividade da plataforma é acentuada, a incisão ocorre deixando pequenos canais preenchidos e sobrepostos acima da incisão.

Na fig. 4.22, L2A, a linha de nanofósseis N640 se fundiu com a linha N630, provavelmente por processos erosivos. Enquanto que na linha 0034 -0004, fig. 4.24 e fig. 4.31, os canais inferiores são do Mioceno Superior (N 640) e os canais superiores são do Plioceno (N670).

As feições de paleodrenagem sobrepostas da linha 0034-0004, fig 4.32, merecem um melhor acompanhamento, mas não há levantamentos sísmicos da Petrobrás para sul, pois são terras fora do limite geográfico brasileiro.

Com o reduzido número de linhas deste trabalho, não foi possível controlar estas feições sísmicas, caso elas se desenvolvessem para norte. Assim sendo, a continuidade não pôde ser verificada. Por outro lado, as suas presenças isoladas em única linha sísmica, apontadas pelos registros na imagem, é praticamente uma prova incontestável.

Nesse sentido, eles representaram uma paleodrenagem proveniente do sul, afastada a 155 km da atual linha de costa. Sugere-se que estas feições sejam um testemunho da presença do Rio da Prata na plataforma sul-rio-grandense e também uma das paleodrenagens supridoras de sedimentos para o cone do Rio Grande. Contribuição esta referida por Kowsmann et al. (1976), Urien, Martins & Martins (1978), Tomazelli (1978), Urien & Martins (1979), Martins, I. L.R.(1983), Correa (1990), Fontana (1990), Martins et al.(1996), Ayup-Zouain et al. (2002) e Ayup-Zouain (2006).

Foi constatado nas seções sísmicas da área de estudo a presença de um *graben* na plataforma. As imagens mostram direções longitudinais dos *grabens* tanto aproximadamente paralelas como perpendiculares à linha de costa. A figura 4.35 mostra uma cena sísmica da linha 0228-310, *dip*, de um *graben* com largura de 26 Km e altura de estimada em 595 metros. A situação geográfica deste *graben*, aproximadamente paralelo à atual linha de costa pode sugerir um controle estrutural sobre as drenagens proveniente do sul.

Uma outra feição sísmica fora da área de estudo deste trabalho, mas que tem um significado importante, é a imagem apresentada por Fontana (1990), fig 4.36, da linha sísmica *strike* 0231-0437. Esta feição mostra uma sucessão vertical de 3 paleovales, sendo que o melhor definido é o superior com idade pliocênica.

A localização destes canais é condizente com a posição proposta por Corrêa (1990) e Weschelfelder et al. (2005) indicando uma provável saída do Rio Jacuí para a plataforma.

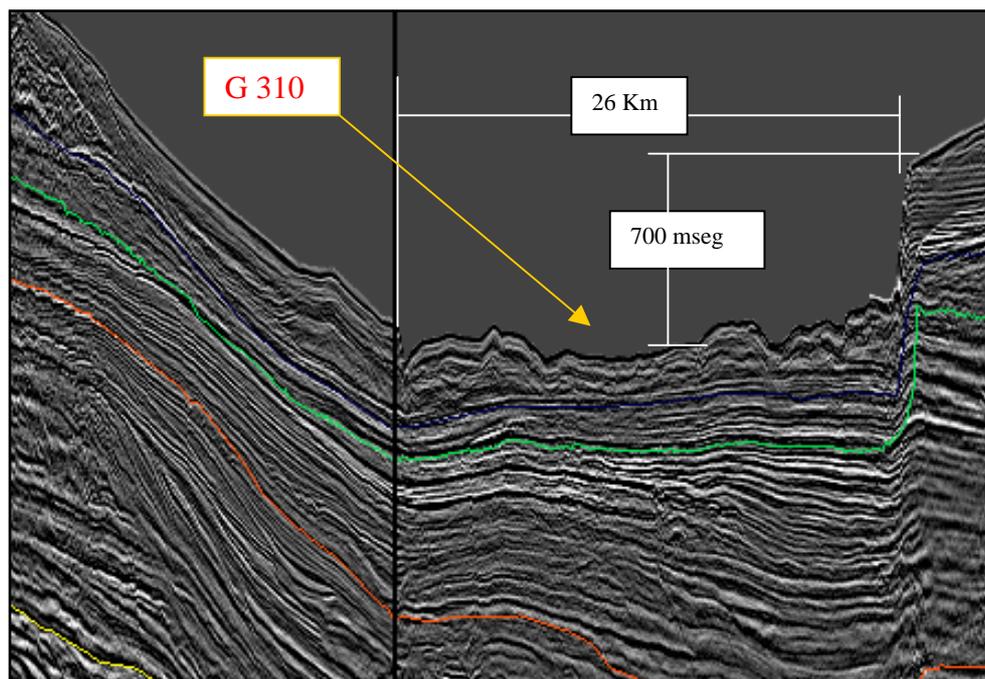


Figura 4.35 - Imagem sísmica da linha 0228-310, dip, aproximadamente perpendicular à atual linha de costa mostrando um graben, G310. A linha vertical escura corresponde à posição linha sísmica strike de número 0238-320.

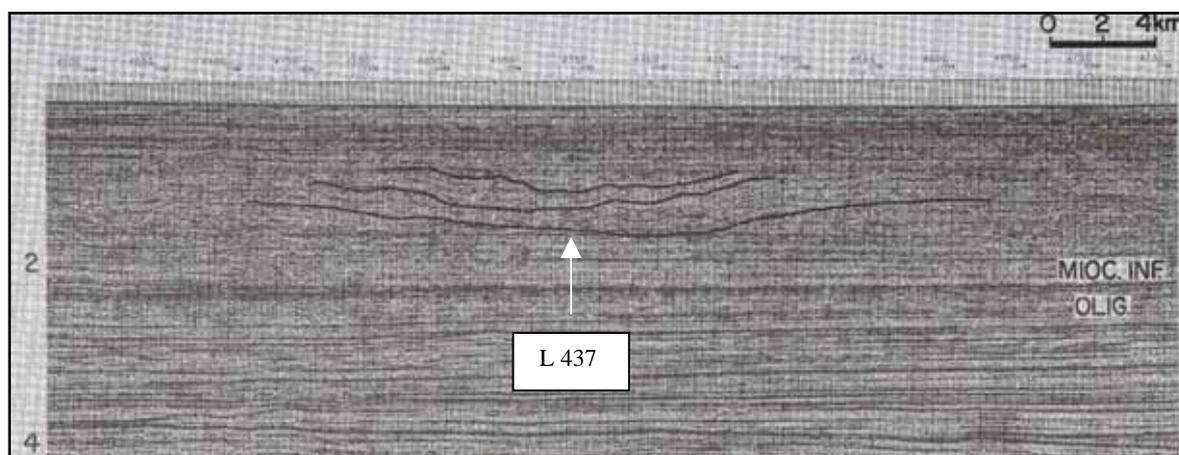


Figura 4.36 - Paleovals L 437, da linha sísmica 0231-0437 identificados por Fontana (1900), do Plioceno.

Após a análise das feições sísmicas de evidências de paleodrenagens do Mioceno Médio ao Plioceno, na área de estudo, foi possível elaborar uma planta da com as prováveis direções de drenagens, figura 4.37.

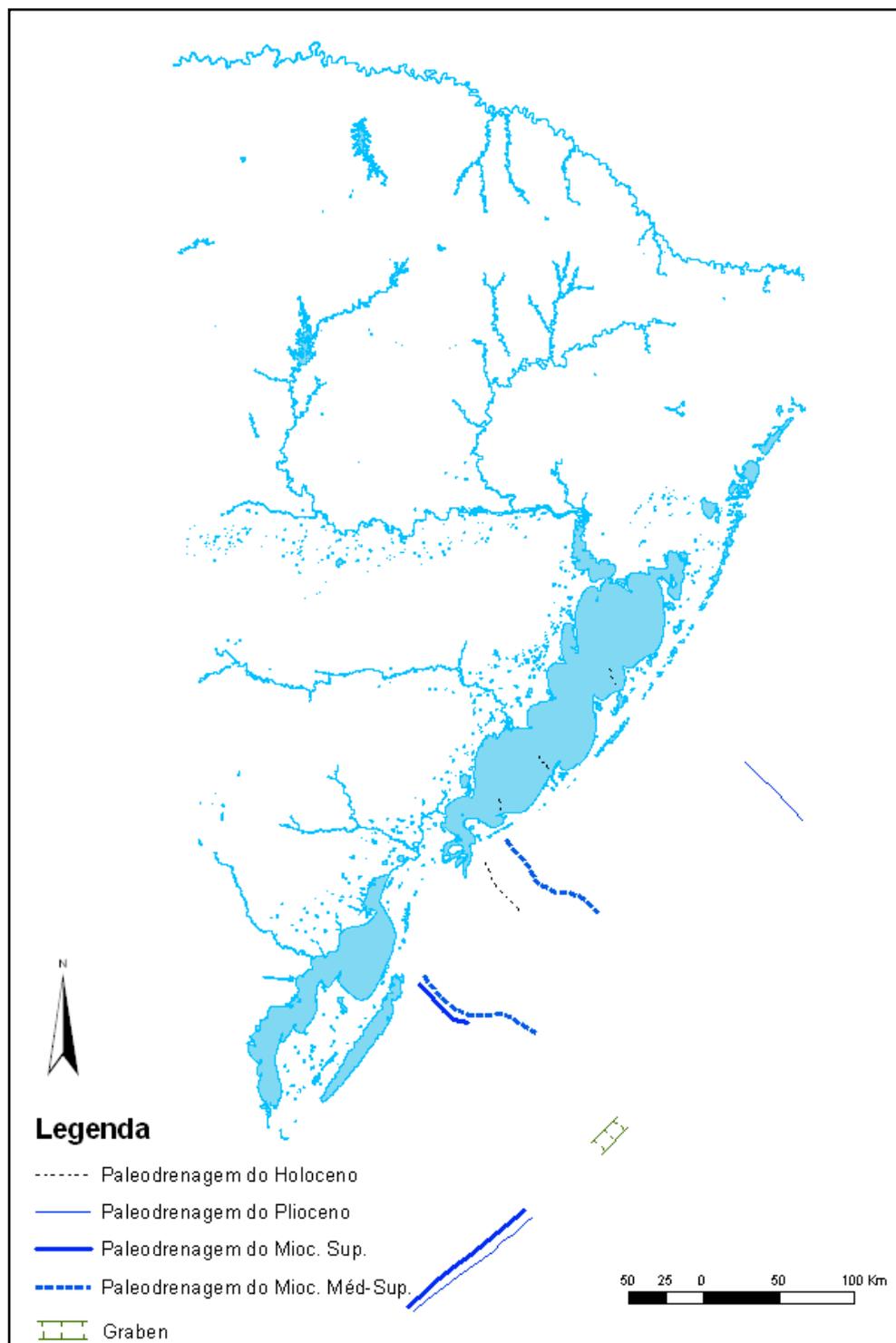


Figura 4.37 - Planta da paleodrenagem do Mioceno Médio-Superior ao Plioceno conforme análise sísmica das linhas da plataforma na área de estudo, acrescido de paleocanais holocênicos na plataforma segundo Abreu & Calliari (2005) e na Lagoa dos Patos conforme Weschenfelder (2005).

Ao observar a figura 4.37, é verificado que no Mioceno Médio-Superior as paleodrenagens propostas do Oligoceno Superior-Mioceno Inferior se mantiveram, com uma tendência de deslocamento para norte.

No período do Mioceno Superior a paleodrenagem proveniente do vetor sudoeste e nordeste do Uruguai, pela região da atual Lagoa Mirim, teve seu percurso encurtado somente sendo constatado na plataforma interna.

É verificada neste período um conjunto de importantes feições de paleodrenagem, ao sul da área de estudo. Apresentam empilhamento sucessivo de 5 superfícies acanaladas com migração para norte. Sugere-se que estas feições sejam um testemunho da presença do Rio da Prata na plataforma sul-rio-grandense.

No Plioceno é verificada uma feição sísmica de paleodrenagem ao norte da área de estudo, provavelmente uma saída do Rio Jacuí para a plataforma.

5 - CONCLUSÕES

Há evidências de paleodrenagem na plataforma sul-rio-grandense na área de estudo deste trabalho, caracterizadas por feições de dois cânions submarinos e paleovales detectados em análise interpretativa de linhas sísmicas de reflexão, cujo intervalo de observação se estendeu desde o Oligoceno Superior ao Plioceno.

Os dois cânions submarinos encontrados na linha sísmica 0231-484, situada na atual plataforma externa, são do Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, andares Eochattiano e Neoaquitânico, (zona de nanofóssies N640), cujas curvas eustáticas de curta duração para a Bacia de Pelotas acusam queda do nível de base e um aumento no índice $\delta^{18}\text{O}$, que pode ser associados à glaciação de aproximadamente 23,8 Ma no início Mioceno.

Na configuração de queda relativa do nível do mar, com progradação da linha de costa, a drenagem instalada na plataforma e conduto de sedimentos erodidos atingiu a plataforma externa-borda do talude. Este deslocamento do depocentro aliado ao aumento do gradiente, propiciou instabilidade, deflagrando escorregamentos e fluxos de massa, iniciando a nucleação dos cânions.

Com o reduzido número de linhas sísmicas deste trabalho e embora considerando o afastamento geográfico da linha *strike* 0239-0370 e os cânions, é possível supor, que os sedimentos que compõem a base do sopé do talude e a base da bacia foram trazidos pelos cânions, depositados em forma de leque, e constituíram a base do pacote sedimentar denominado de Cone do Rio Grande, no estágio inicial de mar baixo (*early low stand*), na época Oligoceno Superior-Mioceno Inferior.

Com relação a origem do cânion 1, sugere-se que ela está relacionada com a atual rede de drenagem sudeste do Rio Grande do Sul associada à drenagem proveniente do Uruguai sendo principal componente o Rio Cebolati que tem direção

nordeste. A projeção da direção destes dois rios e as projeções do Rio Jaguarão e terço superior do Rio Piratini parecem convergir para um ponto central situado na região do Baixo Taim. As drenagens provenientes do Uruguai associados ao rio Jaguarão utilizaram o rebaixo do embasamento e por ele alcançaram a plataforma juntamente com o rio Piratini. Os sedimentos trazidos por estas drenagens foram deflagrações do cânion 1 em regime de mar baixo.

Neste trabalho, sugere-se que a principal fonte desencadeadora do cânion 2 e supridora dos sedimentos foi o sistema de drenagem do vetor sul-leste. Neste contexto, a paleodrenagem do sistema vetor sul-leste erodiu as bordas da escarpas da Formação Serra Geral, na época situadas mais a sul do que no presente, e também outras formações da Bacia do Paraná e do Escudo Uruguaio-Sul-rio-grandense. Estes processos de denudação foram responsáveis pela abertura da Depressão Periférica Gaúcha, no Terciário Superior. Mais ao sul o rio Camaquã exerceu importante papel no processo de denudação das rochas do embasamento. No estágio de mar baixo, Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, a projeção desta paleodrenagem ocupava a plataforma exposta, atingindo a plataforma externa-talude superior, deflagrando a formação do Cânion 2.

A ausência de feições sísmica de paleodrenagem observáveis em linha sísmica a oeste dos cânions, pode ser explicada por modelos propostos para outras áreas. Ao atingir a plataforma a drenagem utiliza sua extensão como superfície de transpasse, (*bypass*), como caminho ou rota dos sedimentos da plataforma para o assoalho da bacia. Neste caso os canais são de pequena magnitude, e provavelmente difíceis de serem observados em sísmica de grande penetração e baixa resolução, como é o caso do material sísmico utilizado neste trabalho. Não foi gerado vale inciso porque existia um equilíbrio da declividade do prisma de mar alto (zona costeira) e a declividade da plataforma exposta.

A drenagem no continente dos Estados da região sul do Brasil (RS, SC e PR), São Paulo e norte de Minas Gerais sofreu influência em sua densidade e orientação em consequência da instalação da província basáltica do Paraná gerada por pluma mantélica há aproximadamente 135 Ma. Esta pluma afetou da mesma forma a drenagem na província basáltica de Etendeka na África.

A presença de drenagem na plataforma na área de estudo está relacionada ao trato de sistemas de mar baixo.

As evidências de paleodrenagem da plataforma, na área de estudo, do Mioceno Médio ao Plioceno puderam ser observadas na análise das linhas sísmicas. Foram encontrados paleovales do Mioceno Médio ao Plioceno. O rebaixamento do nível do mar está bem configurado pelas curvas eustáticas de curta duração para a Bacia de Pelotas, e nas curvas globais, nos andares Serravaliano e Tortoniano (Mioceno Médio-Superior) e no Messiniano (Mioceno Superior). Esses eventos podem ser associados respectivamente à expansão leste e oeste do manto de gelo antártico.

O fato do registro sísmico das linhas da plataforma indicarem a ocorrência de paleovales no intervalo Mioceno Médio-Superior, deve-se provavelmente ao basculamento na margem passiva resultante do soerguimento andino, evento tectônico do Mioceno Médio referente à Orogenia Andina com pico notável de atividade concentrada em 11 Ma, gerando deformações e soerguimentos (pulsos Quechua II e III) e causando a drenagem continental dos Andes para Atlântico. Ao aumentar a inclinação do terreno, a drenagem escavou mais profundamente na plataforma, mantendo a morfologia de canal pouco afetada pelos processos energéticos destrutivos da ação das ondas, quando da instalação dos estágios transgressivos subsequentes.

Foram identificados na linha 0034-0004 no conjunto de importantes paleovales de idade Mioceno Superior e Plioceno, ao sul da área de estudo. Mostram empilhamento sucessivo de 5 canais e migração para norte. Os dois paleovales superiores são do Plioceno. Sugere-se que estes paleovales sejam um testemunho da presença do Rio da Prata na plataforma sul-rio-grandense e também uma das paleodrenagens supridoras de sedimentos para o cone do Rio Grande

Os paleovales sobrepostos da linha 0034-0004, merecem um melhor acompanhamento, mas não há levantamentos sísmicos da Petrobrás para sul, pois são terras fora do limite geográfico brasileiro. Com o reduzido número de linhas deste

trabalho, não foi possível controlar estes paleocanais, caso eles se desenvolvessem para norte. Assim sendo, a continuidade não pôde ser verificada. Por outro lado, as suas presenças isoladas em única linha sísmica, apontadas pelas imagens, é praticamente uma prova incontestável.

Nesse sentido, eles representaram uma paleodrenagem proveniente do sul, afastada de 155 Km da atual linha de costa, e que provavelmente seja o testemunho da presença do Rio da Prata na plataforma sul-rio-grandense.

Os paleovales da linha 0034-0004 mostram uma migração da para norte de aproximadamente três quilômetros desde o centro do canal inferior até o canal superior.

A análise das feições sísmicas dos paleocanais do Mioceno Médio ao Plioceno, na área de estudo, permitiu a elaboração de uma planta indicando as direções de drenagens predominantes na região objetivo de estudo na plataforma.

No período do Mioceno Superior a paleodrenagem proveniente do vetor sudoeste e nordeste do Uruguai, pela região da atual Lagoa Mirim, teve seu percurso encurtado somente sendo constatado na plataforma interna atual.

Também no Plioceno foi verificado um canal a norte da área de estudo, provavelmente uma saída do sistema Jacuí para a plataforma, a qual é concordante com trabalhos recentemente realizados com sísmica de reflexão no Holoceno.

6 - REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. 1969. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Rio Grande do Sul. **Geomorfologia**. Universidade de São Paulo. Instituto de Geografia. São Paulo, vol.11, p. 1-14.
- ABREU, R.G.N. & CALLIARI, L. J. 2005. Paleocanais na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul: evidências de uma drenagem fluvial pretérita. **Revista Brasileira de Geofísica**, 23(2), p.123-132.
- ABREU, V. S. 1998. **Geologic evolution of conjugate volcanic passive margins: Pelotas basin (Brazil) and offshore Namíbia (Africa) implications for global sea-level changes**. Tese de Doutorado. Rice University. Houston. Texas. 355 p.
- ALLEN, J. R. L. 1964. Studies in fluvial sedimentation: six cycles from the lower old Red Sandstone, Anglo-Welch Basin. **Sedimentology**, v.3, p.163-168.
- ALLEN, J. R. L. 1984. **Sedimentary structures: their character and physical basis**. Amsterdam: Elsevier. 663 p.
- ALMEIDA, F. F. M. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Salvador. 1969. **Anais**, p 29-46.
- ANJOS-ZERFASS, G.S.; SOUZA, P. A.; CHEMALE JR., F. 2008. Biocronostratigrafia da Bacia de Pelotas: estado atual e aplicação na geologia do petróleo. **Revista Brasileira de Geociências**. 38 (2 - suplemento): 47-62.
- ASHLEY, G. M.; SHERIDAN, R. E. 1994. Depositional model for valley fills on a passive continental margin. In: Dalrymple, R. W.; Zaitlin, B. A.; Sholle, P. A. (ed.). **Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences**. Tulsa, Oklahoma, p.45-60 (SEPM Special Publication, n. 51).
- ASMUS, H. E & PORTO, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares segundo a tectônica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belem. **Anais**, v. 2, p. 69-70.
- ASMUS, H.E., PONTE, F.C. 1973. The brazilian marginal basins. In: Nairn, A.E.M. & Stehli, F.G. (eds.). **The ocean basins and margins, the south atlantic**. Plenum Press, Nova York, 1:87-133.
- ASMUS, H.E & GAUZELLI, W. 1981. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e as áreas oceânicas continentais adjacentes: hipóteses sobre o tectonismo causador, e implicações para os prognósticos do

- potencial de recursos minerais. In: Asmus (ed.). **Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira e suas implicações nos processos e na avaliação do potencial de recursos minerais**. Rio de Janeiro, PETROBRÁS-CENPES-DINTEP, p.187-268.
- AYUP-ZOUAIN R. N. 1985. Áreas fontes e dispersão dos minerais 362-378 In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2. **Anais**. Sociedade Brasileira de Geologia.
- AYUP-ZOUAIN, R. N. 1986. **Aspectos da dinâmica sedimentar no rio de la plata exterior e plataforma interna adjacente**. Dissertação (mestrado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS.
- AYUP-ZOUAIN, R. N.1987a. Aporte sedimentar do rio de la plata à plataforma continental sul-brasileira e uruguaia. In: SIMPÓSIO SOBRE “ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL À SUDESTE BRASILEIRA: SÍNTESE DOS CONHECIMENTOS”. Publicação ACIESP 2 (54), p. 353-370.
- AYUP-ZOUAIN RN 1987b. Sedimentos do rio de la plata e plataforma continental adjacente, 61-72 In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 1, **Anais**. ABEQUA, Porto Alegre.
- AYUP-ZOUAIN, R. N.1991. **Avaliação das mudanças do nível do mar durante o Holoceno na plataforma continental adjacente ao rio de la Plata**. 364 p. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.
- AYUP-ZOUAIN, R. N.; CORRÊA, I. C. S.; BARBOSA, E. G. 2002. Paleodrainage evolution and sedimentation rates to southern Brazil continental margin using regional cyclostratigraphy. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (41: João Pessoa, PB). **Anais**. João Pessoa. SBG. Núcleo Nordeste, p.122.
- AYUP-ZOUAIN, R. N.; BARBOZA, E.G.; WESCHENFELDER, J.; SILVA, J.L.S & ROSA, M. L. C.C. 2005. Gas presence influenced by paleodrainage evolution and sedimentation rates on the south west Atlantic continental margin. In: VIII INTERNATIONAL CONFERENCE ON GAS IN MARINE. (Vigo, 5-10 September). Abstracts.
- AYUP-ZOUAIN, R. N. 2006. Evolución paleogeográfica y dispersión de los sedimentos del Río de la Plata. In: Menafra, R.[et al.] (eds.). **Bases para la conservación y el manejo de la costa Uruguay, Montevideo**; Vida Silvestre Uruguay, p. 01-08.
- AZAMBUJA FILHO, N. C.; APPI, C.; BENDLER, A.; PENTEDADO, H. L. B. & FONTANA, R. L. 2002. **Groundwater discharge: a triggering mechanism for slope failure and gravity flow genesis in the campos basin, Brazil**. Petrobrás Research Center, Rio de Janeiro. Brasil.

- BACOCOLI, G.; MORAIES, R.G. & CAMPOS, O.A.J. 1980. The Namorado oil field: a major oil discovery in the Campos Basin, Brazil. In: **Giant Oil and Gas Fields of the Decade: 1968-1978**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p. 329-338. (AAPG Memoir, n. 30).
- BATES, R. L. & JACKSON, J. A. 1987. **Glosary of geology**. American Geological Institute, Falls Churc. Virginia. 788p.
- Beaubouef, R. T.; Rossen, C.; Zelt, M. D.; Sullivan D.C. & Jennette D. C. 1999. Deep-water sandstaone, brush canyon formation, west texas. Field Guide for AAPG Hedberg Field Research Conference. American Association of Petroleum Geologists. Exxon Production /Research Co. (Continuing Education course Note Series #40).
- BERGGREN, W. A. & HAQ, B. 1976. The andalusian stage (late Miocene): biostratigraphy, biochronology and paleoecology. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoclimatology**, v.20: 67-129.
- BROWN, A. R. 2004. Interpretation of three-dimensional seismic data. **Seg Investigation in Geophysics**, n. 9. American Association of Petroleum Geologists. (Memoir, n. 42).Tulsa, 541 p.
- BROWN JR., L. F. & FISHER, W. L.1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from brazilian rift and pull-apart basins. In: Payton, C.E. (ed.). **Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 213-248, (Memoir, n. 26).
- BROWN JR., L.F. & FISHER, W. L.1980. Seismic-stratigraphic interpretation and Petroleum Exploration. Austin, American Association of Petroleum Geologists. 125 p. (Continuing education course note series , n. 6).
- BUBB, J.N. & HATLELID, W.G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 10: Seismic Recognition of Carbonate Buildups. In: Payton, C.E. (ed.). **Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 185-204 (Memoir, n. 26).
- BUENO, G. V.; ZACHARIAS, A. A.; OREIRO, S. G.; CUPERTINO, J. A.; FALKENHEIN, F. U. H. & NETO, M. A. M. (2007). Bacia de Pelotas. **Boletim de Geociências da Petrobrás. Cartas Estratigráficas**, v.15, n. 2, p.551-559.
- CAINELLI, C.1992. **Sequence Stratigraphy, canyons, and gravity mass-flow deposits in the Piaçabuçu Formation, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil**. Ph.D. dissertation. The University of Texas at Austin, U.S.A, 233 p.
- CAINELLI, C. & MOHRIAK, W.U. 1998. Geology of atlantic eastern brazilian basins. 1998. In: American Association of Petroleum Geologists, INTERNATIONAL CONFERENCE & EXHIBITION SHORT COURSE - Brazilian Geology Part II, Rio de Janeiro, Brazil, 67.

- CAMPOS, C.W.M. & BACOCOLI, G. 1973. Altos síncronos e a pesquisa de petróleo no Brasil. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 27, Aracaju, **Anais**, 3: 373-415.
- CERQUEIRA, J. R.; FERREIRA J. C.; SILVA O. B. & JANHERT, R. J. 1992. Migração, acumulação e alteração de petróleo nos campos de Pampo e Linguado. Bacia de Campos. Brasil. RESUMOS DO 3º. CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOQUÍMICA. Manaus, p. 13.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A.M.F. & BENDER, A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the east Brazil rift system: an overview. **Tectonophysics**, 213:97-138.
- COLWELL, R. N., 1975, Introduction. In Reeves, R. G. (ed.). **Manual of remote sensing: american society of photogrammetry and remote sensing**, Bethesda.
- COOPER, M. A.; ADDISON F. T.; ALVAREZ, R.; HAYWARD, A B.; HOVWE, S.; PULHAM, A J. & TABORDA, A. 1995. Basin development and tectonic history of the Lanos basin, Colombia. In: Tankard A J., Suares S. R., Welsink. H. J. **Petroleum Basin of South America**. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists . Memoir 62, p. 659 - 665.
- CORRÊA, I. C. S. 1986. Indícios da flutuação do nível do mar na Plataforma Continental Sul-Brasileira, Brasil. In: **Reunión Científica de Geofísica y Geodesia** (14. : 1986 : Mendoza, Argentina). Programa definitivo, resúmenes, Mendoza : Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, 1986 p. 79.
- CORRÊA, I.C.S. 1987. Plataforma continental do Rio Grande do Sul: Síntese dos conhecimentos. In: SIMPÓSIO SOBRE ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA. Cananéia-SP, **Atas**, v.2, p.50-73.
- CORREA, I.C.S., 1990. **Analyse Morphostructurale et Evolution Paleogeographique de la Plata-Forme Continentale Atlantique Sud-Brésilienne (Rio Grande do Sul-Brésil)**. Bordeaux. 314 p. Université de Bordeaux I, Dissertation (docteur), França.
- CATUNEANU, O. (2006). **Principles of sequence stratigraphy**. Elsevier Science. Amsterdam, 388p.
- COX, K. G.1989 The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. **Nature**, 342: 873-877.
- DAVIS, W. M. 1908. **Practical exercises in physical geography**. Boston Ginn and Company. 148 p.
- DELLA FAVERA, J. C. 2001. **Fundamentos de estratigrafia moderna**. Editora da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 263 p.
- DEVOY, R. J. N. 1987. Introduction: first principles and scope of sea-surface

- studies. In: Devoy, R. J. N. (ed.). **Sea surface, a global view**. New York: Croon Helm. p 1-30.
- DIAS, J.L.; SAD, A.R.E.; LATGÉ, M.A.L. & SILVEIRA, D.P. 1994a. Bacia de Pelotas: estado da arte e perspectivas exploratórias. In: PETROBRAS, SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 2, Rio de Janeiro, **Anais**, 270-275.
- DIAS, J.L.; SAD, A.R.E.; FONTANA, R.L. & FEIJÓ, F.J. 1994b. Bacia de Pelotas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 8(1):235-245.
- EMERY, D. & MYERS, K. J. 1996. **Sequence Stratigraphy**. Oxford, Blackwell Scientific Company, 297p.
- ESTRELA, G. O. 1972. O estágio "rift" nas bacias marginais do leste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. Belém, **Anais**, SBG, Brasil, v.3, p.29-34.
- FERNANDES, O. V. Q.; REBELLATO, G. & SANDER G. 2001. Análise quantitativa de seções transversais em canais fluviais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 2: 85-95.
- FERREIRA, J.; SOLDAN, A. L. & CERQUEIRA, R. J. 1992. Circulação de águas meteóricas nas bacias da margem continental brasileira: evidências isotópicas. RESUMOS DO 3º CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOQUÍMICA. Manaus, p. 14.
- FETTER M. ; DE ROS L. F.; BRUHN, C. H. L. 2009. Petrographic and seismic evidence for the depositional setting of giant turbidite reservoirs and the paleogeographic evolution of Campos Basin, offshore Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, 26, p. 824–853.
- FISCHER, W. & MC GOWEN, J. H. 1967. Depositional systems in the wilcox group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. Gulf Coast Association of Geological Societies. **Transaction**, v.17, p. 213-248.
- FISHER, A. G. 1986. Climatic rhythms recorded in strata: **Annual Review Earth and Planetary Sciences**, v.141, p.351-376.
- Fontana, L. F. 2007. **Macroformas e morfologia fluvial de um seguimento do médio rio Ibicuí-RS**. Monografia (Graduação). Instituto de Geociências, Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 69p.
- FONTANA, R. L. 1989. Evidências geofísicas da presença de hidratos de gás na Bacia de Pelotas – Brasil. In: CONGRESSO DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFISICA, 1, Rio de Janeiro, **Anais**, p. 234-248.
- FONTANA, R.L. 1990a. Investigações preliminares sobre o cone do rio grande bacia de Pelotas. Universidade do Vale do Rio do Sinos. **Acta Geológica**

Leopoldensia, v. 30. p. 161-170.

- Fontana, R.L. 1990b. Desenvolvimento termo-mecânico da Bacia de Pelotas e parte sul da plataforma de Florianópolis. *In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (coords). Origem e evolução de bacias sedimentares*. PETROBRAS, CENSUD, Rio de Janeiro, 377-400.
- FONTANA, R.L.& MUSSUMECI, A. 1994. Hydrates offshore Brazil. *annals of the New York academy of sciences. INTERNATIONAL CONFERENCE ON NATURAL GAS HYDRATES*, 715:106-113.
- FONTANA, R. L. 1996. **Geotectônica e sismografia da Bacia de Pelotas e plataforma de Florianópolis**. Tese de Doutorado. Curso de Pos-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2v. il. Porto Alegre.
- FONTANA, R.L. 1996. SDR (Seaward-dipping reflectors) e a transição crustal na Bacia de Pelotas. *In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, Salvador, **Anais**, 5: 425-430.
- GALLOWAY, W.E. 1998. "Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: component facies, stratigraphic architecture, and classification". **American Association Petroleum Geologists Bulletin**, v. 82, n. 4, p. 569-595.
- GAMBOA, L.A.P.; Esteves, F.R.; Shimabukuro, S.; Carminati, M.; Peres, W.L. & Souza Cruz, C.E. 1986. Evidências de variações do nível do mar durante o Oligoceno e suas implicações faciológicas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, SBG, Goiás, **Anais**, 1: 8-37.
- GOLÇALVES, A.; OLIVEIRA, M. A. M. & MOTA, G. O. 1979. Geologia a bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis. **Boletim Técnico**. Petrobrás, Rio de Janeiro, 22(3): 157-174.
- GOMIDE J. 1989. Bacia de Pelotas - biocronoestratigrafia baseada em nanofósseis calcários. *In: SBP, CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA*, 11, **Anais**, p. 338-351.
- HAQ, B. U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea level since the triassic. **Science**, v. 235, p. 1156-1166.
- HAQ, B. U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. 1988. Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, *In: C.K. Wilgus; B.S. Hastings; Kendall, C.G. St. C.; Posamentier H.W.; Ross C.A. & J.C. Van Wagoner (eds.). Sea-level Changes: An Integrated Approach*. Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, USA, 42, p.71-108.
- Hoorn, C. 1994. An environmental reconstruction of the palaeo-amazon river system (middle-late miocene, nw amazonia). **Palaeoecography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 112, n. 3-4: p.199-237.

- Horn, F. N.O. 1988. **Geologia das folhas de Torres, Três Cachoeiras, Arroio Teixeira e Maquiné, nordeste do Rio Grande do Sul**. Dissertação.(Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências. Curso de Pós Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio grande do Sul. Porto Alegre.
- IMBRIE, J. & IMBRIE, K. P. 1979. **Ice ages, solving the mystery**. Short Hills, New Jersey: Enslow Publ. 224 p.
- IMBRIE, J.; HAYS, J.; MARTINSON, D.; MCINTYRE, A.; MIX, A.; MORLEY, J.; PRELL. W & SHAKLETON, N.1894. The orbital theory of pleistocene climate: suporte from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. In: Berger, A. et al.,(eds.). **Milankovitch and climate**, p. 269-305.
- JOHANN, P. 1999. Reservoir geophysics in deep and ultra deepwater in the Campos basin. Society of Exploration Geophysicist. **The Leading Edge**, p. 819-822.
- JUSTUS, J. O; MACHADO, M. L. A.; FRANCO, M. S. M. 1986. Levantamento de recursos naturais. IBGE.. Vol. 33, p. 366 - 369.
- KARAM, M. R. K. (2005). **Integração de ferramentas multidisciplinares para o estudo de feições tectônicas e sismoestratigráficas na sequência pós-rifte da bacia de camamu-almada, Bahia**. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE. 189 p.
- KAUFFMAN. E. G. 1984. Aspects of evaporite basin stratigraphy. In: Schreiber, B. C. ed. **Evaporites and hydrocarbons**. New York. Columbia University Press, p. 11-65.
- KELLER, E. A. 1971. Areal sorting of bed loading material: the hypothesis of velocity reversal. **Bulletin of the Geological Society of America**, 82: 753-756.
- Keller, E. A. & Melhorn, W.N. 1978. Rhythmic spacing and origin of pools and riffles. **Geological Society of America Bulletin**, 89:723-730.
- Kennett, J. P. 1967. Recognition and correlation of the kapitean stage (upper miocene, New Zeland). **New Zeland Journal of Geology and Geophysics**, 10: 1051-63.
- KENNETT, J. P. 1977. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-antarctic ocean, and their impact on global paleoceanography. **Journal of Geophysical Research**, 82: 3843-59.
- KENNETT, J. P. & HOUTZ, R.E. 1975. Cenozoic paleoceanography in the southwest pacific ocean, antarctic glaciation and the development of the circum-antarctic current. In: **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, v. 29, p. 1155, ed. Kennett, J. P. & Houtz, R. E, C. D. Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.

- KENNETT, J. P. 1980. Paleooceanographic and biogeographic evolution of the southern ocean during the Cenozoic, and Cenozoic microfossil datums. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 31: 123-152.
- KENNETT, J. P. 1982. **Marine geology**. Prentice-Hall, Englewood Cliffs. University of Rhode Island. N. J. 812 p.
- KENDALL, C. G. ST. C. & LERCHE, I. 1988. The rise and fall of eustasy. In: C.K. Wilgus; B.S. Hastings; C.G. St. C. Kendall, Posamentier H.W.; Ross C.A. & J.C. Van Wagoner (eds.). **Sea-level Changes: An Integrated Approach**. Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, USA, 42, p. 3-17.
- KING, P. B.; SHCUMM, S. A. 1980. **The physical geography of William Morris Davis**. Nowich. Geo Books. 217 p.
- KOWSMANN, R. O. ; COSTA, M. P. A.; VICALVI, M. A.; COUTINHO, M. G. & GAMBOA, L. A. P. 1976. Evolução sedimentar holocênica da plataforma continental e do talude do sul do Brasil. Rio de Janeiro. **Relatório Interno**. Projeto Remac.
- LAMBECK, K.; ESAT, T. M. & POTTER, E. K. 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. **Nature**, n. 419, p. 199-206. (12 september 2006).
- LECKIE R. M. & WEBB P. N. 1983. Late oligocene-early miocene glacial record of the ross sea, Antarctica: Evidence from DSDP Site 270. **Geology**, v. 11 n. 10, p. 578-582. Geological Society of America.
- LEOPOLD, L. B. & MADDOCK, T. J. 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. U. S. (Geological Survey Professional Paper, n. 252, p. 1-57).
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. 1964. **Fluvial processes in Geomorphology**. San Francisco, Ed. Freeman, 552 p.
- LINDSETH, R. O. 1979. Synthetic sonic logs - a process for stratigraphic interpretation: **Geophysics**, v. 44, p. 3-26.
- Lisboa, N. A. & Castro, J. H. 1998. Captura do sistema fluvial camaquã pelo sistema fluvial jacuí-são gabriel, RS. Brasil. Revista Pesquisas. In: **Pesquisas** : Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre vol.25, n. 2, p. 67-71.
- LISBOA, N. A.; & CASTRO, J. H.; DANI, N. 2001. Esboço geral do desenvolvimento da drenagem do Rio Grande do Sul. In: CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGÍA **Actas**. Montevideo: Sociedad Uruguaya de Geología, n.37.

- LOBECK, A.K. 1939. **Geomorphology. An introduction to the study of landscape.** New York and London, 713 p.
- MAIL, A. D. 1990. **Principles of sedimentary basin analysis.** New York. Springer Verlag, 668 p.
- MALUMIÁN, N.; RAMOS, V. 1984. Magmatic intervals, transgressions-regressions cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of southern South America. **Earth and Planetary Science Letters**, vol. 67, p. 228-237.
- MARTINS, C.C.; COSTA, C.A.; THEODORO, C.E.; GUARDADO, L.R. & ANDRADE, V.F. 1995. 3-D seismic: A successful strategy in the Campos Basin. **The leading edge.** Society of Exploration Geophysicist, p. 701-704.
- MARTINS, I. L. R. 1983. Modelo sedimentar do cone do rio grande. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 222p.
- MARTINS, L. R.; URIEN, C. M.; CORRÊA, I. C. S. & MARTINS, I. L. R. 1996. Late quaternary processes along the Rio Grande do Sul continental shelf (Southern Brazil). **Notas Técnicas**, 9:62-68.
- MAYEWSKI, P. A. 1975. Glacial geology and late cenozoic history of trans-antarctic mountain, Antarctica. **Institute of Polar Studies. Report 56.** Columbus, Ohio State University.
- MCKEE, E.H. & D.C. NOBLE. 1982. Miocene volcanism and deformation in the western Cordillera and high plateaus of south-central Peru. **Geological Society of America Bulletin**, 93 (1982), p. 657-662.
- MCLANE, C. F. 1978. **Channel network growth: an experimental study.** M. S. thesis. Colorado State university. Fort Collins. 100p.
- MÉGARD, F. 1984. The andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. **Journal of Geological Society**, 141, p. 893-900. London.
- MIALL, A. D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. **Earth Science Reviews**, 13, 1-62.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. *In*: D.J. Stanley & D.J.P. Swift (eds.). **Transport and Environmental Management.** John Wiley, New York, p. 197-218.
- MULLER, V. C.; MULLER, C. F. 1961. **Photogeology.** New York: McGraw-Hill Book Company.

- MIRANDA, L. O. S. 1970. Interpretação sísmica da bacia de Pelotas. PETROBRÁS-DESPRO-BDIVEX. **Relatório Interno**, 3550, 20 p.
- MITCHUM JR., R.M.; VAIL, P.R. & THOMPSON III, S. 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphy analysis. *In*: Payton, C.E. (ed.). **Seismic Stratigraphy -Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 53-62 (Memoir, n. 26).
- MITCHUM JR., R.M.; VAIL, P.R. & SANGREE, J.B. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: Stratigraphy interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. *In*: Payton, C.E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 117-133 (Memoir, n. 26).
- MITCHUM, R. M., JR. 1985. Seismic stratigraphic expression of submarine fans. *In*: O.R. Berg & D.G. Woolverton (eds.). **Seismic Stratigraphy II - An Integrated Approach**. Memoir of the American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 39, 116 - 136.
- MOHRIAK, W.U.; MACEDO, J.M.; CASTELLANI, R.T.; RANGEL, H.D.; BARROS, A.Z.N.; LATGÉ, M.A.L.; RICCI, J.A.; MISUZAKI, A.M.P.; SZATMARI, P.; DEMERCIAN, L.S.; RIZZO, J.G. & AIRES, J.R. 1995. Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. *In*: Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., Snelson, S. (eds.). **Salt tectonics: a global perspective**, American Association of Petroleum Geologists, Memoir n. 65 : 273 - 304.
- MOHRIAK, W.U. 2003. Bacias sedimentares da margem continental brasileira. *In*: Bizzi, L. A; Schobbenhaus, C.; Vidoti, R. M e Gonçalves, J. H.(eds.). CPRM. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília.
- MORGAN, W. V. 1971. Convection plumes in the lower mantle. *In*: **Nature**, 230, 230: 42-43.
- MUTTI, E., DAVOLI, G., TINTERRI, R., ZAVALA, C.1996. The importance of fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. **Estratto de memorie di scienze geologiche**, n. 48, 233-291.
- NOBLE, D.C.; E. MCKEE; MOURIER, T. & MÉGARD, F. 1990. Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in northern Peru. **Geol. Soc. Am. Bull**, 102 (1990), p. 1105-1113.
- NORMARK, W.R. 1978. Fan valleys, channels & depositional lobes on modern submarine fans: characters for the recognition of sandy turbidite environments. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, 62: 912 - 931.
- NORMARK, W.R. & PIPER, D.J.W. 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. *In*: R.H. Osborne. *In*:

From shoreline to abyss: contributions in marine geology in honor of Francis Parker Shepard. SEPM Special Publication, 46, p. 207–230.

- OJEDA, H.A.O. 1981. Estrutura, estratigrafia e evolução das bacias marginais brasileiras. **Revista Brasileira de Geociências**, 11(4): 257-273. SBG. São Paulo, Brasil.
- OJEDA, H.A.O. 1988. Curso de sismoestratigrafia (Notas Preliminares). Rio de Janeiro, PETROBRAS/SEDES. 236 p. (Apostila - não publicado).
- OJEDA, H.A.O. & Silva, A. B. 1975. Bacia de Santos e de Pelotas: relatório do progresso. Rio de Janeiro. PETROBRAS/DEXPRO/DIVEX. **Relatório Interno** n. 4974.
- PAYTON, C.E. 1977. Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 516 p. (**Memoir, n. 26**).
- PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S.; SHUKOWSKI, W. 1990. Mantle plumes and flood basalt stratigraphy in Paraná, South America. **Geology**, v. 18, p.1223-1226.
- PERES, W. E. 1993. Shelf-fed turbidite system model and its application to the oligocene deposits of the campos basin, Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 77/1, p. 81-101.
- PICKERING, K.T.; STOW, D.A.V.; WATSON, M. & HISCOTT, R.N. 1986. Deep water facies, processes and models: a reservoir and classification scheme for modern and ancient sediments. **Earth- Science. Reviews**, 23, 75-174.
- PICKERING, K.T.; HISCOTT, R. N. & HEIN, F.J. 1989. **Deep marine environments: clastic sedimentation and tectonics**. Unwin Hyman, London, 416 p.
- POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M. T. & VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - Conceptual framework, In: Wilgus; B.S. Hastings; Kendall, C.G. St. C.; Posamentier H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds.). **Sea-level changes: an integrated approach**. Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, USA, 42, p.109-124.
- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II -sequence and system tract models, in Wilgus, C. K., HASTING, B. S. Kendal, C. G. ST. C. In: C.K. Wilgus; B.S. Hastings; C.G. St. C. Kendall, Posamentier H.W.; Ross C.A. & J.C. Van Wagoner (eds.). **Sea-level Changes: An Integrated Approach**. Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, USA, 42, p.125-154.
- POSAMENTIER, H.W. & ERSKINE, R.D. 1991. Seismic expression and

- recognition criteria of ancient submarine fans. In: P. Weimer & M.H. Link (eds.). **Seismic facies and sedimentary processes of modern and ancient submarine fans and turbidite systems**. Springer-Verlag, New York, pp. 197-222.
- POSAMENTIER, H.W.; ALLEN, G. P.; JAMES, D. P. & TESSON, M. 1992. Forced regressions in sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. **AAPG Bull.**, v. 76, p. 1687-1709.
- POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G. P. 1994. Siliciclastic sequence stratigraphy. Concepts and applications, (AAPG ShortCourse, 89 p.)
- POSAMENTIER, H.W. 2001. Lowstand alluvial bypass systems: incised vs. unincised. AAPG Bulletin. Volume 84, n. 10, p. 1771-1793.
- POTTER, P. E.. 1997. The mesozoic and cenozoic paleodrainage of south america: a natural history. **Journal of South America /Earth Sciences**, vol. 10, p.331-344.
- POTTER, P. E. & HAMBLIN, K. 2006. **Big rivers worldwide**. Part 1 Origins. Brigham Young University. Geology Studies, v. 48, 78 p.
- RAFAELSEN, B. 2003. Seismic resolution and frequency filtering. (Universitetet i Tromsø). Norway.
- RAMBO, B. 1956. **A fisionomia do RS**. 2ª edição. Porto Alegre. Livraria Selbach. 456 p.
- RANGEL, H. D.; MARTINS, F. A. L.; ESTEVES, F. R. & FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.8 (1), p. 203-217.
- READING, H.G. 1991. The classification of deep-sea depositional systems by sediment calibre and feeder system. **Journal of Geological Society**. 148, 427-430. London.
- READING, H.G. & RICHARDS, M.L. 1994. Turbidite systems in deep water basin margins classified by grain-size and feeder system. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, 78, 792-822.
- REZENDE, W. M. & FERRADAES, J. C. 1971. Integração geológica regional da bacia sedimentar da Foz do Amazonas. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO. DE GEOLOGIA., 25, Belém, **Anais**, 3: 203-214.
- RICCI, P. & PETRI, SETEMBRINO. 1965. **Princípios de aerofotogrametria e interpretação geológica**. Companhia Editora Nacional. São Paulo. 226 p.
- RICHARDS, K. 1982. **Rivers: form and process in alluvial channels**. Methen, London and New York, 323 p.
- RICHARDS, M. T. 1996. Deep-marine clastic systems. *In*: Emery, D. & Myers, K.J. (ed.). **Sequence Stratigraphy**. London, p. 178..

- ROSA, M. L. C. C. 2007. Caracterização geofísica do embasamento da região sul da planície costeira do Rio Grande do Sul. Monografia (Graduação). Instituto de Geociências, Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. Porto Alegre, 93 p.
- ROSA, M. L. C. C.; Ayup-Zouain, R. N.; Tomazelli, L. A.; Barboza, E. G. 2008. Anomalia gravimétrica Taim: evidência do controle da herança geológica em uma feição da planície costeira do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (44), Curitiba, PR). **Anais**. Curitiba, PR: SBG, 201, pdf.
- SANGREE, J.B. & WIDMIER, J.M. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 9: Seismic Interpretation of Clastic Depositional Facies. In: Payton, C.E. (ed.). **Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration**. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 165-184 (Memoir, n. 26).
- SANGREE, J.B.; VAIL, P.R. & MITCHUM JR., R.M. 1991. Summary of exploration applications of sequence stratigraphy. In: J.M. Armentrout & B.F. Perkins (eds.). **Sequence stratigraphy as an exploration tool: concepts and practices from the gulf coast**. Eleventh Annual Research Conference Gulf Coast Section. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 321-327.
- SCHNITKER, D. 1980. Quaternary deep-sea benthic foraminifers and bottom water masses. **Annual Reviews Earth and Planetary Sciences**, 8: 343-70.
- SCHUMM, S. A. 1977. **The fluvial system**. New York. John Wiley and Sons, 338 p.
- SCHUMM, S. A. 1993. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy: **Journal of Geology**, v. 101, p. 279 -294.
- SCHUMM, S. A. & ETHRIDGE F. G. 1997. Origin, evolution and morphology of fluvial valleys. In: Dalrymple, R. W.; Zaitlin, B. A; Sholle, P. A. (ed.). **Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences**. Tulsa, Oklahoma:, p.45-60 (SEPM Special Publication, n. 51).
- SUGUIO K. 1980. **Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica**. São Paulo. Edgar Blucher e Editora da Universidade de São Paulo. 500 p.
- SUGUIO K. & BIGARELLA, J. J. 1990. **Ambientes fluviais**. 2^a ed. Florianópolis. UFSC. 183 p.
- SEVERIANO RIBEIRO, H. J. P. 1991. **Sismo-estratigrafia e arquitetura deposicional da Bacia do Recôncavo, Estado da Bahia**, Brasil. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, Tese de Doutorado, 159 p.

- SEVERIANO RIBEIRO, H. J. P. 2001. Sismo-estratigrafia. In: Severiano Ribeiro, H.J.P. (ed.) **Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações**. São Leopoldo, p. 73-98.
- SHACKLETON, N. J, & KENNETT, J. P. 1975. Paleotemperature history of the cenozoic and the initiation of the antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analysis in DSDP sites 277, 279, and 281. In: **Initial reports of the deep sea drilling project**, vol. 29, p. 743-755, ed. Kennett, J. P.; Houtz, R. E. Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.
- SHEFFIELD, T.M.; MEYER, D.E.; HARVEY, E.A.L.; LEES, J.A.; PAYNE, B.A. & ZEITLIN, M.J. 2000. Geovolume visualization interpretation: post migration workflow. INTERNATIONAL SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS CONFERENCE, Calgary.
- SHERIFF, R. E.; GELDART, L. P. 1995. **Exploration seismology**, v. 2, data processing and interpretation: Cambridge University Press, 130 p.
- SIMONS, D. B.& RICHARDSON, E. V. 1966. Resistance to flow in a alluvial channels. (United States geological Survey Professional Paper 422J).
- SIMONS, D. B. 1973. Open channel flow. In: Chorley, J. (ed.). **Introduction to physical hidrology**. (S. I.), p. 131-152.
- SLOSS, L. L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, v. 74, p. 93-114.
- SOARES, P. C. & FIORI, A. P. 1978. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografia aérea em geologia. **Boletim Geográfico**. Rio de Janeiro. 36 (258-259), p. 35-59.
- STOW, D. A. V. & BOWEN, A. J. 1980. A physical model for the transport and sorting of fine grained sediments by turbidity currents. **Sedimentology**, 27, 31-46.
- SUMMERFIELD, M. A. 1981. **Global geomorphology: an introduction to the study of landforms**. New York: Longmann Scietific & Tecnical. 537p. : il.
- SWIFT, D. J. P.; OERTEL, G. F.; TILLMAN, R. W. & THORNE, J. A. 1991. Shelf sand and sandstone bodies. In: **International Association of Sedimentologists**, Special Publication, 14, 532 p.
- TALWANI, M., ABREU, V. 2000. Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from the U.S. East Coast margin and conjugate South Atlantic margins. In: Mohriak, W.U., Talwani, M. (eds.). **Atlantic rifts and continental margins**. American Geophysical Union. Geophysical Monograph 115: 211-233.

- TANER, M. T. & SHERIFF, R. E. 1977. Applications of amplitude, frequency and other attributes to stratigraphic and hydrocarbon determination. In: Payton, C. E. (ed). *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir*, n. 26, p. 301-327.
- TOMAZELLI, J. L. 1978. Minerais pesados da plataforma continental do Rio Grande do Sul. In: Estudos Tecnológicos. **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo, RS, n. 3, p. 103-159.
- TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. A.; LOSS, E. L.; DEHNHARDT, E. A. 1982. Caracterização de um depósito praial pleistocênico na Província Costeira do Rio Grande do Sul., SBG-32^o. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Salvador, **Anais**, 4:1514-1523.
- TOMAZELLI, L. J. 1985. Contribuição ao conhecimento das fácies de ambiente praial a partir de elementos do Pleistoceno costeiro do Rio Grande do Sul., SBG -2^o SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Florianópolis, **Anais**, p. 325-338.
- TOMAZELLI, L. J. & VILLWOCK, J. A. 1991. Geologia do sistema lagunar holocênico do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas**, 19 (1): 12-24.
- TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J. A. 1996. Quaternary Geological Evolution of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. **ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS**, 68(3): 373-382
- TOMAZELLI, L. J. & VILLWOCK, J. A. 2000. O cenozóico no Rio Grande do Sul: geologia da planície costeira. In: **Geologia do Rio Grande do Sul**. Edição CIGO/UFRGS, 444 p.
- TORTORA, P. 1996. Depositional and erosional coastal processes during the last postglacial sea-level rise: An Example From The Central Tyrrhenian Continental Shelf (Italy). **Journal of Sedimentary Research**, vol.66, n. 2, p. 391-405.
- TROEDSON, A. L. & RIDING J. B. 2002. Upper Oligocene to Lowermost Miocene Strata of King George Island, South Shetland Islands, Antarctica: Stratigraphy, Facies Analysis, and Implications for the Glacial History of the Antarctic Peninsula. **Journal of Sedimentary Research**, v. 72; n. 4; p. 510-523. (SEPM Society for Sedimentary Geology).
- TUCHOLKE, B. E.; HOLLISTER, C. D.; WEAVER, F. M.; VENNUM, W. R. 1976. Continental rise and abyssal plain sedimentation in the southeast Pacific basin, Leg. 35. Deep Sea Drilling Project In: **Initial reports of the deep sea drilling project**, v. 35, p. 359-400, ed. Hollister, C. D.; Craddock, C. D. Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office.

- URIEN, C. M.; MARTINS, L. R.; MARTINS; I. R. 1978. Modelo deposicionales en la plataforma continental de Rio Grande do Sul, Uruguay e Buenos Aires. Introducion a los deltas pre-holocenicos en Terraza Continental del Rio de la Plata. In: CONGRESSO GEOLOGICO ARGENTINO. 7, Neuquen.. **Actas**. Neuquen, Republica Argentina, v. 2, p. 639-658.
- VAIL, P.R. & MITCHUM JR., R.M. 1977a. Seismic Stratigraphy and Global Changes of sea Level: Part 1: Overview. In: Payton, C.E. (ed.). **seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration**. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 51-52 (Memoir, n. 26).
- VAIL, P.R.; MITCHUM JR., R.M.; TODD, R.G.; WIDMIER, J. M.; THOMPSON III, S.; SANGREE, J.B.; BUBB, J. N. AND HATLEID, W. G. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of sea Level, In: Payton, C.E. (ed.). **Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration**. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, (Memoir, n. 26), p. 49-212.
- VAIL, P.R.; TODD, R.G; MITCHUM JR.; R.M, R.G. & SANGREE, J.B. 1977b. Seismic Stratigraphy and Global Changes of sea Level, Part 5: Chronostratigraphy significance of seismic reflections. In: Payton, C.E. (ed.). **Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration**. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 99-116, (Memoir, n. 26).
- VAIL, P.R. & TODD, R.G. 1981. North sea jurassic unconformities chronostratigraphy and global sea level changes from seismic stratigraphy. In: **Petroleum Geology of the NW Continental Shelf, Proceedings**, p. 216-235.
- VAIL, P.R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: Seismic Stratigraphy Interpretation Procedure. In: Bally, A.W. (ed.). **atlas of seismic stratigraphy**. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, v. 1, p. 1-9, (Studies in Geology, n. 27).
- VAIL, P.R. & WORNARDT, W.W. 1990. Well log seismic sequence stratigraphy: an integrated tool for the 90's. In: J.M. Armentrout & B.F. Perkins (eds.). **Sequence Stratigraphy as an Exploration Tool: Concepts and Practices from the Gulf Coast**. Eleventh Annual Research Conference, Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 379-388.
- VAN COUVERING, J. A. 1977. The terminal miocene event. **Mar Micropaleo** 1: 263-286.
- VAN WAGONER, J. C.; MITCHUM JR., R. M.; CAMPION, K. M. & RAHMANIAN, V. D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrop: concepts for high resolution correlation of lime and facies. American Association of Petroleum Geologists, **Methods in Exploration Series**, Tulsa, 7, 55 p.
- VIANA, A. R.; ALMEIDA, C. W.; SCHREINER, S.; HERCOS, C. M.; ALMEIDA JR., W.; MACHADO, L. C. R.; MILLER, D. J. & MACHADO, R. P. 2001.

Improving Interpretation of Seafloor Geology from the Integration of Conventional Marine Geology Tools and 3D Seismic. In: 7TH INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, Salvador-BA.

- VILLWOCK, J. A. 1977. **Aspectos da sedimentação da região Nordeste da Lagoa dos Patos**. Instituto de Geociências. Curso de Pós-Graduação em Geociências. UFRGS. Tese de doutorado. Porto Alegre
- VILLWOCK, J. A. 1984. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, southern Brazil. A synthesis. **Pesquisas**. 16: 5-49.
- VILLWOCK, J. A. & TOMAZELLI, L. J. 1989. Sea-Level changes and Holocene evolution in the Rio Grande do Sul coastal plain, Brazil. Special Publ. International SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGES IN SOUTH AMERICA DURING THE QUATERNARY: Past-Present-Future, São Paulo, ABEQUA, 1:192-196.
- VILLWOCK, J. A. & TOMAZELLI, L. J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. **Notas técnicas**. CECO/IGEO/UFRGS. 8: 1-45.
- VILLWOCK, J. A. & TOMAZELLI, L. J. 1998. Holocene coastal evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. **Quaternary of south america and antarctic peninsula**. A. A. Balkema, Rotterdam, 11:83-296.
- WALKER, R. G. 1992. Facies, facies models, and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R. G & James, N. P. (ed.). **Facies models: response to sea level change**. St. Johns, Geological Associations of Canada, p. 1-14.
- WESCHENFELDER, J. 2005. **Processos sedimentares e variação do nível do mar na região costeira do Rio Grande do Sul, Brasil**. Porto Alegre, 141 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- WOODRUFF, F. & SAVIN, S. M. 1991. Mid miocene isotop stratigraphy in the deep sea. High resolutions correlations, paleoclimatic cycles, and sediment preservations. **Paleoceanography**, 6:755-806.
- ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS, E.; BILLUPS, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. **Science**, vol. 292. n. 5517, p. 686 - 693.
- ZALAN, P. V. & WARME, J. E. 1985. Tectonics and sedimentation of the Piauí-CamocimSub-basin, Ceará Basin, Offshore Northeastern Brazil. Rio de Janeiro, PETROBRAS, 51 p. (Série Ciência-Técnica-Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo, n. 17).

- ZALAN, P. V. 2004. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: Geologia do Continente Sul-Americano: **Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Cap. XXXIII, p. 595-614. Beca. São Paulo.
- ZALAN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. 2005. Origem e evolução estrutural do sistema de riftes cenozóicos do sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. v.3, n.2, p. 269-300.
- ZAITLIN, B. A.; DALRYMPLE, R. W.; BOYD, R. 1994. The stratigraphic organization of incised valley systems associated with relative sea- change. In: Dalrymple, R. W.; Zaitlin, B. A; Sholle, P. A. (ed.). **Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences**. Tulsa, Oklahoma, p.45-60 (SEPM Special Publication, n. 51).